

Міністерство освіти та науки України
Державний ВНЗ «Національний гірничий університет»

Кафедра екології
Проф. Колесник В. Є.
Конспект лекцій по курсу

МЕТЕОРОЛОГІЯ І КЛІМАТОЛОГІЯ
(російською мовою)

м. Днепропетровск
2015 р.

1. ВВЕДЕНИЕ В ДИСЦИПЛИНУ

1.1. Предмет метеорологии и климатология. Основные понятия и определения

Метеорология (метеор – небесное явление; логос – изучать) – это наука об атмосфере, ее составе строении, свойствах и протекающих в ней физических и химических процессах во взаимодействии с земной поверхностью и космической средой. Основана на законах физики и химии, т.е. – это физика атмосферы. Главная ее задача – описание состояния атмосферы и прогноз его на будущее.

Климатология – раздел метеорологии, изучающий формирование климатов, их распространение и изменение в прошлом и будущем.

Атмосфера – это газовая оболочка Земли с содержащимися в ней зольми, которая движется вместе с Землей в мировом пространстве, как единое целое и участвует во вращении Земли. Атмосфера неоднородна и изменчива во времени, постепенно переходит в межпланетную среду, а ее верхняя граница не определена. Плотность воздуха в ней падает с высотой: 0,5 ее массы находится ниже 5 км; 3/4 – ниже 10 км; 9/10 – ниже 20 км. Воздух есть на высоте 1000 км, что подтверждается полярными сияниями. (Жизнь протекает на дне атмосферы).

Погода – физическое состояние атмосферы у земной поверхности и в нижних до 30-40 км слоях в данный момент времени. Характеризуется **метеорологическими элементами или величинами** (атмосферное давление; температура и влажность воздуха; облачность; атмосферные осадки; направление и скорость ветра; интенсивность солнечной радиации; излучение земной поверхности и др.), а также **явлениями** (гроза, туман, пыльная буря, метель и пр.)

Климат – многолетний, характерный для данного региона режим погоды. Этот режим определяется **обстановкой**: широта, долгота и высота местности над уровнем моря (у.м.); орография; почвенный покров и **условиями**, которые характеризуются изменениями в годовом ходе и изменчивостью от года к году.

Локальный климат устойчив десятилетиями, а глобальный – миллионами лет.

1.3. Методология и методика метеорологии

Методология метеорологии предполагает системный подход к изучению процессов и явлений, происходящих во всей атмосфере. Иными словами, необходимо рассматривать их во взаимодействии друг с другом, с земной поверхностью и космической средой. При этом следует помнить, что количественные изменения в атмосфере часто скачком переходят в качественные.

Методика метеорологии предусматривает:

- наблюдения, измерения, а также обобщение данных и их анализ;
- выявление закономерностей для предсказания погоды, изменений климата, экологической обстановки, урожайности и т.п.;
- управление погодой и климатом путем создания водоемов, посадки леса, мелиорации и др.

Назначение метеорологии заключается в том, чтобы предотвратить катастрофы: засухи, наводнения, лавины и другие явления. Снизить урон от гололеда, заморозков, тумана, метелей, снежных заносов, ливней, градобоя, пыльных бурь, и антропогенной деятельности.

Потребители данных метеорологии:

- **авиация** (на взлет-посадку влияют: низкая облачность, туман, гроза, шквальный ветер, сильные осадки, метели, пыльные бури, струйные течения на высотах 8 – 15 км, где скорость достигает 100 м/с);

- **сельское хозяйство** (на продуктивность влияют: влажность почвы и воздуха, количество осадков, света и тепла);

- **человек и общество** (на состояние людей влияют: загрязнение атмосферы, гидросферы промышленными отходами, выбросами отопительных систем и выхлопами автотранспорта);

- **промышленные предприятия** (регулируют выбросы, приурочивая их к наиболее благоприятным метеоусловиям, обеспечивающим быстрое рассеяние загрязнителей).

1.4. Особенности атмосферных процессов

Атмосферные процессы влияют на перенос в ней естественных и антропогенных загрязнителей. Перечислим наиболее характерные особенности этих процессов.

1. **Неоднородность и изменчивость** из-за взаимодействия вращающейся земной поверхности и Солнца. Солнечная радиация поглощается земной поверхностью, а от нее нагревается атмосфера. Разный уровень радиации в разных широтах создает неравномерности в нагреве, что приводит к движениям в атмосфере.

2. **Наличие водяного пара в атмосфере**, который приводит к образованию облаков и туманов и обуславливает энергетические ресурсы атмосферы.

Испарение и конденсация сопровождаются сильным поглощением или выделением энергии. Удельная теплота перехода "вода-пар" определяется с учетом температуры – t зависимостью

$$L = (2501 - 2,72t^{\circ}C) \text{ кДж/кг.} \quad (1.1)$$

3. **Процессы развиваются во всей атмосфере** земного шара. Поэтому для точного прогноза погоды нужны станции по всему миру или метеоспутники.

4. **Многомасштабность явлений** в атмосфере – от нескольких метров до тысяч км (смерчи – до 100 км, фронты, циклоны и антициклоны – до 2000 км, струйные течения и длинные волны размером с полземли) .

Вопросы для самоконтроля.

1. Изложите предмет изучения метеорологии.
2. Изложите предмет климатологии.
3. Дайте определение атмосферы.
4. Дайте определение погоды.
5. Дайте определение климата.

6. Изложите методологию и методику метеорологии.
7. Изложите назначение метеорологии.
8. Охарактеризуйте особенности атмосферных процессов.

2. ВОЗДУХ И АТМОСФЕРА

Атмосфера состоит из смеси газов, называемой воздухом. В воздухе находятся жидкие и твердые частицы. Как газ, воздух характеризуется давлением – p , температурой – t , T , плотностью – ρ , составом.

2.1. Атмосферное давление и единицы его измерения

Атмосферное давление – это результирующая сила ударов молекул газа – F , приходящаяся на единицу площади – S :

$$p = F/S. \quad (2.1)$$

Давление – скаляр (в точке одинаково по всем направлениям), поэтому на одном уровне давление одинаково и легко выравнивается в закрытых помещениях через щели (поэтому барометр не надо выносить на улицу).

Единица давления в системе СИ – 1 Па = 1 Н / 1 м² (100 Па = 1 гПа).

Старая единица 1 мб = 1000 дин/см²; 1 мб = 1 гПа. Внесистемная единица – 1 мм рт.ст. Это давление, которое оказывает столб ртути высотой $h = 1$ мм на 1 м² поверхности.

Задача. Какое давление в Па оказывает столб ртути высотой 1 мм?

Решение. 1 мм рт.ст. оказывает давление:

$$p = F/S = gm/s = \rho gV/S = \rho gh = 13596 \text{ кг/м}^3 \times 9.8 \text{ м/с}^2 \times 10^{-3} \text{ м} = 133,33 \text{ Па}.$$

Таким образом, 1 мм рт.ст. = 4/3 гПа, а 1 гПа = 0,75 мм рт.ст.

2.2. Температура воздуха и шкалы температур

Температура воздуха постоянно меняется от точки к точке, в суточном и годовом ходе. Максимальное значение достигает +60°C, а минимальное – -90 °C (максимальный диапазон изменения земной температуры достигает 150 °C).

Единицы измерения температуры:

– градусы по шкале Цельсия (за 0°C принята температура таяния льда, а за 100°C – температура кипения воды при давлении 1013 кПа; обозначение – t);

– градусы по шкале Кельвина (0 К – температура абсолютного покоя молекул; обозначение – T).

При этом 1К = 1°C, а шкалы температур связаны соотношением: $T = t + 273,15$.

В США и Англии используется шкала температур Фаренгейта (за 0°F принята температура смеси снега и нашатыря – NH₄Cl, а за 100°F – нормальная температура человеческого тела), которая связана со шкалой Цельсия соотношениями:

$$t^{\circ}\text{C} = (5/9)(t^{\circ}\text{F} - 32) \text{ или } t^{\circ}\text{F} = (9/5)t^{\circ}\text{C} + 32, \quad (2.2)$$

откуда: 0°C = 32 °F; 0°F = -17,8 °C; 212°F = 100 °C; 100°C = 180 °F, а 1°F = (5/9)°C.

2.3. Водяной пар в воздухе

Во влажном воздухе массовое содержание водяного пара у земной поверхности изменяется от 0,2 % в полярных широтах до 2,5 % у экватора и может достигать 4 %.

Водяной пар поступает в атмосферу путем испарения с водной поверхности, влажной почвы и в результате транспирации растениями.

Для каждого значения температуры существует предельно возможное содержание водяного пара в воздухе. Это количество его называют насыщенным, а воздух с таким количеством пара – насыщенным.

Состояние насыщения воздуха водяным паром в атмосфере достигается понижением температуры, что приводит к конденсации избытка влаги и образованию капель. Поэтому процессы испарения и конденсации в атмосфере – определяют погоду и климат.

Водяной пар, как и любой газ, оказывает давление.

Давление насыщенного пара зависит от температуры и определяется по формуле Магнуса

$$E = E_0 \cdot 10^{at / (b + t)}, \quad (2.3)$$

где $a = 7,6326$, $b = 241,9$ при испарении над поверхностью чистой воды или $9,5$ и $265,5$, соответственно, при испарении над льдом; $E_0 = 6,1$ гПа (4,6 мм рт. ст.).

Используют также усредненную зависимость:

$$E = E_0 \cdot 10^{7,45t / 235 + t}.$$

Пример. При температуре 20°C давление насыщенного водяного пара составит, в среднем, $E = 23,4$ гПа.

Чаще всего водяного пара меньше, чем нужно для насыщения воздуха при данной температуре, поэтому введено понятие относительной влажности, как отношение фактического парциального давления водяного пара к максимально возможному давлению при данной температуре:

$$f = (e / E) 100\%. \quad (2.4)$$

Задача. Определить относительную влажность воздуха при температуре 20°C , если парциальное давление водяного пара составляет $e = 11,7$ гПа.

Решение. Относительная влажность $f = (11,7 / 23,4) \times 100 = 50\%$.

2.4. Состав сухого воздуха

Воздух без водяного пара называют сухим. Он на 99% состоит из азота и кислорода (табл. 2.1.).

Таблица 2.1– Состав сухого воздуха у земной поверхности, %

Состав	N ₂	O ₂	Ar	CO ₂	Ne; He; CH ₄ ; Kr; H ₂ ; H ₂ O; O ₃ ; NO ₂ ; SO ₂ ; NH ₃ ; CO; I ₂ ; Rn.
По объему	78,08	20,95	0,93	0,03	0,01
По массе	75,52	32,15	1,28	0,046	0,004

Состав воздуха у земной поверхности практически постоянен, однако сжигание топлива приводит к систематическому увеличению содержания

углекислого газа (CO₂). С середины прошлого века его глобальное содержание возросло на 12-15%. Локальное возрастание наблюдается в промышленных центрах, где содержание углекислого газа может достигать 0,1-0,2%

2.5. Уравнение состояния сухого воздуха

Состояние газа определяется давлением – p , температурой – T и плотностью – ρ . Эти величины зависят друг от друга.

Для единицы массы газа:

$$p\nu = RT, \quad (2.6)$$

где $\nu = 1/\rho$ – удельный объем, а R – удельная газовая постоянная, зависящая от природы газа.

Заменив $\nu = 1/\rho$, получим

$$\rho = p/RT. \quad (2.7)$$

В земных условиях составляющие воздуха ведут себя как идеальный газ, поэтому уравнения применимы к сухому воздуху, водяному пару и к влажному воздуху. В каждом случае будет свое значение удельной газовой постоянной R . Для сухого воздуха $R = R_d = 287,05$ Дж/(кг. К).

Для 1-го моля сухого воздуха уравнение состояния примет вид:

$$p\mu_d \nu = R_d \mu_d T, \quad (2.8)$$

где μ_d – молекулярная масса сухого воздуха, кг моль; $\mu_d \nu$ – объем одного моля, равный 22,413 м³/(кг моль) или 22 дм³/(г моль) при нормальных условиях ($p = 101324,3$ Па; $T = 273$ К), а $R_d \mu_d = R_o$ – это универсальная газовая постоянная, которая одинакова для любых газов и равна $8,314 \cdot 10^3$ кг м²/(кмоль с² К).

Зная R_d и R_o , определим $\mu_d = R_o/R_d = 287,05 / 8,314 \cdot 10^3 = 0,02896$ кг моль или 28,96 г моль.

2.6. Плотность воздуха

Плотность – это масса в единице объема. **Плотность сухого** воздуха не измеряют, а вычисляют из уравнения (2.7) по измеренным значениям p , T и известной удельной газовой постоянной сухого воздуха $R_d = 287,05$ Дж/(кг. К):

$$\rho_d = p/R_d T$$

Плотность влажного воздуха складывается из массы сухой части воздуха и массы водяного пара в единице объема, поэтому плотность влажного воздуха составит:

$$\rho = \rho_d + \rho_w, \quad (2.9)$$

Определим оба слагаемых. Если измеренное давление влажного воздуха равно p , а парциальное давление водяного пара e , которое находят из относительной влажности, то давление сухой части воздуха будет $(p - e)$, а его плотность по уравнению состояния (2.7) составит:

$$\rho_d = (p - e)/R_d T \quad \text{или} \quad \rho_d = p(1 - e/p)/R_d T \quad (\text{первое слагаемое}). \quad (2.10)$$

Плотность водяного пара из того же уравнения состояния (2.7) определим как

$$\rho_w = e/R_w T. \quad (2.11)$$

Помня, что $R_d \mu_d = R_o = R_w \mu_w$, выразим R_w через значение R_d . Получим

$$R_w = R_d \mu_d / \mu_w = R_d 28,9/18 = 1,608 R_d = R_d / 0,622.$$

Тогда (2.11) перепишем как

$$\rho_w = 0,622e/R_d T \quad (\text{второе слагаемое}). \quad (2.12)$$

Согласно (2.9) сложим (2.10) и (2.12). Получим плотность влажного воздуха

$$\rho = p(1 - e/p)/R_d T + 0,622 e/R_d T = p(1 - 0,378 e/p)/R_d T.$$

Учитывая малость отношения e/p , которое даже для тропиков не превышает $40/1000 = 0,04$, целесообразно преобразовать полученное выражение путем умножения и деления его на величину $(1 + 0,378 e/p)$. После исключения величины $(e/p)^2$ – второго порядка малости, получим

$$\rho = p/R_d T(1 + 0,378 e/p). \quad (2.13)$$

Заменим в знаменателе величину $T(1 + 0,378 e/p)$ на T_v , – так называемую, виртуальную температуру (T_v – температура, которую должен иметь сухой воздух, чтобы его плотность равнялась плотности влажного при T , p и e последнего). В результате, получим уравнение состояния влажного воздуха, как и для сухого в виде

$$\rho = p/R_d T_v. \quad (2.14)$$

Из формул (2.13) и (2.14) следует, что виртуальная температура всегда выше, чем истинная, а плотность влажного воздуха меньше, чем сухого.

Задача. Определить плотность сухого и насыщенного воздуха при $t = 0^\circ\text{C}$ и давлении 1000 гПа.

Решение. Для сухого воздуха:

$$\rho = p/R_d T = 100000 \text{ Па} / (287,05 \times 273) = 1,276 \text{ кг/м}^3.$$

Для насыщенного воздуха при этой же температуре (согласно формуле Магнуса) давление водяного пара составляет 6,1 гПа. Тогда плотность влажного насыщенного воздуха составит:

$$\rho = p/R_d T(1 + 0,378 e/p) = 10^5 / ((287,05 \times 273)(1 + 0,378 \times 610/10^5)) = 1,273 \text{ кг/м}^3.$$

Вопросы для самоконтроля.

1. Охарактеризуйте атмосферное давление и единицы его измерения.
2. Покажите, как определяется температура воздуха, и приведите шкалы температур.
3. Проанализируйте давление насыщенного водного пара в воздухе.
4. Поясните относительную влажность воздуха.
5. Приведите основные компоненты сухого воздуха.
6. Проанализируйте уравнение состояния сухого воздуха.

7. Покажите, как определяется плотность сухого воздуха.
8. Покажите, как определяется плотность влажного воздуха.
9. Проанализируйте виртуальную температуру воздуха.

3. РАДИАЦИЯ В АТМОСФЕРЕ

3.1. Понятие солнечной радиации. Спектральный состав

В метеорологии под солнечной радиацией подразумевают весь спектр электромагнитного излучения Солнца, достигающего атмосферы, частным случаем которого является видимый солнечный свет. Распространяется электромагнитное излучение (электромагнитные волны) со скоростью $c=2,99793\pm 1\cdot 10^8$ м/с (300000 км/с), которая связана с частотой ν и длиной волны λ , как $c = \lambda \cdot \nu$.

Любое тело с температурой более 0 K излучает электромагнитные волны благодаря колебаниям или вращению атомов.

Солнце нагрето сильно, поэтому оно сильно излучает. Земля, ее поверхность и атмосфера, нагреваются солнечной радиацией и тоже излучают, но в ином спектральном диапазоне.

Спектр солнечной радиации характеризуется потоками излучения определенной длины волны, мкм:

- гамма лучи ($\lambda < 10^{-5}$);
- рентгеновское излучение ($10^{-5} < \lambda < 10^{-2}$);
- ультрафиолет ($0,01 < \lambda < 0,39$);
- ближний ультрафиолет ($0,29 < \lambda < 0,39$);
- видимый свет ($0,39 < \lambda < 0,76$):
 - фиолетовый 0,390-0,455
 - синий 0,455-0,485
 - голубой 0,485-0,505
 - зеленый 0,505-0,575
 - желтый 0,575-0,585
 - оранжевый 0,585-0,620
 - красный 0,620-0,760
- близкое инфракрасное излучение ($0,76 < \lambda < 2,4$);
- инфракрасное ($0,76 < \lambda < 3000$);
- радиоволновое ($\lambda > 3000$).

В метеорологии обычно рассматривают коротковолновую (0,1-2,4 мкм) и длинноволновую радиацию ($\lambda = 120$ мкм). Солнечная радиация на 99% – коротковолновая (95% – это волны в области $0,29 < \lambda < 2,4$ мкм). Радиация земной поверхности и атмосферы – длинноволновая.

3.2. Энергия радиации и законы излучения

Испуская тепловую радиацию, тело теряет лучистую энергию и охлаждается. Радиация, попадая на тело, преобразуется в тепло и нагревает его, т.е. заставляет сильнее колебаться атомы вещества.

Количество энергии, излучаемое единицей поверхности в единицу времени во всех направлениях называют потоком излучения:

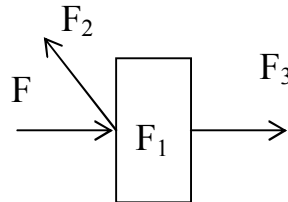
$$F = d\Phi/dS, \quad (3.1)$$

который зависит от длины волны λ , поэтому вводят величину F_λ [Дж / (м²с·мкм)], которую называют излучательной способностью тела.

Полный поток излучения всех длин волн можно представить как

$$F = \int_0^{\infty} F_\lambda \cdot d\lambda. \quad (3.2)$$

Поток излучения поглощается, отражается и пропускается:



Поглощающая способность вещества $a = F_1/F$, где F_1 – поглощенная часть полного потока излучения (кварц поглощает излучение более 4 мкм, но пропускает видимый свет и ультрафиолет).

Отражательная способность $b = F_2 / F$, где F_2 – отраженная часть излучения (например, характеризует альбедо земной поверхности).

Относительный коэффициент пропускания $d = F_3/F$, где F_3 – поток, прошедший сквозь вещество (воздух).

Нетрудно убедиться, что сумма $a+b+d=1$, а $F_1+F_2+F_3=F$.

Если разделить поток излучения выбранной длины волны на коэффициент ее поглощения, то получим функцию Кирхгофа: $(F/a)_\lambda = B(\lambda, T)$, которая не зависит от природы вещества, а зависит только от λ и T .

Для **абсолютно черного тела** $a = 1$, поэтому $(F_\lambda)_{\text{ч.т.}} = B(\lambda, T)$ – функция, которая характеризует излучательную способность абсолютно черного тела.

Планк получил модель этой функции в виде

$$B(\lambda, T) = \frac{c_1 \lambda^{-5}}{\exp\left(\frac{c_2}{\lambda T}\right) - 1}, \quad (3.3)$$

где $c_1 = 3,7418 \cdot 10^{-16}$ Вт·м² и $c_2 = 1,438786 \cdot 10^{-2}$ м·К – постоянные излучения, а T – абсолютная температура тела.

Полный поток излучения (поглощения) абсолютно черного тела составит

$$B = \int_0^{\infty} B(\lambda, T) \cdot d\lambda.$$

Интеграл этой зависимости после подстановки формулы Планка имеет вид

$$B = \sigma T^4, \quad (3.4)$$

где $\sigma = 5,67032 \cdot 10^{-8}$ Вт/м²·К⁴ – постоянная Стефана-Больцмана.

Для серого тела, каковым можно считать и поверхность Земли, поглощающая способность для всех длин волн постоянна и одинакова, как для всех серых тел, а выражение (3.5) примет вид

$$B = \delta \sigma T^4, \quad (3.5)$$

где для Земли $\delta = 0,95$.

Задача. Определить поток излучения серой заводской стены, нагретой до 30°C , если площадь ее $S=1000 \text{ м}^2$. Решить самостоятельно, используя формулу (3.5).

Энергетический спектр Солнца почти такой же, как у абсолютно черного тела, нагретого до $\approx 6000^\circ\text{C}$ (точнее яркостная температура поверхности Солнца составляет 6116°C). Максимум излучения приходится на длину волны $0,473 \text{ мкм}$.

Лучистая энергия Солнца – основной источник тепла для поверхности Земли и для атмосферы. Она преобразуется в тепло в основном на поверхности Земли, от которой нагревается и атмосфера. В свою очередь, нагретая поверхность и атмосфера излучают тепло, поэтому происходит их охлаждение.

Среднегодовая температура земной поверхности и атмосферы в разных точках Земли меняется мало, поэтому говорят о тепловом равновесии, а значит и лучистом равновесии, так как нагрев и охлаждение идут за счет лучистой энергии (радиации).

3.3. Интенсивность прямой солнечной радиации (инсоляция)

Прямая солнечная радиация – это поток параллельных лучей (рис.3.1.) без части, рассеянной в атмосфере, который зависит от высоты Солнца – h_c .

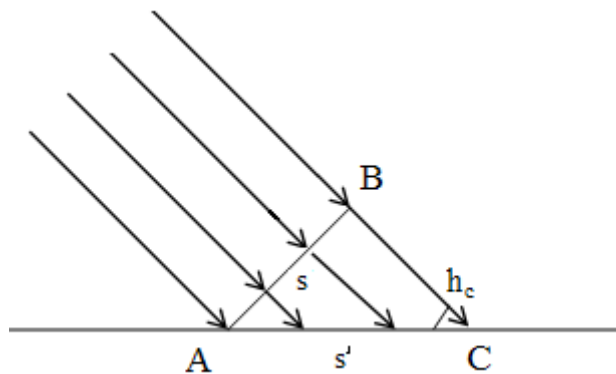


Рис.3.1. Приток прямой солнечной радиации на горизонтальную и перпендикулярную поверхности

Если S – лучистая энергия, приходящаяся в единицу времени на единицу площади поверхности s , перпендикулярной лучам, то для горизонтальной поверхности получим $S' = S \sin h_c$. (Очевидно, что количество радиации, попадающей на перпендикулярную лучам и горизонтальную поверхности, равны, поэтому $S's' = Ss$, откуда $S' = Ss/s'$, а $s/s' = AB/AC = \sin h_c$).

Приток солнечной радиации на горизонтальную поверхность называют **инсоляцией** – $[S]$ – $\text{дж/м}^2\text{с}$ или вт/м^2 .

3.4. Солнечная постоянная и приток солнечной радиации к Земле

Интенсивность солнечной радиации перед вступлением в атмосферу называют **солнечной постоянной**. Она зависит только от расстояния Земли до Солнца (В январе $22949R_z$, – радиусов Земли, а в июле $23741R_z$ при среднем расстоянии до Солнца $r_0 = 149,6 \cdot 10^6 \text{ км}$)

Значение солнечной постоянной составляет $S_0=1367$, Вт/·м² ±0,3% (округленно 1,37 кВт/·м²). Измерялась она по земным наблюдениям путем интерполяции.

Общий приток радиации к Земле в единицу времени на границе освещенной части атмосферы составляет $S_{\text{общ}}=S_0 \times \text{площадь большого круга Земли} = 1367^{\cdot 8}$ Вт/·м² × 12,75·10¹³ м² = 1,8·10¹⁷Вт (1 миллиардная доля излучения Солнца, которая эквивалентна сжиганию 400 тыс. тонн угля в минуту).

Приток солнечной радиации к поверхности Земли в единицу времени на единицу площади (суточная инсоляция) в отсутствие атмосферы зависит только от астрономических факторов и определяется выражением, полученным М. Миланковичем с учетом того, что Земля – шар и вращается, а ось ее наклонена к плоскости орбиты:

$$Q = \frac{2S_0}{R^2} \left(t_0 \cdot \sin \varphi \cdot \sin \delta + \frac{f}{2\pi} \cdot \cos \varphi \cdot \cos \delta \cdot \sin \left(\frac{2\pi}{f} \cdot t_0 \right) \right), \quad (3.6)$$

где $R=r/r_0$ – относительное расстояние от Земли до Солнца; φ – географическая широта местности; δ – склонение Солнца (в день летнего солнцестояния $\delta = 23,5^\circ$); f – период вращения Земли, сутки; $2\pi/f$ – часовой угол; t_0 – продолжительность светлого времени суток (от восхода до заката).

Согласно этой модели, максимум суточной инсоляции в день летнего солнцестояния приходится на северный полюс, а второй максимум на широту 43,5°, где сутки короче, но Солнце – выше (широта Днепропетровска 48,5°).

3.5. Поглощение и рассеяние солнечной радиации в атмосфере

В атмосфере солнечная радиация частично рассеивается и частично поглощается молекулами газов и примесями, переходя в тепло, а прямая и часть рассеянной (другая часть рассеянной атмосферой радиации уходит в космос) достигают поверхности и, в свою очередь, отражаются и поглощаются. При этом достигшая Земли радиация менее интенсивна (при чистой атмосфере на уровне моря составляет $\approx 0,75 \cdot S_0 = 1035$ Вт/·м² и другого спектрального состава (более длинноволновая).

Радиация Солнца поглощается атмосферой избирательно. Так, **азот** поглощает очень короткие волны, а **кислород** – в двух видимых линиях спектра. Озон сильно поглощает излучение, короче 0,3 мкм и особенно в полосе Хартлея (0,22-0,29 мкм), но в сравнительно тонком слое 20-30 км. Углекислый газ поглощает в инфракрасной области. Водяной пар имеет ряд линий сильного поглощения.

Ослабление солнечной радиации за счет рассеяния больше, чем от поглощения (рассеивается до 25% радиации, а поглощается не более 17%).

Рассеяние радиации определяется следующими факторами:

– оптическими свойствами среды (характеризуются комплексным показателем рассеяния);

– геометрической структурой среды (характеризуется размером рассеивающих частиц, расстоянием между ними и длиной волны)

Полный коэффициент объемного рассеяния атмосферы равен сумме молекулярного и аэрозольного и зависит от высоты над земной поверхностью:

Высота $-z$, км	0	2	4	8	16
$1000 \times i$, 1/км	11,6	9,55	7,77	4,99	1,58
$1000 \times j$, 1/км	158	30	6,66	3,39	2,52

Из приведенных значений видно, что до 3 км преобладает рассеяние за счет аэрозолей (капель, твердых частиц, пыли), а далее молекулярное.

3.6 Основные оптические явления в атмосфере

Как показано выше, оптические явления обусловлены рассеянием и поглощением света.

1. Голубой цвет неба вызван молекулярным рассеянием в воздухе.
2. Белесый, молочный туман – крупными аэрозолями.
3. Днем светло из-за рассеяния света в атмосфере, которая выглядит, как источник света.
4. Сумерки вызваны освещением верхних слоев атмосферы после заката и длятся 1-2 часа в зависимости от широты местности. Закат Солнца до 8° за горизонт называют гражданскими сумерками, до 18° – астрономическими (видно первые звезды). Белые ночи наблюдают, когда Солнце опускается за горизонт не ниже 18° .
5. Пурпурная или желтая заря, в зависимости от аэрозолей, наблюдается в очень чистой атмосфере (также как противозаря, наблюдаемая в диаметрально противоположной стороне неба).

3.7 Закон ослабления света атмосферой (Бугера-Ламберта-Бера)

Ослабление света (экстинкция) в атмосфере происходит за счет поглощения и рассеяния.

Получим закон ослабления, используя схему, приведенную на рис. 3.2.

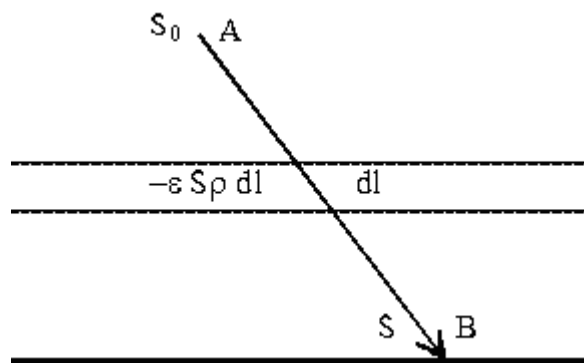


Рис. 3.2. К выводу закона ослабления параллельных лучей

Согласно с логикой взаимодействия света и вещества атмосферы можно записать дифференциальное уравнение ослабления света

$$ds = -\varepsilon S \rho dl, \quad (3.7)$$

где ε – массовый показатель ослабления, 1/кг; S – поток радиации Вт/м²; ρ – плотность воздуха (изменяется с высотой, но для тонкого слоя dl можно считать постоянной).

Разделим переменные и проинтегрируем от верхней границы атмосферы – А до нижней – В, приняв длину АВ = L .

$$\int_A^B \frac{dS}{S} = -\varepsilon \int_A^B \rho dl; \ln S = \ln S_0 - \varepsilon \int_0^L \rho dl; .$$

Потенцируя, получим

$$S = S_0 \exp\left(-\varepsilon \int_0^L \rho dl\right) . \quad (3.8)$$

Обозначим $\int_0^L \rho dl = M$ – масса наклонного атмосферного столба с основанием 1 м² и длиной L , тогда

$$S = S_0 \exp(-\varepsilon \cdot M) . \quad (3.9)$$

Введем M_0 – массу вертикального столба сечением 1 м², тогда $M/M_0 = m$ определит оптическую массу атмосферы.

Теперь можно записать

$$S = S_0 \exp(-\varepsilon \cdot M_0 m) . \quad (3.10)$$

Величина $\varepsilon \cdot M_0 = \tau$ – представляет собой безразмерный коэффициент ослабления вертикального столба (**оптическая толщина** атмосферы).

С учетом этого получим закон ослабления света атмосферой:

$$S = S_0 \exp(-\tau \cdot m) \quad (3.11)$$

Обозначим $\exp(-\tau) = p$ (интегральный **коэффициент прозрачности** для всех длин волн). Получим

$$S = S_0 p^m - \text{(формула Бугера)} . \quad (3.12)$$

Если принять во внимание, что $m = M/M_0 = 1/\sin h_c = \operatorname{cosec} h_c$, тогда

$$S = S_0 p^{\operatorname{cosec} h_c} . \quad (3.13)$$

Ниже приведены некоторые значения оптической массы атмосферы в зависимости от высоты Солнца:

$h_c, ^\circ$	90	80	70	60	50	40	30	20	10	0
$m = \operatorname{cosec} h_c$	1	1,02	1,06	1,16	1,3	1,55	2,0	2,9	5,6	35,4*

Примечание *– при нулевой высоте Солнца оптическая масса атмосферы не равна бесконечности, а ограничена приведенной величиной.

Если в последнее уравнение подставить $h_c=90^\circ$, т.е. $m=1$, то $p=S/S_0$. Таким образом, коэффициент прозрачности показывает, какая доля светового потока доходит до земной поверхности при отвесном падении.

С помощью формулы Бугера можно определить прозрачность и солнечную постоянную по данным наземных измерений. Для этого измеряют болометром поток радиации у поверхности при разной высоте Солнца т.е. в разное время дня. По результатам измерений S_1 , S_2 , h_{c1} и h_{c2} составляют систему двух уравнений с двумя неизвестными вида

$$S_1 = S_0 p^{\operatorname{cosech}_{c_1}}$$

$$S_2 = S_0 p^{\operatorname{cosech}_{c_2}}$$

Решая ее, находят p и S_0 .

Для атмосферы без пыли в ультрафиолетовой области прозрачность $p \approx 0,5$, а в инфракрасной $\approx 0,9$. В реальной атмосфере p меняется от 0,7 летом до 0,85 зимой и зависит от количества влаги.

3.8. Фактор мутности атмосферы

Фактор мутности определяют на основании того, что все ослабление (за счет поглощения и рассеяния) можно разделить на две фазы:

- ослабление сухими газами, т.е. сухим чистым воздухом;
- ослабление водяными парами, коллоидными примесями и аэрозолями.

Первая фаза соответствует идеальной атмосфере с оптической толщиной τ_i , которая хорошо изучена. Тогда $\tau / \tau_i = T_m$ – фактор мутности, который показывает, насколько загрязнена идеальная атмосфера. Откуда $\tau = \tau_i T_m$ и формула Ламберта примет вид

$$S = S_0 \exp(-\tau_{ii} \cdot T_m \cdot m). \quad (3.14)$$

Таким образом, оптическая масса идеальной атмосферы увеличивается в T_m раз. Иными словами, фактор мутности равен числу идеальных атмосфер, ослабляющих радиацию так же, как загрязненная. На равнинах в средних широтах $T_m \approx 3$, в городах и в тропиках ≥ 4 , а в горах $2 < T_m < 3$. Зимой – меньше, летом – больше из-за наличия в атмосфере влаги и пыли.

Фактор мутности определяет видимость в атмосфере. **Метеорологическая видимость** – это расстояние, на котором исчезают контуры предметов. Ее определяют на глаз. В тумане видимость может составлять – метры, обычно 1-2 км, иногда и выше.

3.9. Изменчивость прямой и рассеянной радиации в атмосфере. Суммарная радиация

Интенсивность **прямой** солнечной радиации в средних широтах меняется в суточном ходе по кривой, напоминающей колокол, от 0 на восходе и заходе Солнца до $S = 0,2-0,95$ кВт/м² (в пустынях $S = 1,0-1,1$ кВт/м²) к полудню, в зависимости от

времени года. Облака уменьшают полуденную амплитуду до 0,4 кВт/м². С ростом влажности прямая радиация падает из-за поглощения радиации водяным паром:

Влажность – a , г/м ³	2,8	4,8	6,4	8,7	11,6
S , кВт/м ²	0,94	0,87	0,8	0,73	0,66

Кроме того, контролируют годовой ход прямой солнечной радиации.

Интенсивность **рассеянной** солнечной радиации имеет такой же характер изменения, как и прямая но зависит от содержания примесей в атмосфере, т.е. от мутности (T_m) и облачности. Амплитуда рассеянной радиации в полдень составляет $D = 0,05-0,3$ кВт/м² и увеличивается при наличии снежного покрова. Рассеянная радиация, как и прямая, увеличивает нагрев и освещенность при наличии облачности, не закрывающей солнце.

Суммарная радиация – это прямая и рассеянная, достигающая поверхности земли:

$$Q = S \cdot \sin h_c + D \approx S \cdot \sin h_c / (1 + \varepsilon \cdot \tau \cdot \operatorname{cosech} h_c), \quad (3.15)$$

где ε – эмпирический коэффициент, зависящий от высоты h_c :

h_c , градусов	60	30	15
ε	0,14	0,2	0,24

Примерный ход суточной радиации представлен на рис.3.3.

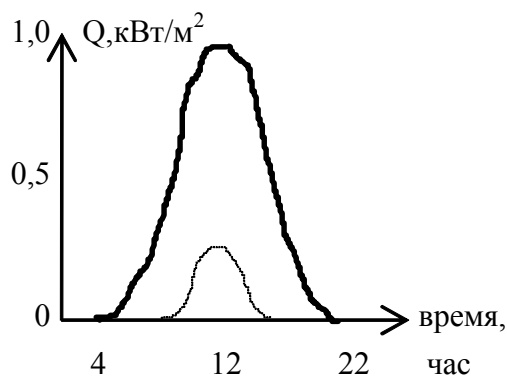


Рис.3.3. Типовой ход суточной радиации в июле и январе (пунктирная линия)

3.10. Отражение радиации и ее поглощение

Суммарная радиация Q поглощается верхним слоем почвы, а частично отражается. Отраженная доля общей радиации называется **альбедо**:

$$A = Q_{\text{отраженная}} / Q_{\text{общая}}. \quad (3.16)$$

Тогда величина $(S \cdot \sin h_c + D)A$ – отражается, а $(S \cdot \sin h_c + D)(1 - A)$ – поглощается.

Характерные значения альбедо поверхностей:

верхняя поверхность облаков	0,5–0,75
влажного чернозема	0,08
глинистой пустыни	0,3
травы	0,2
леса	0,15

свежего снега	0,7–0,8
песка	0,35
водной поверхности	0,02–0,8

3.11. Излучение земной поверхности

Верхние слои почвы, воды, снежный покров и растительность излучают, как и все нагретые тела (собственное излучение земной поверхности).

Земля не является абсолютно черным телом, но с большой точностью может рассматриваться как серое тело, излучение которого во всем спектре излучения отличается от черного на средний множитель $\delta = 0,95$ (для песка 0,95-0,96, для торфа – 0,97-0,98, для зеленой травы – 0,99 для снега 0,97-0,98 и т.д.). Поэтому для Земли справедливо выражение

$$B_3 = \delta \sigma T^4. \quad (3.17)$$

При температуре $t = +15^\circ\text{C}$ собственное излучение земной поверхности, вычисленное по формуле, составляет $3,73 \cdot 10^2 \text{ Вт/м}^2$ (0,373 кВт/м²).

3.12. Встречное излучение

Собственное излучение земной поверхности практически полностью поглощается атмосферой, в основном, водяным паром, который поглощает земную радиацию с длиной волны от 4,5 до 80 мкм (кроме интервала от 8,5 до 12 мкм, называемым окном прозрачности для земного излучения) и сохраняет тепло в атмосфере, нагревая ее (увеличение количества водяного пара, CO₂, пыли и других примесей в атмосфере, поглощающих земное излучение, обуславливают парниковый эффект, приводящий к значительному нагреву атмосферы). Нагретая же атмосфера, в свою очередь, тоже излучает: 70% энергии – обратно в сторону земной поверхности и 30% – в космос.

Атмосферная радиация, приходящая к Земле, называется **встречным излучением**. Встречное излучение составляет на равнине величину порядка $B_a = 0,21\text{-}28 \text{ кВт/м}^2$ и полностью поглощается земной поверхностью.

3.13. Эффективное излучение

Встречное излучение всегда меньше собственного земного. Поэтому земная поверхность теряет тепло, равное разности между **собственным излучением земной поверхности** и встречным излучением атмосферы

$$B_e = B_s - B_a \quad (3.18)$$

называют **эффективным излучением**. Это чистая потеря лучистой энергии, а, следовательно, тепла с земной поверхности ночью. Эффективное излучение измеряется пиргеометрами, а встречное излучение вычисляют по формуле (3.18), имея рассчитанное для известной температуры значение собственного излучения земной поверхности.

3.14. Радиационный баланс

Разность между поглощенной радиацией и эффективным излучением называют **радиационным балансом**:

$$B_r = (S \sin h_c + D)(1 - A) - B_e \quad (3.19)$$

Типовой суточный ход радиационного баланса в средних широтах представлен на рис.3.4.

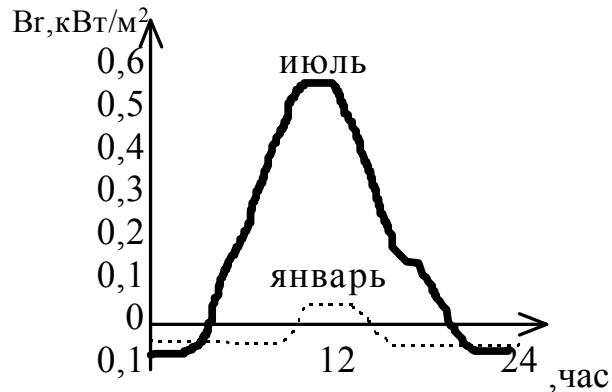


Рис.3.4. Суточный ход радиационного баланса летом и зимой.

Как видим, ночью B_r – отрицателен, а днем при $h_c > 10-15^\circ$ – положителен. Облачность снижает летнюю амплитуду до $0,3 \text{ кВт/м}^2$, а зимнюю почти до нуля.

3.15. Излучение в мировое пространство

Если принять, что на границу атмосферы приходит 100 ед. лучистой энергии, то в мировое пространство уходит:

- длинноволновое собственное излучение земной поверхности через “окно в атмосфере” в интервале длин волн $8,5-12 \text{ мкм}$, составляющее около 5-7 ед;
- длинноволновое излучение самой атмосферы, которая особенно сильно излучает, начиная с высот 6-10 км, составляющее ≈ 62 ед;
- вместе с отраженной и рассеянной коротковолновой солнечной радиацией (за счет альбедо поверхности, облаков и рассеяния на частицах) – около 30 ед.

Таким образом, Земля вместе с атмосферой теряют столько же радиации, сколько и получает от Солнца, т.е. находится в лучистом равновесии.

Вопросы для самоконтроля.

1. Охарактеризуйте солнечную радиацию и ее спектральный диапазон.
2. Приведите и проанализируйте оптические характеристики сред.
3. Проанализируйте функцию излучения Кирхгофа и ее модель Планка
4. Покажите, как вычисляется излучение нагретой земной поверхности.
5. Охарактеризуйте солнечную постоянную.
6. Покажите, как определяется суточная инсоляция по Миланковичу.
7. Проанализируйте процессы поглощения и рассеяния солнечной радиации в атмосфере.

8. Охарактеризуйте основные оптические явления в атмосфере.
9. Приведите и проанализируйте формулы ослабления света в атмосфере.
10. Покажите, как определяется прозрачность атмосферы.
11. Проанализируйте фактор мутности атмосферы.
12. Проанализируйте изменения прямой, рассеянной и суммарной радиации.
13. Проанализируйте альбедо земной поверхности.
14. Проанализируйте излучение земной поверхности.
15. Составьте и проанализируйте радиационный баланс Земли.

4. БАРИЧЕСКОЕ ПОЛЕ

В узком смысле барическое поле – это распределение атмосферного давления как скалярной величины. В широком смысле – это горизонтальное распределение давления и его изменения во времени, связанные с режимом ветра.

4.1 Основное уравнение статики атмосферы (уравнение покоящейся атмосферы)

Получим уравнение статики, для чего в атмосферном столбе покоящейся атмосферы выделим по высоте элемент сечением 1 м^2 и толщиной dz (рис.4.1, где ось z направлена вверх).

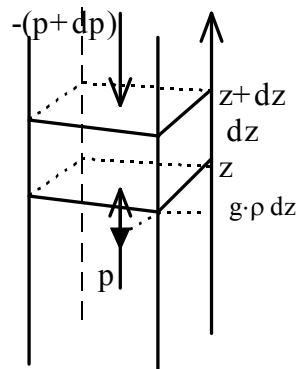


Рис.4.1. К выводу уравнения статики атмосферы

На этот элемент объема снизу давит сила, численно равная давлению p . Сверху: $-(p+dp)$. Вниз направлена сила веса выделенного элемента, равная $g\rho dz$. Для покоящегося элемента результирующая всех сил равна 0:

$$-(p+dp)+p - g\rho dz = 0.$$

Откуда

$$dp = -g\rho dz . \quad (4.1)$$

Это и есть основное уравнение статики. Знак минус показывает, что с ростом высоты давление должно падать.

Проинтегрируем это уравнение (4.1) от $z = 0$ до границы атмосферы z_a :

$$\int_{p_a}^0 dp = - \int_0^{z_a} g\rho dz , \text{ откуда } p_z = P_a,$$

т.е. атмосферное давление равно силе веса столба атмосферы единичного сечения, находящегося над уровнем измерения.

Оценим изменение атмосферного давления с высотой. Для этого перепишем уравнение статики (4.1) в виде:

$$g - \frac{1}{\rho} \frac{dp}{dz} = 0. \quad (4.2)$$

Здесь g – градиент силы тяжести, а $-\frac{1}{\rho} \frac{dp}{dz}$ – градиент силы атмосферного давления, отнесенный к единице массы (имеет размерность ускорения), а величина $\frac{dp}{dz} = -g\rho$ – это вертикальный барический градиент атмосферы, который численно равен произведению ускорения свободного падения на плотность воздуха в атмосферном столбе, которая с высотой постепенно убывает.

4.2. Изменение давления с высотой с учетом плотности воздуха

Для определения давления на любой высоте необходимо интегрировать уравнение статики с учетом того, что плотность есть функция высоты.

Подставим в уравнение статики (4.1) значение плотности согласно с уравнением состояния атмосферы (2.7), т.е. $\rho = p/R_d T$. Получим

$$dp = -\frac{gp}{R_d T} dz. \quad (4.3)$$

Разделим переменные

$$\frac{dp}{p} = -\frac{g}{R_d} \frac{dz}{T}.$$

Проинтегрируем от p_1 до p_2 и z_1 (нижний уровень) до z_2 (верхний уровень). Получим

$$\int_{p_1}^{p_2} \frac{dp}{p} = -\frac{g}{R_d} \int_{z_1}^{z_2} \frac{dz}{T}.$$

Здесь температура T тоже является функцией высоты. Заменяем ее на T_m – среднюю температуру между выбранными уровнями высоты и вынесем ее из-под интеграл, как постоянную величину. Получим

$$\ln p_2 - \ln p_1 = -\frac{g}{R_d T_m} (z_2 - z_1) \text{ или } \ln \frac{p_2}{p_1} = -\frac{g}{R_d T_m} (z_2 - z_1).$$

Потенцируя,

$$p_2 = p_1 \exp \left[\frac{-g(z_2 - z_1)}{R_d T_m} \right]. \quad (4.4)$$

Это интеграл основного уравнения статики или **барометрическая формула**. ($R_d = 287,05$ Дж/(кг×К), причем для влажного воздуха используют виртуальную температуру, т.е. умножают T_m на $(1+0,377 e/p)$).

Барометрическая формула позволяет:

- зная давление на одном уровне и среднюю температуру столба воздуха, найти давление на другом уровне (таким путем приводят давление к уровню моря);
- зная давление на двух уровнях и среднюю температуру, найти разность высот (так можно определить высоту местности над уровнем моря);

- зная разность высот и величины давлений на них, найти среднюю температуру (один из способов синоптического прогноза температуры).

Для реальной атмосферы применяется барометрическая формула Лапласа:

$$z_2 - z_1 = 18400 (1 + t_m / 273) \lg p_1 / p_2 \quad (4.5)$$

Для барометрического нивелирования используется также упрощенная формула Бабинне:

$$H = 16000 \cdot (1 + \alpha \cdot t_{cp}) \frac{p_1 - p_2}{p_1 + p_2}$$

где p_1 – давление в нижнем пункте, p_2 – давление в верхнем пункте, t_{cp} – среднее значение температур воздуха, измеренных в нижней и верхней точках, $\alpha = 0,00366$ – коэффициент расширения воздуха.

4.3. Барическая ступень

Из уравнений статики атмосферы (4.1) можно получить величину

$$\frac{dz}{dp} = -\frac{1}{g\rho} \quad (4.6)$$

Это величина, обратная барическому градиенту, определяет **барическую ступень атмосферы**. Она показывает прирост высоты, на которой давление меняется на единицу.

С высотой барическая ступень растет. Так, у земли при нормальных условиях (0° и 1000 гПа) она составляет 8 м/гПа. Можно оценить эту величину, подставив в (4.6) плотность сухого воздуха, которая при $t = 0^\circ\text{C}$ и давлении 1000 гПа составляет $\rho = p/R_d T = 100000 \text{ Па} / (287,05 \times 273) = 1,276 \text{ кг/м}^3$. В результате получим

$$\frac{dz}{dp} = -\frac{1}{g\rho} = \frac{1}{9,81 \cdot 1,276} = 0,799, \text{ м/Па или } 8 \text{ м/гПа.}$$

Таким образом, через каждые 8 м высоты давление падает на 1 гПа, причем барическая ступень увеличивается на 0,4% на каждый градус роста температуры. На высоте, начиная с 5 км, при давлении порядка 500 гПа и температуре 0°C , барическая ступень составляет уже около 16 м/гПа. Приведенные значения барической ступени можно использовать в приближенных расчетах высоты и давления, не прибегая к барометрической формуле.

4.4. Изобары

Исторически сложилось так, что в метеорологии вначале анализировалось давление на уровне моря, т.е. строились поля давления, соответствующие уровню моря.

Чтобы построить изобару, на карту местности наносят давления, измеренные на разных станциях, приведенные по барометрической формуле к уровню моря. Затем точки равного давления соединяют плавными линиями, образуя изобары (линии равного давления). **Изобара** на уровне моря – это фактически линия пересечения какой-либо изобарической поверхности с уровнем моря.

Совокупность изобар разного давления на карте дает представление о барическом поле атмосферы (скалярном поле атмосферного давления).

4.5. Карты барической топографии

Позднее выяснилось, что погодные процессы формируются не на уровне моря, а в толще атмосферы, где изобарические поверхности располагаются на разной высоте. Каждую изобарическую поверхность характеризуют конкретным числовым значением давления, например, изобарическая поверхность 1000 гПа, которая располагается вблизи уровня моря; изобарическая поверхность 700 гПа проходит на высоте порядка 3 км, – 500 гПа на высоте около 5 км и т.д.

Положение изобар постоянно меняется из-за перемены давления и температуры воздуха. Так, изобарическая поверхность 500 гПа в одной части Европы может находиться на высоте 5000 м, а в другой – на высоте 6000 м.

Чтобы следить за изменениями барического поля служба погоды строит карты абсолютной и относительной топографии изобарических поверхностей

1. На карту **абсолютной барической топографии** наносят фактические высоты определенной барической поверхности над уровнем моря на выбранный момент времени. Точки с равными высотами соединяют линиями равных высот – **изогипсами**. Таким образом, карта изогипс абсолютной барической топографии изображает рельеф барической поверхности в данный момент над рассматриваемой территорией (рис.4.2).

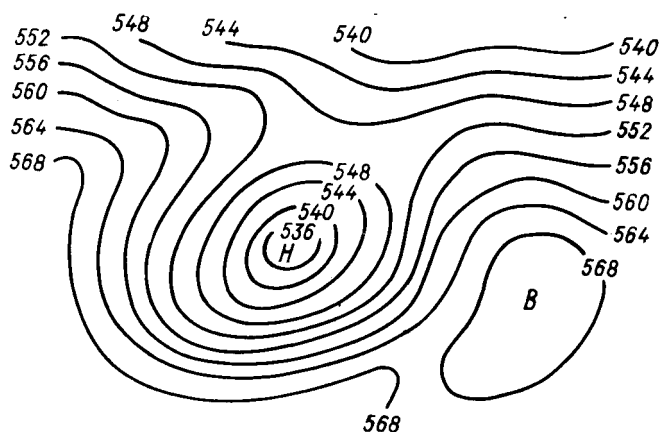


Рис. 4.2. Карта абсолютной барической топографии (высоты изобарической поверхности 500 гПа в декаметрах)

По изогипсам судят о распределении давления в тех слоях атмосферы, где располагается изобарическая поверхность. Там, где давление на карте повышено (бугор) – это антициклон, а где понижено (воронка) – это циклон.

Области пониженного и повышенного давления, на которые расчленяется барическое поле атмосферы, называют барическими системами (обычно выделяют

следующие барические системы: циклон, антициклон, ложбина, гребень и седловина).

2. На карту **относительной барической топографии** наносят высоты барических поверхностей, отсчитанных не от уровня моря, а от другой, лежащей ниже изобарической поверхности (относительные изогипсы). Например, карта высот (превышения) изобарической поверхности 500 гПа над изобарической поверхностью 1000 гПа приведена на рис. 4.3.

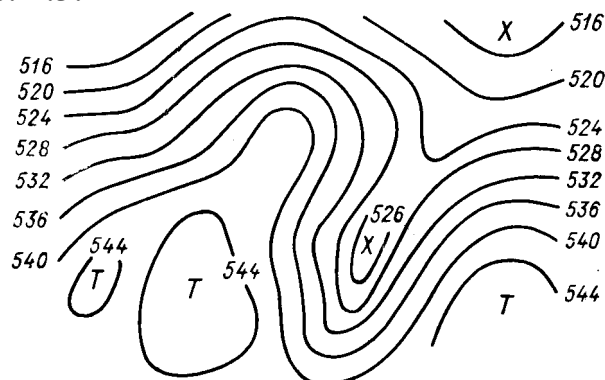


Рис.4.3. Карта относительной барической топографии (превышение изобарической поверхности 500 гПа над поверхностью 1000 гПа в декаметрах)

Характерно, что упомянутые высоты зависят от средней температуры воздуха между изобарическими поверхностями (согласно барометрической формуле). Поэтому по этим картам можно судить о расположении теплых и холодных воздушных масс. Так, в области тепла (Т) толщина атмосферного слоя между изобарическими поверхностями увеличена, а в области холода (Х) уменьшена.

4.6. Горизонтальный барический градиент

Изобары или изогипсы на картах барической топографии проходят гуще или реже. Там, где они гуще, там горизонтальные изменения давления больше и наоборот. Для характеристики этих изменений давления используют **горизонтальный барический градиент** “Р” – это вектор, ортогональный изобаре и направленный в сторону уменьшения давления (с математической точки зрения – это антиградиент, поэтому ставится знак “-”), а его численное значение равно производной от давления по этому направлению, т.е. $-\frac{dp}{dn}$.

На практике градиент определяют следующим образом. Измеряют расстояние между изобарами (изогипсами) на карте в выбранном участке и выражают его в градусах меридиана Δn (градус меридиана равен 111 км, но в практических расчетах округляют до 100 км). Затем разность давления Δp (шаг изобар, который обычно равен 5 гПа) делят на Δn , т.е. вместо производной вычисляют отношение $\Delta p / \Delta n$.

Пример. При шаге изобар 5 гПа на 50 км, получим горизонтальный барический градиент, равный $-\Delta p / \Delta n = -500/50000 = -0,01$ Па/м.

4.7. Изменение давления во времени

Давление в точке практически всегда изменяется, иногда на 20-30 гПа в сутки, а за 3-и часа до 5 гПа. Изменение атмосферного давления в течение последних 3-х часов называют **барической тенденцией**.

Суточный ход давления связан с температурой воздуха. Междусуточные же изменения давления у земной поверхности в умеренных широтах составляют величины порядка 3-10 гПа, иногда и выше (за последние 5 лет в Днепропетровске в районе НГУ наблюдались колебания давления от 980 до 1038 гПа). В центре тайфуна давление может упасть до 844 гПа, а в глубине континента в антициклоне – повышаться до 1080 гПа.

Изобарические поверхности в атмосфере всегда наклонены в направлении градиента, т.е. туда, куда убывает давление.

Горизонтальный барический градиент является составляющей полного барического градиента, куда входит и вертикальный. Вертикальный барический градиент значительно больше горизонтального, но почти полностью уравновешен силой тяжести атмосферного столба. Малые же изменения горизонтального барического градиента вызывает перемещения огромных масс воздуха, порождая ветер.

Вопросы для самоконтроля.

1. Получите основное уравнение статики атмосферы.
2. Проанализируйте изменение атмосферного давления с высотой.
3. Проанализируйте барическую ступень.
4. Дайте определение и приведите порядок построения изобар.
5. Приведите порядок построения и назначение карт абсолютной барической топографии.
6. Изложите порядок построения и назначение карт относительной барической топографии.
7. Поясните, как определяют горизонтальный барический градиент.
8. Проанализируйте возможные изменения атмосферного давления во времени.

5. ВЕТЕР

5.1. Характеристики ветра

Ветер – это горизонтальное движение воздуха относительно земли, характеризующееся вектором скорости, т.е. величиной скорости и направлением, а также изменчивостью, повторяемостью и порывистостью. (У ветра есть и значительно меньшие вертикальные компоненты движения, как результат действия полного барического градиента).

1. **Скорость ветра** и единицы измерения: м/с, км/час, узлы или морские мили в час (1 узел = 2 м/с) и баллы (12 – бальная шкала силы ветра Бофорта, в которой, например: 0 баллов – штиль; 4 \approx 5-7 м/с – умеренный; 7 \approx 12-15 м/с – сильный; 9 \approx 18-21 м/с – шторм и 12 свыше 29 м/с – ураган). Скорость ветра может достигать 100 м/с, а потоки воздуха в атмосфере с высокими скоростями называют струйными течениями.

Принято контролировать **среднюю и мгновенную** скорость ветра.

2. **Направление ветра** – это направление, откуда дует ветер, которое определяют в румбах (обычно по 8-и основным направлениям горизонта) или азимутом от 0 до 360° – углом между направлением ветра и меридианом, отсчитанным от севера по часовой стрелке (рис.5.1).

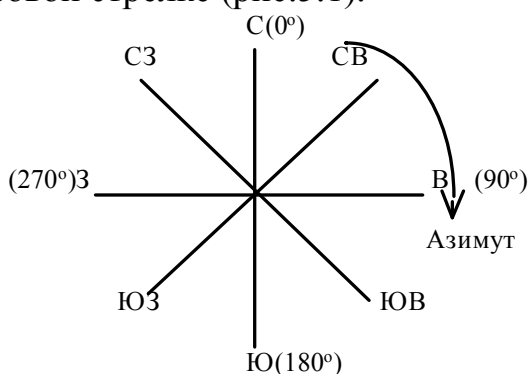


Рис.5.1. Схема основных румбов для определения направления ветра

3. Для характеристики изменчивости и повторяемости ветра, строят **розу ветров**. При этом по основным румбам откладывают отрезки, длина которых пропорциональна повторяемости ветра данного направления в течение года (рис.5.2). В центре обычно ставят повторяемость штилей.

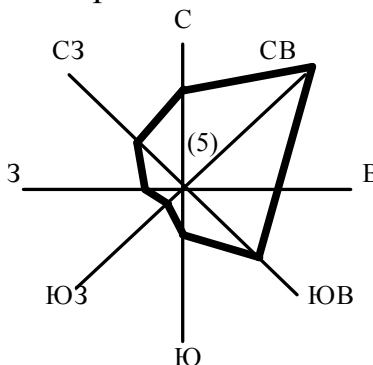


Рис.5.2. Роза ветров на поверхности карьера №1 НКГОКа

4. **Порывистость** ветра обусловлена турбулентностью атмосферы, которая вызвана неравномерным распределением тепла в атмосфере и, соответственно, неравномерным распределением давления.

Порывистость можно охарактеризовать отношением амплитуды колебаний скорости ветра к ее среднему значению. Если это отношение меньше единицы, ветер считают нормальным, если больше, – то порывистым. Порывистость проявляется при средней скорости ветра, превышающей 6 м/с.

Ветер может возмущаться не только тепловым фактором, но и препятствиями (горными хребтами, лесополосами, зданиями и т.п.). Так, при обтекании горного хребта наблюдается возрастание скорости на вершинах и образование безветренной зоны с подветренной стороны хребта (аэродинамическая тень). **Лесополоса** тоже ослабляет ветер с подветренной стороны на расстоянии до (40-50)H для не сплошной посадки и до (20–30)H – для сплошной, где H – средняя высота деревьев, что используется для защиты полей от ветровой эрозии (пересушивание почвы и унос верхнего слоя).

5.2. Причины ветра

Обычно рассматривают две главные причины ветра на Земле.

1-ая причина ветра – это наличие горизонтального барического градиента в атмосфере, который движет воздух от высокого давления к низкому по наиболее короткому пути.

Проанализируем размерность горизонтального барического градиента как

$$\frac{dp}{dn} = \left[\frac{\text{Давление}}{\text{Длина}} \right] = \left[\frac{\text{Сила}}{\text{Площадь} \times \text{Длина}} \right] = \left[\frac{\text{Сила}}{\text{Объем}} \right],$$

откуда видно, что – это сила, отнесенная к единице объема. Если разделить градиент на плотность, получим силу, отнесенную к единице массы, которая, согласно второму закону Ньютона, численно равна ускорению этой массы

$$G = - \frac{1}{\rho} \frac{dp}{dn} \quad (5.1).$$

Задача. Определить величину градиентного ускорения (силу барического градиента отнесенную к единице массы) для горизонтального барического градиента величиной 1гПа/градус меридиана при условии, что $\rho = 1,273 \text{ кг/м}^3$ и $n = 100000 \text{ м}$.

Решение.

$$G = - \frac{1}{\rho} \frac{dp}{dn} = - \frac{1}{1,273} \times \frac{100}{10^5} \approx 0,78 \times 10^{-3}, \text{ м/с}^2.$$

Полученная величина значительно меньше градиента силы тяжести на единицу массы, т.е. ускорения свободного падения ($9,81 \text{ м/с}^2$).

2-ая причина – это отклоняющая сила вращения Земли.

Из механики известно, что тело, движущееся во вращающейся системе, получает относительно этой системы поворотное ускорение Кориолиса,

направленное под прямым углом к вектору скорости этого тела (при этом, величина скорости не меняется, а меняется только ее направление).

В северном полушарии Земли это ускорение направлено вправо от вектора скорости, а в южном – влево.

Поворотное ускорение Земли (градиент силы Кориолиса, отнесенный к единице массы) имеет величину

$$\varepsilon = 2\omega(\sin \varphi)v, \quad (5.2)$$

где $\omega = 2\pi n$ – угловая скорость Земли при частоте вращения n , – один оборот за 24 часа или за 86400 с; φ – географическая широта местности; v – скорость потока.

На экваторе $\varepsilon = 0$, а на полюсах $\varepsilon = 2\omega v$. При нулевой скорости потока поворотное ускорение отсутствует.

Задача. Определить поворотное ускорение ε на полюсах при скорости воздушного потока 10 м/с.

Решение.

$$\varepsilon = 2\omega v = 4\pi n v = 6,28 \cdot (1/86400) \cdot 10 = 0,00145 \approx 1,5 \cdot 10^{-3} \text{ м/с}^2.$$

Полученное ускорение примерно такое же, как и создаваемое горизонтальным барическим градиентом в 1,5 гПа/градус меридиана.

5.3. Геострофический ветер

Геострофический ветер – это прямолинейное равномерное движение воздуха без трения.

При наличии градиента давления и отсутствии трения на воздух действуют сила G и ε , которые при равномерном движении должны уравновешивать друг друга.

Таким образом, если в северном полушарии отклоняющая сила вращения Земли направлена под углом 90° вправо от скорости горизонтального движения воздуха, то сила градиента давления должна быть направлена влево от скорости. Но, так как градиент перпендикулярен изобарам, то геострофический ветер на Земле направлен по касательной к изобарам, оставляя низкое давление слева в северном полушарии и справа – в южном.

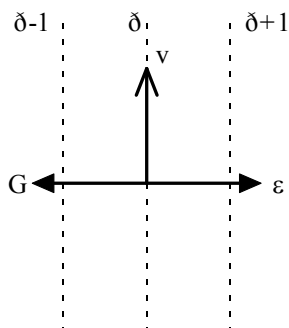


Рис.5.3. Направление геострофического ветра

Из условия равновесия сил $G + \varepsilon = 0$, следует:

$$-\frac{1}{\rho} \frac{dp}{dn} + 2\omega(\sin \varphi)v = 0,$$

откуда **скорость геострофического ветра**

$$v_G = \frac{1}{2\rho \cdot \omega \cdot \sin \varphi} \frac{dp}{dn}. \quad (5.3)$$

При средней плотности воздуха удобно пользоваться выражением, где размерность $\frac{dp}{dn}$ – гПа/град.мерид.

$$v_G = \frac{5,4}{\sin \varphi} \frac{dp}{dn}. \quad (5.4)$$

Задача. Определить скорость геострофического ветра на широте Днепропетровска ($\varphi = 48^\circ$) при градиенте 1 гПа/град.мерид.

Решение.

$$v_G = \frac{5,4}{\sin 48} 1 \approx 7,3, \text{ м/с.}$$

Таким образом, в свободной атмосфере (на высотах более 1000 м, где трением воздуха о земную поверхность пренебрегают) скорость ветра можно определить по изобарам довольно точно.

5.4. Градиентный ветер

При движении воздуха вдоль криволинейных изобар на каждую единицу массы воздуха воздействует центробежная сила $C = \pm \frac{v^2}{r}$ (тоже численно равная ускорению), направленная по радиусу кривизны изобары, т.е. в циклоне – против градиента, а в антициклоне – по градиенту (рис. 5.4).

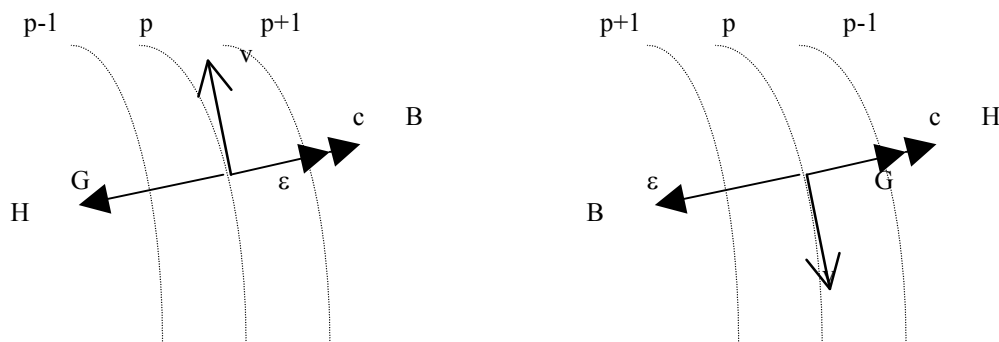


Рис.5.4. Градиентный ветер в циклоне(слева) и в антициклоне

Из рисунков следует, что в циклоне градиентный ветер дует вдоль изобар против часовой стрелки, а в антициклоне – по часовой.

Скорость градиентного ветра находят из условия равновесия сил

$$-\frac{1}{\rho} \frac{dp}{dn} + 2\omega \cdot (\sin \varphi) v \pm \frac{v^2}{r} = 0, \quad (5.4)$$

причем знак "+" ставится при расчетах градиентной скорости в циклоне, а "-" в антициклоне. (Проанализировать самостоятельно, в какой барической системе ветер будет больше или меньше геострофического при одинаковом градиенте).

5.5. Влияние трения на скорость и направление ветра

Трение воздушных масс о земную поверхность тормозит ветер. Поэтому у земли его скорость почти вдвое меньше геострофического. Над морем трение меньше и скорость ветра составляет 2/3 геострофического. С высотой сила трения убывает, начиная примерно от 500 до 1500 м, где ею пренебрегают, считая ветер геострофическим.

Очевидно, что сила трения ветра направлена против вектора его скорости и при прямолинейных изобарах образует с отклоняющей силой вращения Земли прямоугольник сил, результирующая которого уравнивает силу градиента. Таким образом, отклоняющая сила Земли не лежит на одной прямой с градиентом, но она всегда перпендикулярна скорости ветра, поэтому при наличии трения ветер уже не направлен по изобарам, а пересекает их под углом к градиенту менее 90° (рис.5.5).

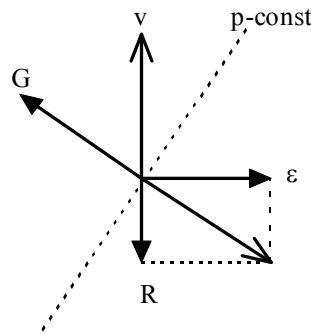


Рис.5.6. Влияние силы трения на направление ветра

В этом случае скорость ветра можно разложить на составляющие вдоль изобары и градиента.

В круговых изобарах трение тоже отклоняет ветер от изобар к градиенту, поэтому потоки воздуха (линии тока) в приземном слое циклона сходятся к центру, а в антициклоне – расходятся.

Средний угол скорости ветра к градиенту у земли составляет 60°, а к изобарам 30° (над морем, соответственно, ≈75° и 25°). Это согласуется с **барическим законом ветра** (Бейс-Балло, 19 век): **если стать спиной к ветру, то наиболее низкое давление будет слева и несколько впереди, а высокое – справа и несколько сзади.**

5.6. Суточный ход ветра

Так как суточный ход давления над сушей практически не наблюдается, то причиной суточного хода ветра является турбулентный обмен воздушных масс из-за конвекции, которая связана с тепловым режимом атмосферы и будет подробнее рассмотрена в следующей главе.

У земли максимум ветра наблюдается в 14 часов, а минимум ночью и утром. Начиная с высот 500 м ход – обратный (максимум ночью, минимум днем). С ростом к полудню ветер поворачивает вправо по часовой стрелке, а с убыванием к ночи и утру – влево. В высоких слоях – наоборот.

5.7. Фронты в атмосфере

В атмосфере всегда две воздушные массы с различными свойствами текут одна возле другой. Переходная зона между ними называется фронтом. Эта зона имеет небольшую ширину по горизонтали и высоту, поэтому ее можно представить плоскостью или поверхностью. Из-за постоянного движения двух масс, поверхности эти наклонены под небольшими углами (угловые минуты) (рис.5.6).

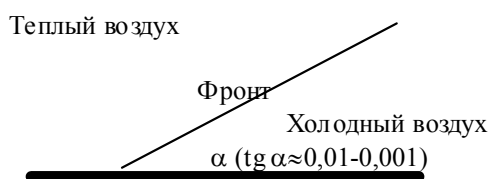


Рис.5.6. Схематическое изображение фронта

На поверхности фронта изобары ломаются, а значит, барические градиенты терпят разрыв (скачек)

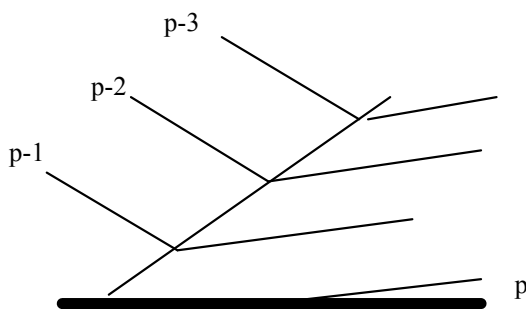


Рис.5.8. Характер изобар на границе фронта

Фронты тоже движутся. Тогда говорят, что холодный клин воздуха наступает или отступает.

Перемещение фронтов вызывает подъем или опускание больших масс воздуха, что приводит к его адиабатическому охлаждению или нагреву, вызывая изменения погоды и осадки. Ветер вдоль фронта с обеих его сторон может дуть в одинаковом направлении или в противоположном, причем в первом случае скорость ветра может быть разной, что и приводит к образованию циклонов.

Вопросы для самоконтроля.

1. Поясните, в каких единицах измеряют скорость ветра.
2. Покажите, как определяется направление ветра.
3. Покажите, как характеризуют изменчивость и повторяемость ветра в течение года.
4. Поясните, как оценивают порывистость ветра.
5. Проанализируйте причины ветра.
6. Проанализируйте геострофический ветер.
7. Проанализируйте градиентный ветер.
8. Проанализируйте влияние трения на скорость и направление ветра.
9. Охарактеризуйте суточный ход ветра.
10. Дайте определение фронтов в атмосфере.

6. ТЕПЛОВОЙ РЕЖИМ АТМОСФЕРЫ

Тепловое состояние атмосферы оказывает решающее влияние на растительный и животный мир Земли, на производственную деятельность и условия жизни человека.

6.1. Понятие теплового режима атмосферы и факторы его определяющие

Распределение температуры воздуха в атмосфере и его непрерывные изменения называют **тепловым режимом** атмосферы (ТРА).

ТРА – важная сторона климата и определяется:

- тепловым режимом приземного и пограничного слоя;
- режимом тропосферы и стратосферы;
- взаимодействием атмосферы с подстилающей поверхностью.

Для экологии наиболее важным является знание режима приземного слоя, в котором изменения потоков тепла, водяного пара и воздуха оказывают влияние на температуру других слоев атмосферы, на образование облаков и осадков, на формирование климата (микроклимата) и рассеивание загрязнителей.

6.2. Причины изменения температуры атмосферы и климата

Как правило, рассматривают три причины изменения температуры атмосферы и климата.

Первая причина – это теплообмен атмосферы с окружающей средой: космосом, соседними слоями и земной поверхностью, который идет:

- радиационным путем за счет поглощения солнечной радиации земной поверхностью и воздухом;
- путем молекулярной теплопроводности между земной поверхностью и воздухом, а также турбулентной – внутри атмосферы;
- путем испарения воды с поверхности и в атмосфере при последующей конденсации или кристаллизации (удельная теплота перехода "вода-пар" составляет $L = (2501 - 2,72t^{\circ})$ Дж/кг).

Вторая причина – это адиабатические процессы, связанные с изменением атмосферного давления без теплообмена с окружающей средой, которые идут за счет внутренней энергии молекул газа (понижение давления ведет к понижению температуры, и наоборот).

Чисто адиабатические процессы не могут проходить в атмосфере, но при резких изменениях давления приближаются к ним.

Третья причина – это адвекция (приток в данное место теплых или холодных воздушных масс из других частей Земли, например, из Арктики или тропиков).

6.3. Уравнение Пуассона для атмосферного воздуха

Адиабатические изменения в идеальном газе, в сухом и влажном воздухе выражаются законом Пуассона.

Согласно первому закону термодинамики изменение количества тепла в единице массы газа определяется зависимостью:

$$dQ = C_v dT + p dv, \quad (6.1)$$

где $C_v dT$ – изменение внутренней энергии газа; $p dv$ – работа расширения или сжатия; C_v – теплоемкость газа при постоянном объеме v .

Если нет притока тепла извне, как в адиабатическом процессе, то $dQ = 0$ и справедливо соотношение

$$-C_v dT = p dv,$$

т.е. изменение объема приводит к изменению температуры и наоборот, но объем зависит от давления, следовательно, температура тоже зависит от давления. Получим эту зависимость.

Вернемся к уравнению состояния газа.

Для единицы массы

$$p v = R T, \quad (6.2)$$

где $v = 1/\rho = RT/p$ – удельный объем, а R – удельная газовая постоянная, зависящая от природы газа.

Продифференцируем его

$$p dv + v dp = R dT$$

Избавимся от v подстановкой его значения, тогда

$$p dv + \frac{R T}{p} dp = R dT$$

или

$$p dv = R dT - \frac{R T}{p} dp.$$

Подставим последнее выражение в уравнение термодинамики для адиабатического процесса. Получим

$$-C_v dT = R dT - \frac{R T}{p} dp.$$

Перепишем его в виде

$$(R + C_v) dT - \frac{R T}{p} dp = 0$$

$(R + C_v) = C_p$ – это теплоемкость газа при постоянном давлении. Теперь можно записать

$$C_p dT - \frac{R T}{p} dp = 0$$

Разделим переменные

$$\frac{dT}{T} = \frac{R dp}{C_p p}.$$

Проинтегрируем полученное выражение

$$\int_{T_0}^T \frac{dT}{T} = \int_{p_0}^p \frac{R dp}{C_p p}; \ln T - \ln T_0 = \frac{R}{C_p} (\ln p - \ln p_0)$$

$$\ln \frac{T}{T_0} = \frac{R}{C_p} \ln \frac{p}{p_0}; \frac{T}{T_0} = \left(\frac{p}{p_0} \right)^{R/C_p}$$

Для сухого воздуха $R_d = 287,05$ джоуль/(кг К), а $C_p = 1005$ джоуль/(кг К), тогда $\frac{R}{C_p} = 0,286$, поэтому можно записать:

$$\frac{T}{T_0} = \left(\frac{p}{p_0} \right)^{0,286} \quad (\text{формула Пуассона}). \quad (6.3)$$

(Для влажного воздуха подставляют виртуальную температуру по соотношению $T(1+0,378e/p) = T_v$ – температура, которую должен был бы иметь сухой воздух, чтобы его плотность равнялась плотности влажного при T , p и e последнего).

6.4. Тепловой баланс земной поверхности

Изменение температуры воздуха у Земли, прежде всего, определяется изменениями температуры земной поверхности и следует за этими изменениями. Земная же поверхность нагревается-охлаждается за счет:

- радиации;
- теплопроводности от атмосферы;
- испарения воды и конденсации водяного пара.

При этом сумма прихода и расхода тепла должна равняться нулю.

Составим баланс перечисленных составляющих.

Согласно радиационному балансу $B = (S \sin h_c + D)(1-A) - B_e$.

Приход и отдачу тепла за счет теплопроводности с поверхностным слоем земли обозначим как P .

Приход и отдачу тепла за счет теплопроводности с глубинными слоями земли обозначим как G .

Приход и отдачу тепла за счет испарения воды и конденсации водяного пара обозначим как LE (удельная теплота испарения, помноженная на массу испарившейся или сконденсировавшейся воды).

Тогда $B+P+G+LE=0$.

Это уравнение справедливо для: единичной площади, района, единицы времени и многолетнего периода. Из него вытекает, что в среднем за год температура поверхности постоянна. В произвольный же момент времени из-за значительной инерционности тепловых процессов температура поверхности меняется в зависимости от того, куда передается тепло в настоящий момент (летом теплее, зимой – холоднее).

6.5. Особенности тепловых процессов водоемов и почвы

Особенности тепловых процессов водоемов и почвы определяются теплофизическими свойствами воды почвы и воздуха.

1. Вода легко подвижна, поэтому тепло передается одновременно за счет молекулярной и турбулентной теплопроводности, а в почве только за счет молекулярной.

2. Радиация глубже проникает в воду, чем в почву.

3. Теплоемкость воды значительно больше, чем почвы, поэтому нагреть ее труднее.

4. Суточные колебания температуры в водоемах простираются на глубину до 10 м, а у почвы – до 1 м.

5. Годовые колебания температуры распространяются в воде на сотни метров, а в почве на 10-20 м.

6. Поверхность воды меньше нагревается, чем поверхность почвы.

7. Из-за постоянной конвекции и перемешивания поверхностных и глубинных слоев вода при теплоотдаче остывает медленнее, чем поверхность почвы.

8. Суточные и годовые колебания температуры поверхности воды меньше, чем у почвы.

9. Водные бассейны значительно сильнее аккумулируют тепло при его поступлении, чем почва.

Перечисленные особенности являются определяющими в формировании климата на континентах и микроклимата в регионах.

6.6. Суточный ход температуры на поверхности почвы

Температуру поверхности почвы измерить обычным жидкостным термометром сложно, поэтому используют электротермометры. Установлено, что она имеет ярко выраженный суточный ход.

Суточная амплитуда (разница между максимальной и минимальной температурой) составляет в средних широтах в среднем 5-10° зимой и 10-20° летом.

Годовая амплитуда зависит от широты местности и, например, на широте 50° составляет 25°C.

Самая низкая температура почвы –50°- –90° наблюдается в Арктике. В пустынях летом она достигает +50°- +80°.

Почвенный покров существенно влияет на температуру поверхности почвы. Так, растительность ночью уменьшает радиационное охлаждение почвы (охлаждается поверхность растений). Днем растительность препятствует радиационному нагреву почвы.

Таким образом, суточная амплитуда температуры почвы при наличии растительного покрова уменьшается, а средняя суточная температура ниже на 5-7°, чем на обнаженной поверхности (растительность приводит к охлаждению почвы). Снежный покров наоборот предохраняет почву от потери тепла (излучение идет с поверхности снега), поэтому заснеженная почва теплее, чем обнаженная. Так, под

слоем снега 40-50 см почва теплее на 6-7°, чем обнаженная. Зимнее промерзание под снегом достигает 40 см, а без снега до 100 см.

Итак, растительный покров летом снижает температуру на поверхности почвы, а снежный покров зимой повышает, при этом годовая амплитуда снижается примерно на 10°, что смягчает климат.

6.7. Распространение тепла вглубь почвы

Тепло в почве распространяется за счет молекулярной теплопроводности.

При этом общий поток тепла Q на любой глубине z пропорционален градиенту температуры

$$Q = -\lambda \frac{\partial T}{\partial z}, \quad (6.4)$$

где λ – коэффициент теплопроводности, Вт/м-градус (характеризует проводимость тепла веществом).

Поток тепла направлен вглубь почвы и положителен, когда с глубиной температура убывает (отрицательный градиент температуры).

Проводимость тепла почвой увеличивается с ростом ее плотности и влажности. Коэффициент теплопроводности твердых веществ на два порядка выше теплопроводности воздуха (воздух хороший изолятор тепла). Поэтому рыхлая почва (пористая поверхность) плохо проводит тепло. При увлажнении почвы, воздух замещается водой, и проводимость тепла в ней возрастает (коэффициент теплопроводности воды примерно в 20 раз выше, чем у воздуха).

Приток тепла к почве вызывает изменение ее температуры во времени и по глубине. Для однородной почвы справедливо уравнение Фурье

$$\frac{\partial T}{\partial z} = k \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}, \quad (6.5)$$

где $k = \frac{\lambda}{c \cdot \rho}$ – коэффициент теплопроводности почвы, м²/с (такую же размерность имеет коэффициент турбулентной диффузии).

Из этого уравнения вытекают законы Фурье для почвы:

1. Период колебаний температуры почвы не меняется с глубиной.
2. Амплитуда колебаний убывает с глубиной в геометрической прогрессии.

Суточный ход температуры в почве может быть получен путем решения уравнения Фурье и имеет типовой вид, представленный на рисунке

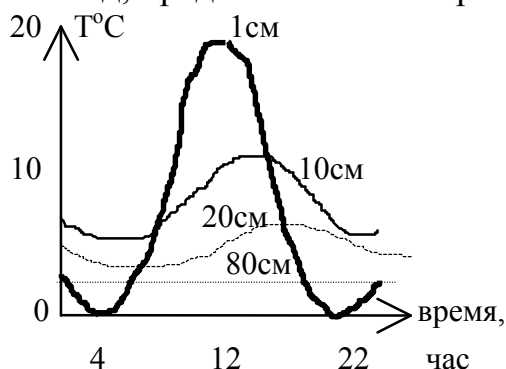


Рис.6.1. Суточный ход температуры воздуха у земной поверхности

Уравнение теплопроводности годится и для атмосферы. Причем суточный ход температуры воздуха у земной поверхности зависит от температуры почвы и запаздывает от ее суточного хода, так как воздух нагревается от почвы.

Амплитуда суточной температуры в средней полосе к зиме снижается. Меняется она и с высотой.

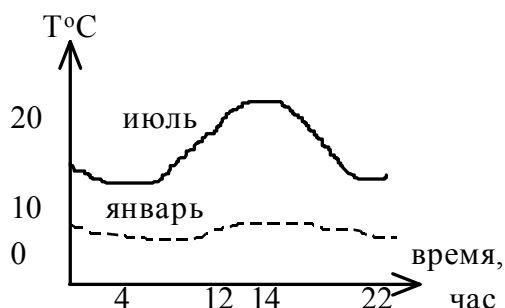


Рис.6.2. Примерный ход суточной температуры зимой и летом

Передача тепла в атмосфере идет за счет турбулентной теплопроводности, в которой велика роль конвекции, поэтому суточные колебания температуры в воздухе значительно выше, чем в океане. На высоте 300 м амплитуда температуры составляет 40-55% от поверхностной, а ее максимум запаздывает на 1,5-2 часа. На высоте 1000 м амплитуда суточной температуры составляет 1-2°, а ее дневной максимум смещается к вечеру.

В горах влияние подстилающих поверхностей на температуру воздуха больше, чем в свободной атмосфере, поэтому на высоте 3000 м, амплитуда составляет 3-4°, а на обширных горных плато достигает 15° за счет нагрева почвы.

Во внетропических широтах часты и неперіодические изменения температуры воздуха (падение на 10-20° за 0,5-1 час), которые связаны с адвекцией воздушных масс другой температуры с других районов. Адвекция связана с циклонической деятельностью и часто приводит к заморозкам.

Заморозки – это понижения температуры до нуля и ниже в то время, когда среднесуточные температуры уже выше нуля.

Заморозки чаще наблюдаются в придонном слое воздуха в результате одновременного действия суточного и неперіодического хода температуры. Основная причины – адвекция холодного воздуха и повышенное излучение с земной поверхности в космос. Чем выше суточная амплитуда температур, тем выше вероятность заморозков из-за высокого ночного выхолаживания. Они бывают в ясные и тихие ночи, когда эффективное излучение почвы B_e (разность между собственным излучением земной поверхности и встречным излучением атмосферы: $B_e = B_s - B_a$) – велико, а турбулентность мала. Такая погода характерна для области высокого давления. Таким образом, при заморозках наблюдается приземная инверсия температуры (у земли ниже, чем на высоте).

Защита от заморозков – дым костра, который уменьшает излучение и увеличивает турбулентность.

Годовая амплитуда температуры воздуха – это разность среднемесячных температур самого теплого и самого холодного месяца (рис.6.3).

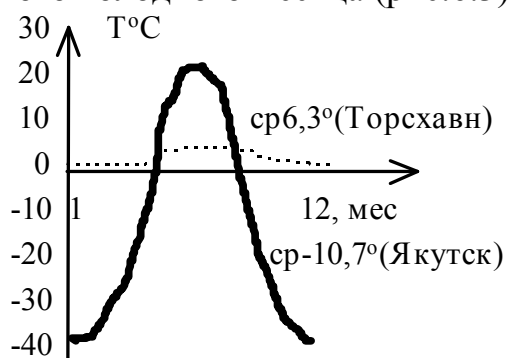


Рис.6.3. Годовая амплитуда температур (ГАТ) на морском побережье и на континенте

Обусловлена ГАТ изменением притока тепла на всех широтах в разное время года. Растет она с географической широтой и зависит от циркуляции атмосферы. Так, на экваторе приток радиации меняется мало, поэтому мала и амплитуда. Над океаном широтные изменения тоже невелики и составляют 5-6°. Большие озера тоже снижают амплитуду, а значит, смягчают климат. С высотой ГАТ убывает в среднем на 2° на каждые 1000 м высоты.

6.8. Континентальность климата

Континентальность климата определяется годовой амплитудой температур (ГАТ). Так, климат над морем с малой ГАТ называют морским, а над сушей с большой ГАТ – континентальным.

Морской климат оказывает влияние и на прибрежные районы суши, где велика повторяемость морских воздушных масс. Так, в Европе – хорошо выраженный морской климат из-за Атлантики. На ее крайнем западе ГАТ составляет несколько градусов (в Торсхавне -8°). С удалением в глубину материка, ГАТ возрастает, растет и континентальность климата. В восточной Сибири ГАТ достигает 50° (в Якутске – 62°) и снижается только на дальнем востоке. При этом повышение континентальности климата – это значит понижение зимних температур.

Индексы континентальности. ГАТ зависит и от широты местности. Поэтому для исключения ее влияния вводят индексы или показатели континентальности климата,

В качестве примера рассмотрим **показатель Горчинского:**

$$k = C \frac{A - 12 \sin \varphi}{\sin \varphi}, \quad (6.6)$$

где A – ГАТ; $12 \sin \varphi$ – по сути средняя ГАТ на широтах от 30 до 60°, которая соответствует среднему океаническому климату.

Если среднюю континентальность над океаном принять равной 0, т.е. $A = 12 \sin \varphi$, а в Верхоянске за 100, тогда определится C и формула примет вид

$$k(1 - 100) = \frac{1,7A}{\sin \varphi} - 20,4. \quad (6.7)$$

Задача. Определить континентальность климата Днепропетровска по Горчинскому.

Решение. Приняв $A = 30^\circ$, а $\varphi = 48,5^\circ$, получим $k(1-100) = \frac{1,7 \times 30}{\sin 48,5} - 20,4 = 47,7$,

т.е. влияние суши и океана на климат Днепропетровска примерно одинаково.

6.9. Изменение температуры воздуха с высотой и строение атмосферы

Температура воздуха меняется с высотой. По характеру изменения температуры с высотой ее делят на **тропосферу, стратосферу и мезосферу**. Далее следует **термосфера**, которая сильно разрежена.

Для **тропосферы** характерно падение температуры с высотой $-0,65^\circ/\text{гм}$; для стратосферы преимущественно возрастание $-0,28^\circ/\text{гм}$, а для мезопаузы вновь падение составляет $-0,35^\circ/\text{гм}$.

Высота тропосферы колеблется от 16-18 км на экваторе до 8-10 км на полюсах. Тропосферу обычно делят на нижнюю (пограничный слой от 1 до 1,5 км), среднюю (6–8 км) и верхнюю (выше 6-8 км). Загрязнения распространяются преимущественно в нижней тропосфере до ≈ 3 км.

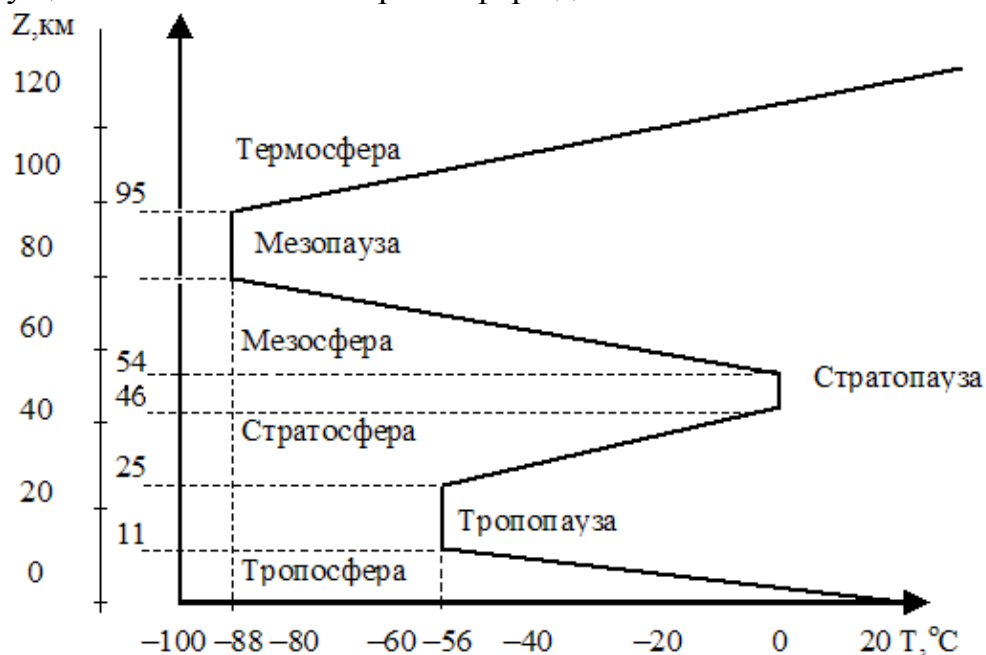


Рис. 6.4. Строение атмосферы по высоте

Тропосферу в свою очередь делят на: пограничный слой 1-1,5 км; среднюю тропосферу до 6-8 км; верхнюю до тропопаузы.

Градиент температур с высотой определяется:

- лучистым равновесием;
- содержанием водяного пара;
- термической конвекцией.

При конвекции восходящий воздух адиабатически охлаждается на $1^\circ/\text{гм}$ ($1\text{гм} = 100\text{ м}$), пока не насыщен, а после насыщения – на $0,3-0,4^\circ/\text{гм}$.

Опускающийся воздух наоборот нагревается на $1^\circ/\text{гм}$, а если в нем есть влага или капли, то менее $1^\circ/\text{гм}$. В процессе перемешивания воздуха в тропосфере устанавливается температурный градиент средний между сухоадиабатическим и влажно-адиабатическим процессом, т.е. $\approx 0,65^\circ/\text{гм}$.

В стратосфере водяного пара практически нет, поэтому в ней наблюдается рост температуры с высотой за счет солнечной радиации.

6.10. Конвекция

Конвекция имеет турбулентный характер, т.е. – это беспорядочное перемещение воздуха с разной температурой, а потому и с разной плотностью. Однако, при вертикальных градиентах температуры в тропосфере, близким к адиабатическим, конвекция превращается в мощные вертикальные потоки воздуха со скоростями 10-20 м/с. (Способствуют выносу загрязнителей).

Рассмотрим процесс конвекции. Будем считать, что в процессе конвекции некоторое количество воздуха поднимается или опускается, вследствие разности температур между ним и окружающим воздухом (не смешиваясь).

Получим уравнение ускорения этого воздуха, пользуясь схемой (рис.6.5) воздействия сил на частицу воздуха единичной массы:

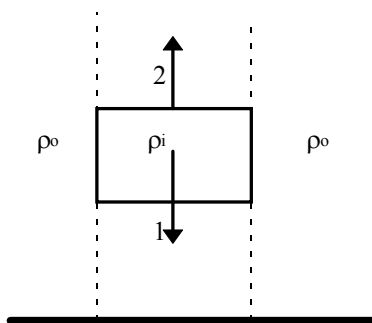


Рис.6.5. Схема воздействия сил на частицу воздуха

Эта частица ускоряется под действием разности 2-х сил: 1 – сила тяжести на единицу массы (g); 2 – сила вертикального барического градиента на единицу массы ($-\frac{1}{\rho_i} \frac{dp}{dz}$). Тогда согласно закону Ньютона ускорение частицы запишем как

$$\frac{d^2 z}{dt^2} = -g - \frac{1}{\rho_i} \frac{dp}{dz}.$$

С другой стороны, окружающий воздух находится в равновесии и для него выполняется условие

$$-g - \frac{1}{\rho_0} \frac{dp}{dz} = 0 \text{ откуда } \frac{dp}{dz} = -g\rho_0.$$

Подставим последнее выражение в формулу для ускорения. Получим

$$\frac{d^2 z}{dt^2} = g \frac{\rho_0 - \rho_i}{\rho_i}.$$

Выразив плотности через температуры по уравнению состояния газов, получим

$$\frac{d^2z}{dt^2} = g \frac{T_i - T_o}{T_o}. \quad (6.9)$$

Таким образом, ускорение конвекции определяется относительной разностью температур между движущимся и окружающим воздухом.

Задача. Определить ускорение конвекции, если разность температур составила 1° при температуре окружающего воздуха 0°C .

Решение. Согласно (6.9)

$$\frac{d^2z}{dt^2} = g \frac{T_i - T_o}{T_o} = 9,8 \frac{1}{273} = 0,03 \text{ м/с}^2.$$

6.11. Устойчивость атмосферы

Устойчивость атмосферы в вертикальном направлении зависит от температурной стратификации атмосферы.

Для **развития конвекции** нужно, чтобы разность $T_i - T_o$ по мере подъема воздуха сохранялась или хотя бы не падала, а лучше, чтобы росла. Для сухого воздуха вертикальный градиент $\frac{dT_o}{dz}$ должен быть равен сухоадиабатическому градиенту движущегося $\frac{dT_i}{dz}$, который составляет $\gamma = 1^\circ/100 \text{ м}$. При этом конвекция в нем сохранится, но не будет усиливаться с высотой.

Если же $\frac{dT_o}{dz} < \gamma$, то **конвекция падает**, несмотря на наличие разности температур. В этом случае говорят, что атмосфера обладает **устойчивой** стратификацией (стратификация – это распределение или ход, в данном случае, температуры с высотой).

При $\frac{dT_o}{dz} > \gamma$ (сверхадиабатический градиент) конвекция с высотой возрастает и в этом случае атмосфера обладает **неустойчивой** стратификацией.

Таким образом, конвекция развивается только при неустойчивой стратификации и тем сильнее, чем выше вертикальные градиенты температуры.

Проследим типовые суточные изменения атмосферной стратификации в суточном ходе. Так, в условиях большого суточного хода температуры почвы днем нижние слои воздуха сильно прогреваются от почвы, поэтому возрастают вертикальные градиенты температуры. В приземном слое они могут быть на несколько порядков выше сухоадиабатических и падают, приближаясь к ним только на высоте 1-2 км. Стратификация атмосферы становится неустойчивой и возникает конвекция, которая особенно велика около полудня и в первые часы после него. Поэтому облака, осадки и грозы, связанные с конвекцией имеют максимальное развитие именно после полудня. К вечеру стратификация становится устойчивее, а ночью с охлаждением почвы она становится настолько устойчивой, что развиваются

приземные инверсии (температура у земли ниже, чем в вышележащих слоях), и конвекция затихает.

6.12. Стратификация воздушных масс.

Воздушные массы в метеорологии делят на **теплые, холодные и местные**.

Теплая воздушная масса – это та, которая движется на более холодную подстилающую поверхность и охлаждается снизу. В ней градиент $\frac{dT}{dz}$ составляет 0,2-0,4°/гм, что даже меньше влажно-адиабатического. По мере своего продвижения на холодную, становится устойчивой к конвекции. Вызывает морось, мелкий снег.

Холодная воздушная масса – это такая, которая движется на более теплую подстилающую поверхность. В ней сильно нагреваются нижние слои. Градиент в ней $\frac{dT}{dz}$ составляет 0,7-0,8°/гм и более. Стратификация в ней – неустойчивая, а потому сильна конвекция.

Местные воздушные массы. Формируются: зимой над охлажденной сушей (стратификация устойчивая), а летом – над нагретой почвой (стратификация неустойчивая). В них наблюдаются **инверсии температуры**, т.е. обратный градиент $\frac{dT}{dz}$. Инверсии затрудняют воздухообмен и приводят к накоплению вредных примесей в приземном слое. Они часто возникают из-за ночного радиационного охлаждения подстилающих поверхностей, приводя к заморозкам.

Известны также приподнятые инверсии (на высоте до 2-х км), вызываемые адиабатическим нагревом верхних слоев воздуха при оседании воздушных масс в антициклонах и связаны они с падением относительной влажности. Кроме того, рассматривают фронтальные инверсии, возникающие на границах фронтов теплой и холодной воздушных масс, когда холодный воздух оказывается под теплым.

Вопросы для самоконтроля.

1. Перечислите факторы, которые определяют тепловой режим атмосферы.
2. Проанализируйте причины изменения температуры атмосферы и климата.
3. Проанализируйте уравнение Пуассона для атмосферного воздуха.
4. Составьте теплового баланса земной поверхности.
5. Проанализируйте закономерности распространения тепла в почве.
6. Проанализируйте уравнение молекулярной теплопроводности грунта.
7. Изложите законы Фурье для грунта.
8. Охарактеризуйте суточный ход температуры почвы.
9. Проанализируйте связь температуры почвы и воздух.
10. Проанализируйте причины заморозков и методы борьбы с ними.
11. Поясните влияние годовой температуры воздуха на климат.
12. Приведите и проанализируйте показатель континентальности климата Горчинского.
13. Поясните строение атмосферы по температурному фактору.
14. Проанализируйте вертикальное ускорение конвекции.

15. Проанализируйте условия развития конвекции.
16. Охарактеризуйте температурную стратификацию воздушных масс.
17. Охарактеризуйте инверсию в атмосфере.

7. ВОДА В АТМОСФЕРЕ

7.1. Влагооборот в атмосфере

Влагооборот в атмосфере можно разделить на несколько этапов.

1. Поступление пара в воздух. Происходит из-за испарения с поверхности водоемов и почв (физическое испарение) и вследствие транспирации растений.

2. Насыщение воздуха влагой. В преимущественно холодном воздухе пар становится насыщающим (т.е. его содержание в воздухе при данной температуре становится предельно возможным).

3. Конденсация влаги. Понижение температуры воздуха приводит к конденсации сгущенного водяного пара в капельки или кристаллы (сублимация) с образованием облаков, туманов.

4. Выпадение осадков. При определенных условиях из облаков идет дождь или снег.

Далее процесс повторяется, т.е. происходит **влагооборот** в атмосфере.

7.2. Физика процессов испарения и насыщения в атмосфере

Испарение – это отрыв молекул воды с испаряемой поверхности, их подъем и распространение путем молекулярной диффузии или турбулентной – с ветром. Параллельно идет и возврат молекул на испаряющую поверхность (на воду, почву). Подвижное равновесие соответствует насыщению воздуха паром, при этом водяной пар становится насыщающим, а воздух – **насыщенным**.

Насыщение для льда. Капельки воды (облака, туман) часто находятся в атмосфере в переохлажденном состоянии до -10°C и только при более низких температурах начинается замерзание, поэтому в облаках есть пар, вода и лед. При отрицательных температурах парциальное давление насыщения надо льдом меньше чем над водой. Различие объясняется большим сцеплением молекул льда, чем воды. Поэтому состояние подвижного равновесия между потерей и возвратом молекул наступает для льда при меньшем содержании водяного пара в окружающей среде, чем для воды, что важно для образования осадков.

Насыщение для капелек. Для выпуклых поверхностей (как капля) парциальное давление насыщения больше, чем для плоской воды (больше силы сцепления). Например: для капель с радиусом 10 мкм для насыщения нужно втрое большее давление насыщающего водяного пара, чем для плоской воды. Это значит, что в воздухе, который насыщен по отношению к плоской воде, такие мелкие капли существовать не могут (они быстро испаряются, так как для них воздух еще не насыщен). Это важно в процессах конденсации в облаках.

7.3. Скорость испарения

Скорость испарения V оценивается в миллиметрах слоя воды испарившейся в единицу времени [мм/сутки].

$$V = k \frac{E' - e}{p} f(v), \quad (7.1)$$

где E' – парциальное давление насыщения при температуре испаряющей поверхности; e – фактическое давление водяного пара в воздухе, кроме того испарение обратно атмосферному давлению – p и зависит от скорости ветра – v .

Чем меньше величина $(E' - e)$, тем медленнее испарение. Если испаряющая поверхность теплее воздуха, то E' больше, чем давление насыщения $E = e$ при температуре воздуха (т.е. $E' > E = e$), поэтому испарение продолжается, когда воздух уже насыщен. Измерить V сложно, поэтому в климатологии, о скорости испарения – V судят по осадкам и стоку.

Испаряемость – это максимально возможное испарение, не ограниченное запасами воды. Испаряемость характеризует насколько погода или климат местности благоприятствуют процессу испарения. Так, в Средней Азии, где жарко и есть вода, испаряемость велика. В пустыне воды мало, поэтому испаряться нечему (испаряемость низкая). В полярных областях при низких температурах давление насыщения E' – мало, а фактическое давление водяного пара $e \approx E'$, поэтому величина $(E' - e)$ – мала, и мала испаряемость.

7.4. Изменчивость влагосодержания в атмосфере

Абсолютное содержание водяного пара можно охарактеризовать:

- давлением (упругостью) водяного пара;
- абсолютной влажностью;
- удельной влажностью.

Зная парциальное давление водяного пара, температуру и атмосферное давление можно определить и две другие величины.

Парциальное давление водяного пара e нельзя измерить непосредственно, поэтому измеряют влажность воздуха, а затем вычисляют e . (Существуют методы измерения влажности воздуха: психометрический – по показаниям сухого и мокрого термометров, весовой и конденсационный – по точке росы).

По данным измерений и вычислений определяют характер **суточного хода** влажности. Амплитуда суточного хода давления водяного пара в средних широтах мала и составляет 2-3 гПа – весной и летом, а зимой и осенью – 1-2 гПа.

Влагосодержание обычно возрастает днем, когда температура высокая.

Годовой ход влагосодержания параллелен годовому ходу температуры и зависит от ее амплитуды. В июле – максимум, в январе – минимум.

Годовой ход относительной влажности $f = e/E \cdot 100$ зависит от суточного хода фактического давления водяного пара – e и суточного хода давления насыщения – E , который связан с температурой, поэтому учитывая $e \approx \text{const}$ имеем обратный ход f по отношению к температуре.

Влияние растительности на влажность. Транспирация растений повышает влагосодержание нижних слоев атмосферы (тем выше, чем гуще травы и деревья), особенно в дневные часы. Внутри крон деревьев давление пара – e в ясные летние дни на 2-4 гПа выше, чем на открытом месте. Внутри полевых культур – на 6-11 гПа. Вечером и ночью растительность влияет на влагосодержание меньше.

Относительная влажность в лесу тоже больше, особенно летом. Внутри крон деревьев f на 15-20% больше чем на открытом месте. В поле f на 15-20% больше, чем над паром.

Изменение влажности с высотой. С высотой давление водяного пара падает быстрее чем общее давление и общая плотность воздуха (это потому, что образовавшись внизу пар поднимается вверх и постепенно конденсируется). Половина всего водяного пара находится не выше 1,5 км. В тропосфере его – 99%. Относительная влажность меняется с высотой менее закономерно, но тоже убывает.

В среднем на один квадратный земной метр поверхности в атмосфере приходится 28,5 кг водяного пара, а масса всего атмосферного столба с площадью основания 1 м² составляет около 10 т, т.о. разница в массах пара и воздуха в атмосфере превышает 300 раз.

7.5. Конденсация и сублимация в атмосфере

Конденсация – это переход воды из газообразного в жидкое состояние с образованием мельчайших капелек порядка нескольких мкм. Капли сливаются в крупные. К ним прибавляется вода от таяния кристаллов льда.

Начинается конденсация при понижении температуры до точки росы (t° росы), когда пар становится насыщенным. При дальнейшем понижении температуры “лишний” пар переходит в воду, образуя зародыши, на которых растут капли. Если точка росы ниже нуля (переохлаждение), то сначала растут переохлажденные капли, а потом кристаллы льда.

Ядра конденсации. Образуются капли на центрах – ядрах конденсации. Если нет ядра, то капля неустойчива (молекулы тут же разлетаются). Ядро, вследствие гигроскопичности, удерживает молекулы воды. Если бы не было ядер конденсации в атмосфере, то конденсация не наступала бы даже при большом перенасыщении, но ядра есть всегда.

Ядра конденсации в атмосфере – это частички растворимых гигроскопических солей, преимущественно морской соли, которая всегда присутствует в воде осадков. Она попадает в атмосферу при волнении моря с пенных лопающихся пузырьков. Разрыв пузырька диаметром 6 мм дает до 1000 капелек – ядер конденсации, размеры которых составляют доли мкм, редко 1 мкм. Солевые и гигроскопичные ядра попадают и из почвы. По существу ядра представляют собой мельчайшие капельки насыщенного соляного раствора. Из-за их малости они следуют за линиями тока воздуха, увеличиваясь в размерах с ростом относительной влажности, а при 100% они превращаются в облака и туманы. Облака возникают только на крупных ядрах при их количестве до 100 шт/см³.

Процессы конденсации идут и на гигроскопических твердых частицах (продукты сгорания, органического распада: азотная кислота, серная, сульфат аммония). Поэтому в городах, где много таких ядер, туманы чаще.

Сублимация – это образование кристаллов льда из водяного пара, а затем и твердых осадков, которые чаще всего имеют выраженное кристаллическое строение.

Кристаллы возникают и на поверхностях (иней, изморозь). Основой развития ледяных кристаллов тоже служат ядра конденсации с переохлажденной водой,

которая при низких температурах замерзает с быстрым увеличением кристаллов (сублимация) до десятков мкм.

7.6. Облака

Скопление сконденсировавшихся капелек и кристаллов в атмосфере называется облаками. Размеры облачного аэрозоля малы и скорость их витания тоже мала (доли сантиметров в секунду), поэтому они не выпадают, а следуют за токами воздуха, т.е. переносятся воздушными течениями. Если относительная влажность окружающей среды убывает, то облака тают. Туманы – это по сути облака у земли.

Облака постоянно образуются и исчезают. Так, кучевые облака иногда живут 10-15 минут, т.е. возникшие капли вновь испарились.

Облако – это постоянный процесс конденсации и испарения, т.е. видимая в данный момент часть общей воды в этом процессе. В облаке идет постоянный процесс падения капель от верхней его границы и испарения на нижней. Поэтому облако кажется неподвижным

Наиболее важная характеристика облака – **водность** – это содержание воды в облаке. Так как капли и кристаллы малы, то воды в облаке мало – 0,5-5 г/м³. (В кристаллических облаках – сотые доли г/м³).

Существует **международная классификация облаков** (с XIX века). Выделяют 10 родов облаков, которые представлены ниже в виде последовательности по мере убывания высоты их расположения над поверхностью земли.

1. Перистые – Cirrus (Ci)
2. Перисто – кучевые – Cirrocumulus (Ce)
3. Перисто – слоистые – Cirrostratus (Cs)
4. Высоко – кучевые – Altocumulus (Ac)
5. Высоко – слоистые – Altostratus (As)
6. Слоисто – дождевые – Nimbostratus (Ns)
7. Слоисто – кучевые – Stratocumulus (Sc)
8. Слоистые – Stratus (St)
9. Кучевые – Cumulus (Cu)
10. Кучево–дождевые – Cumulonimbus (Cb)

Имеются словесные описания и атласы облаков.

Облака обычно располагаются в трех ярусах тропосферы.

Световые явления в облаках.

Гало – световые круги вокруг светил радиусом 22° и 46° угловых градусов. Обусловлено преломлением света кристаллами льда.

Венцы – (ореолы, слегка окрашены) радиусом 1–5° вызваны дифракцией на капельках воды.

Радуга – на фоне облаков, из которых выпадает дождь, которые расположены против солнца и освещены ним. Дуга радуги имеет радиус 42° (внешний красный, внутри фиолетовый). Дуга радуги – это часть окружности, центр которой лежит на прямой, соединяющей центр солнечного диска с глазом наблюдателя (рис.7.1). Когда наблюдатель перемещается, радуга тоже движется.

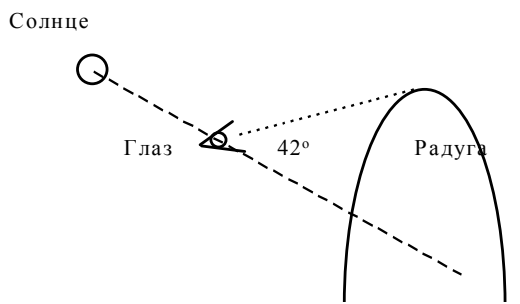


Рис.7.1. Схема наблюдения радуги

Происхождение облаков. Различия в структуре и виде облаков объясняются различием их происхождения. Согласно генезису, рассматривают облака **внутримассовые** (т.е. образуются внутримассовыми процессами) и **фронтальные** (возникают на границах фронтов).

Внутри воздушных масс облакообразование связано с конвекцией. Для развития облаков конвекции воздушная масса должна обладать неустойчивой стратификацией, это значит, что вертикальные градиенты в ней до уровня конденсации должны быть выше сухоадиабатического или близко к нему, а над уровнем конденсации выше влажно-адиабатических.

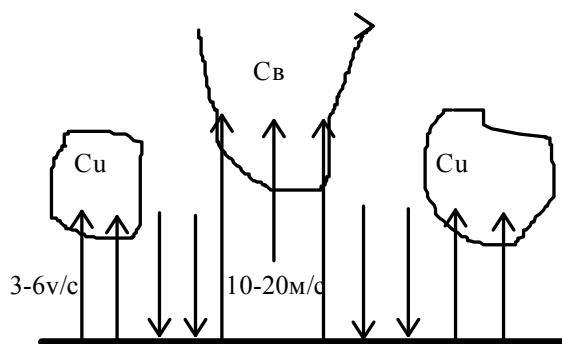


Рис.7.2. Образование облаков конвекции

Высота конденсации определяется выражением: $H=1,2(t-\tau)$ где, H [гм] – высота в гектометрах (1гм=100м); t – температура воздуха внизу; τ – точка росы для этого воздуха.

Кучево-дождевые облака достигают из-за конвекции высоты 13 км, проникая в стратосферу. Вокруг облака конвекции возникают нисходящие потоки.

Характерным представителем **фронтальных** облаков являются облака восходящего скольжения. Это огромные облачные скопления, вытянутые вдоль фронта на тысячи километров и шириной сотни (рис.7.3).

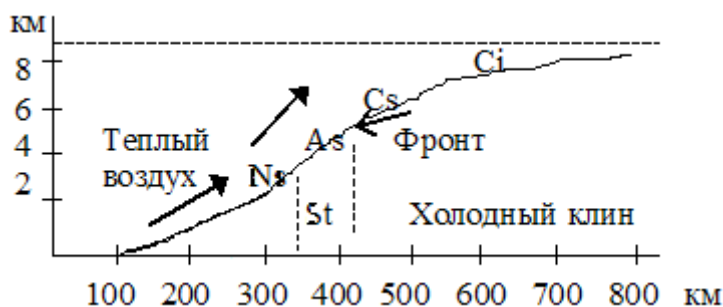


Рис.7.3. Образование фронтальных облаков

Фронт разделяет пологий клин холодного воздуха и лежащий рядом и выше – теплый. Поверхность фронта – пологая, т.е. наклонена под малым углом ($\text{tg } \varphi < 0,01$). При движении фронта развивается восходящее движение теплого воздуха по холодному клину. Так как угол наклона фронта – φ мал, то перенос теплого воздуха идет в основном по горизонтали, а по вертикали сантиметры в секунду. Медленное восхождение теплого воздуха по холодному клину приводит к адиабатическому охлаждению мощных его слоев и к конденсации в них водяного пар. В результате, возникает облачная система в теплом воздухе над холодным клином.

В случае движения теплого фронта самая мощная часть – это, как правило, слоисто-дождевые облака; далее менее мощные высоко-слоистые. Осадки из них до земли не долетают. Вместе с фронтами двигаются и облака.

В случае наступления холодного фронта образуется аналогичная облачная система, но более узкая по ширине и с ливнями из-за более бурного подъема теплого воздуха.

Облачность. Облачность – это степень покрытия небесного свода облаками. Полное закрытие характеризуется числом 10 (100%), а частичное меньшими числами, например, 5,7 (57%). Определяется коэффициент облачности наблюдателем на глаз, но есть и приборы с полусферическим зеркалом или фотокамера с объективом “рыбий глаз”.

Облачность снижает прямую солнечную радиацию, а следовательно уменьшает ее приток к земле. Облачность также увеличивает рассеяние радиации, уменьшает эффективное излучение, меняет условие освещения.

Суточный и годовой ход облачности сильно зависит от местности и не всегда можно найти закономерность. Так, в Вене среднегодовой максимум облачности приходится на 8 и 14 часа, а минимум на 12 и 22 часа. Полная амплитуда в Вене – 0,8, т.е. меньше 10% покрытия неба. В морском климате – еще меньше (иными словами – почти всегда безоблачное небо).

7.7. Дымка, туман, мгла

Воздух часто мутный из-за пыли, зачаточных продуктов конденсации или дымки.

Дымка – зачаточная стадия облаков. Наблюдается у земли и выше, ослабляет краски ландшафта придает своду белесоватый оттенок, а для частиц размером менее длины волны света – часто голубоватая. Солнце же становится в дымке желтоватым, поскольку дымкой хорошо пропускается желтый свет.

Туман обусловлен наличием больших частиц и больших концентраций продуктов конденсации. Видимость в тумане снижается до нескольких сантиметров (**Видимость оценивается расстоянием, при котором пропадают контуры предмета**). При $t = -10^{\circ}\text{C}$ кроме капелек в тумане присутствуют и кристаллов льда. При $t > -30^{\circ}\text{C}$ – одни кристаллики. В тумане капли могут переохлаждаться до -30° не замерзая.

Серпанок – легкая поволока, легкий прозрачный туман, но при видимости 1-10 км

Мгла – это, по сути, туман с пылью (часто в пустынях, в степи после пожаров). Мгла бывает и при низкой влажности – это ее и отличает от тумана.

Смог – дымный туман с включением ядовитых газов, серного ангидрида.

7.8. Осадки из облаков

Осадки – это дождь и снег, т.е. капли или частицы, которые не могут удерживаться в атмосфере.

Дождь и снег выпадает из облаков двух генетических типов:

- из облаков восходящего скольжения (фронтальных);
- из облаков конвенции (внутримассовых).

Дожди бывают длительные, ливневые, морозящие.

Из облаков восходящего скольжения, (слоисто – дождевые и высоко – слоистые) выпадают обложные осадки (длительные осадки средней интенсивности) на значительной территории. Это дожди умеренных широт.

Из кучево-дождевых облаков выпадают ливневые осадки (интенсивные, но мало продолжительные), они связаны с отдельными облаками или узкими зонами фронтов. В холодных массах над теплой землей они бывают несколько минут. При местной конвенции ливни могут длиться часами. Это дожди низких и экваториальных широт.

Морозящие осадки – это внутримассовые осадки из облаков: слоистых и слоисто-кучевых, типичных для теплых или местных устойчивых воздушных масс. Мощность облаков невелика, поэтому осадки появляются в результате слияния мелких капелек в одну, но тоже мелкую. Осадков они дают мало.

Виды осадков:

- **дождь** – это капли размером от 0,5 мм, до 8 мм.
- **морось** – это капли размером 0,5- 0,05мм.
- **снег** – сложные ледяные кристаллы в основном шестилучевые при ливневом снеге – хлопья (мокрый снег с дождем).
- **крупа** – ядрышки размером 1 мм с оледеневшими поверхностями при отрицательных t слоисто-дождевых и кучево-дождевых.
 - **снежные зерна** – из слоистых облаков зимой – зерна < 1мм типа манки.
 - **ледяные иглы** – зимой из облаков нижнего и среднего яруса.
 - **ледяной дождь** – замерзшие капли дождя 1 до 3 мм, из-за инверсии (т.е. внизу холоднее, чем вверху), кристаллы тают, а потом замерзают.
 - **град** – летом кусочки льда до 5-8 см в диаметре (до 300 граммовых), из кучево-дождевых облаков при градах вместе с ливневыми дождями. градины увлекаются то вверх, то вниз. для града нужна большая водность облаков, теплое время и высокие температуры у земли. география града – умеренные широты и тропики.

Образование осадков. Осадки – это результат укрупнения составляющих облаков. Укрупнение идет за счет взаимного слияния капелек конденсации (при контакте), за счет одинакового заряда капель и за счет аэродинамических сил.

Для обильных осадков нужны смешанные облака, чтобы были переохлажденные капли и кристаллы рядом, при этом для капель воздух

ненасыщен, а для кристаллов перенасыщен. Тогда капли будут испаряться, а кристаллы будут расти за счет сублимации.

Кристаллы укрупняясь, выпадают из верхней части облака, по пути, растут и сталкиваются с переохлажденными каплями примораживая их к себе. Внизу облака – уже крупные кристаллы и, если там $t > 0$, то кристаллы тают и выпадают дождем. Капельки из кристаллов коагулируют. Если под облаком $t < 0$, то идет снег, крупа.

Искусственное осаждение облаков. Выпадение осадков прямо не зависят от мощности и водности облаков. Если уровень оледенения лежит высоко, осадков не будет даже при мощной облачности и водности. Как при этом вызвать осадки?

1. Нужно вызвать оледенение в капельножидком облаке распылением твердой углекислоты. Углекислота, испаряясь, сильно понижает температуру, что приводит к осадкам.

2. Второй способ – введение в облако паров йодистого серебра (AgI). В результате сублимации этих паров образуются кристаллики, которые при $-4\text{ }^{\circ}\text{C}$ являются ядрами кристаллизации, на них растут ледяные кристаллы, и быстро выпадают ливневые осадки.

3. Рассеяние тумана укрупнением частиц (противотуманные sireны).

7.9. Характеристика режима осадков

Для характеристики режима осадков проводят соответствующие измерения – дважды в сутки дождемерами (в виде цилиндрического ведра с дном определенной площади, обычно – 200 см^2). Объем попавшей в ведро воды определяют, сливая ее в мерный сосуд. Для измерения осадков используют также пювиографы, регистрирующие изменение осадков, а также суммарные дождемеры (на удаленных станциях). По результатам измерений получают различные характеристики.

Пример характеристики осадков Парижа (средние за месяц или год):

Сумма, мм	574
Число дней с осадками	169,5
Средняя интенсивность, мм/сут	3,4
Число часов с осадками	654
Средняя интенсивность мм/час	0,9
Число часов с осадками в	
Дождливые дни	3,8
Вероятность осадков за год	0,075

Суточный ход осадков – это количество осадков, выпавшее за определенный часовой интервал суток в % от общего суточного количества (сильные варьирования исключаются).

Показатель неравномерности осадков характеризуется индексом

$$W = \frac{\sum \left| m_i - \frac{P}{12} \right|}{P} 100\% \quad (7.2)$$

где P – годовая сумма осадков; m_i – осадки каждого месяца; $P/12$ – месячная доля годовых осадков.

При равномерном распределении осадков в течение года $W \rightarrow 0$ в муссонных областях и тропических пустынях W достигает 125 %, в Европе – 50 %, в Евразии – до 100 %.

Изменчивость сумм осадков. Засуха. Изменчивость месячных и годовых сумм осадков, в Европе составляет в среднем 13 % (на юге 15–20, а в средней 25 %). В степной зоне из-за изменчивости часты засухи (Южная Украина).

Засуха – идентифицируется, когда число дней без дождей достигает 60-70. При засухе пересыхает почва. Методы борьбы с ней: снегозадержание и задержание весеннего стока лесополосами.

7.10. Характеристика увлажнения климата

Количество осадков еще не определяет условий увлажнения почвы. При равных суммах осадков могут быть и ксерофильная растительность (полупустыня), и заболачивание (тундра). Значит, важна и возможность испарения, а не только осадки.

Условия увлажнения за год, месяц, сезон оценивается коэффициентом увлажнения почвы, который показывает, какая доля осадков способна возместить потерю влаги

$$k_y = \frac{P}{V}, \quad (7.3)$$

где P – сумма осадков за год, месяц, сезон, а V – испаряемость за тот же период,

$P > V$ $k_y > 1$ – избыточное увлажнение

$P < V$ $k_y < 1$ – недостаточное увлажнение.

При $k_y = 1$ по всем месяцам – влажный климат;

При $k_y < 1$ в части месяцев – непостоянно влажный климат;

При $k_y = 0,25-1$ во все месяцы – постоянно умеренный влажный климат;

При $k_y < 0,25$ в части месяцев – непостоянно засушливый климат;

При $k_y < 0,25$ во все месяцы – постоянно засушливый климат.

Вариации по месяцам дают засушливо-влажный и влажно-засушливый климат.

Степень засушливости – определяет растительность и ландшафты. Характеризуется индексом сухости:

$$k_c = \frac{V}{P}. \quad (7.4)$$

М. И. Будыко указал, что на годовую испаряемость в данном месте затрачивается тепло, равное радиационному балансу избыточно увлажненной подстилающей поверхности в этом месте (в предположении в сумме за год обмен тепла между почвой и воздухом мал), и тогда индекс сухости

$$k_c = \frac{R}{LP}, \quad (7.5)$$

где R – годовой радиационный баланс; P – годовая сумма осадков; L – скрытая теплота преобразования воды в пар.

Таким образом, k_c укажет, какая доля радиационного баланса тратится на испарение и определяет климат.

При $k_c < 0,45$ – избыточно влажный;
 При $k_c = 0,45-1$ – влажный;
 При $k_c 1-3,0$ – недостаточно влажным;
 При $k_c > 3,0$ – сухой.

7.11. Водный баланс на Земном шаре

Половина осадков приходится на широты $\pm 20^\circ$. На обе полярные зоны – 4%.

Осадки, испарение и сток являются составляющими водного баланса земной поверхности. Речной сток составляет 47 тысяч километров кубических. Таким образом, с океана испаряется $1120 + 130 = 1250$ мм. С суши испаряется 410 и стекает 310 мм. (Испаряется за год 7 черных морей, а сток 0,5 Черного моря).

Мировой водный баланс(по Львовичу 1964г.):

Элемент баланса	Приход		Расход	
	Объем км. куб.	Слой мм.	Объем км. куб	Слой мм.
Суша 148 628 000 км. кв.				
Осадки	108 400	720		
Речной сток			37 300	250
Испарение			71 100	470
Океан 361 455 000 км. кв.				
Осадки	411 600	1140		
Речной сток	37300	100		
Испарение			448 900	1240
Сумма для всего земного шара	557 300		557 300	

Вопросы для самоконтроля.

1. Охарактеризуйте влагооборот в атмосфере.
2. Поясните физику процесса испарения и насыщения для воды, льда и капель.
3. Проанализируйте скорость испарения.
4. Перечислите показатели содержания влаги в атмосфере.
5. Покажите влияние растительности на влажность воздуха.
6. Поясните процесс конденсации паров воды в атмосфере.
7. Проанализируйте образование и роль ядер конденсации в атмосфере.
8. Охарактеризуйте облако, как постоянный процесс.
9. Приведите классификацию облаков.
10. Охарактеризуйте световые явления в облаках.
11. Проанализируйте происхождение облаков.
12. Покажите, как оценивают коэффициент облачности.
13. Проанализируйте процесс образования осадков.
14. Охарактеризуйте виды осадков.
15. Покажите, как осуществляется искусственное осажение облаков.
16. Проанализируйте индекс периодичности осадков.
17. Покажите, как оценивают степень засушливости грунта.

18. Проанализируйте водный баланс на Земном шаре.

8. АТМОСФЕРНАЯ ЦИРКУЛЯЦИЯ

8.1. Масштабы атмосферных движений

Атмосферная циркуляция представляет собой совокупность течений разного масштаба.

1. **Микрометеорологический масштаб** – колебания ветра давления и температуры с периодом от долей секунды до минут (максимум таких колебаний имеет период 1 мин и размер турбулентной неоднородности – 600 м)

2. **Масштаб конвективных облаков** – характерный горизонтальный размер 1–10 км, а время существования от десятков минут до одного-двух часов.

3. **Мезометеорологический масштаб** – характерен для горно-долинных ветров, бризов, смерчей (торнадо), ледниковых ветров и т.п. Размеры таких местных циркуляций 10-100 км, а продолжительность – от нескольких часов до полусуток.

4. **Синоптический масштаб** – связан с огромными волнами или вихрями, главные из которых циклоны и антициклоны, которые определяют основные изменения погоды. Горизонтальные размеры таких возмущений 1000-3000 км, а время их существования 1-7 дней.

5. **Глобальный масштаб** – вызван ультрадлинными волнами колебаний в атмосфере от 10000 до 40000 км с периодом около двух недель.

Перечисленные движения разных масштабов постоянно существуют в атмосфере, накладываются друг на друга и определяют атмосферную циркуляцию. Путем усреднения и сглаживания полей давления и ветра за много лет в ней можно выделить наиболее устойчивые особенности воздушных течений, которые представляют собой общую циркуляцию атмосферы

8.2. Общая циркуляция атмосферы

Общая циркуляция – это совокупность течений большого масштаба, сравнимых с размерами материков и океанов. Течения эти в большей части квазигеострофичны, т.е. определяются геострофическими ветрами. Они мало криволинейные и направлены почти по изобарам (кроме как у поверхности, где есть трение).

Зональность циркуляции относительна из-за наличия циклонов и антициклонов, но все же зависит от характерных зон давления на земном шаре. Общую же циркуляцию определяют глобальные поля давления, в которых воздух будет двигаться преимущественно вдоль изобар. В умеренных широтах преобладает западный перенос атмосферных масс. При этом широтные составляющие преобладают над меридиональными.

Наиболее характерные проявления общей циркуляции:

Пассаты – это устойчивые (с вероятностью 80-90%) ветры восточной четверти, дующие в течение всего года над океаном на обращенной к экватору периферии субтропических антициклонов. Скорость пассатных ветров 5-8 м/с.

Муссоны – это устойчивые сезонные режимы воздушных потоков с резким изменением преобладающего направления ветра от зимы к лету и от лета к зиме. Наблюдаются в районах устойчивых циклонов и антициклонов с резким сезонным преобладанием одних над другими. В большей части Европе циклоны и антициклоны часто сменяют друг друга с незначительным преобладанием, поэтому климат здесь не похож на муссонный.

Тропические циклоны – это слабые депрессии даже без замкнутых изобар, возникающие на пассатных фронтах между субтропическими антициклонами (возникают в каждом полушарии на широтах 5-20° и редко на широтах до 5° из-за малой отклоняющей силы вращения земли). Площадь их мала, но велики барические градиенты и скорости. Первичная слабая депрессия в тропическом циклоне усиливается за счет энергии неустойчивых воздушных масс, близких к насыщению. Область пониженного давления достигает 960-970 гПа (иногда до 885 гПа). Каждый десятый такой циклон приводит к тропическим ураганам, которые возникают над морем (на суше они быстро гаснут из-за трения), при скорости ветра более 33 м/с. Тропические циклоны могут проникать в северные широты.

Внетропическая циркуляция – это циркуляция в широтах, где преобладает западный перенос воздушных масс. Здесь развита циклоническая деятельность, т.е. постоянно возникают и перемещаются в атмосфере возмущения с пониженным и повышенным давлением. Изобары циклонов и антициклонов у земли замкнуты и имеют округлую или овальную форму. Барические градиенты, скорости ветра и углы отклонения ветра от изобар – различны.

Внетропический циклон (рис.8.1) образуется на главном фронте арктических или полярных масс, где смешиваются теплый и холодный воздух. Давление в его центре вначале 1000-1010 гПа, иногда 1000-990 гПа и редко 970 гПа (рекордно низкое – около 924 гПа). В циклоне господствуют восходящие движения воздуха. Площадь его зависит от глубины циклона. Живет он несколько суток, перемещаясь за это время на несколько тысяч километров.

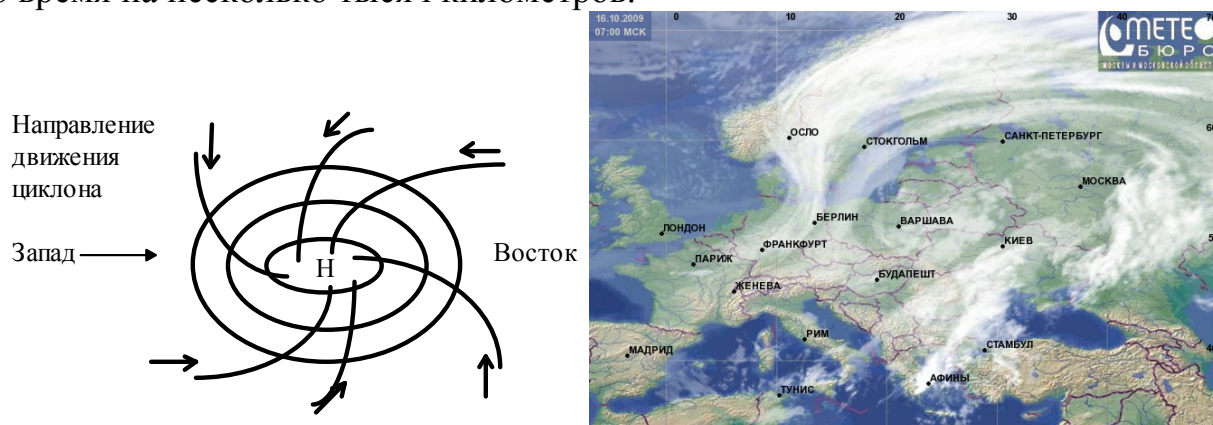


Рис.8.1. Характер течений воздуха в циклоне северного полушария (справа показан циклонический вихрь над Европой)

Если местность затронута южной его частью, то ветер меняется на юго-западный и западный. Если же местность затронута северной частью, то ветер меняется на восточный, северо-восточный или северный. Таким образом, в передней (восточной) части циклона наблюдаются ветры с южными составляющими, а в

тыловой (западной) части – с северными составляющими. С направлением ветра связаны и колебания температуры.

Облачность и осадки в циклоне увеличены. В передней части идут обложные дожди, обусловленные теплым фронтом, а в тыловой – ливневые из облаков холодного фронта.

Антициклоны – возникают между циклонами. Они имеют аналогичные размеры и скорости движения, но в поздней стадии часто теряют подвижность на много дней. Двигутся они преимущественно к низким широтам и накапливаются в субтропиках. В антициклонах нет фронтов, но существует общая тенденция к нисходящему движению воздуха, связанная с вытеканием воздуха от центра к периферии, при котором происходит адиабатический нагрев масс и возникают инверсии температуры (холодный воздух находится ниже 1-2 км под инверсией). В результате антициклон теряет подвижность, т.е. блокирует западный перенос воздуха. Благодаря оседанию воздух в антициклоне уходит от насыщения и погода в нем чаще теплая и сухая. В его центре наблюдаются штили, но на периферии возможны штормовые ветры.

8.3. Типы внетропической циркуляции во внетропических широтах

Циклоническая деятельность в каждом сезоне имеет свои особенности. В результате, проявляются разные типы атмосферной циркуляции, как для определенных секторов земного шара, так и для полушарий. Основные из них: **зональный** (широтный) тип и **меридиональный** тип циркуляции.

При **зональном** типе (рис. 8.2) над значительной частью полушария господствует западный перенос. При этом с запада на восток перемещаются подвижные циклоны и антициклоны.

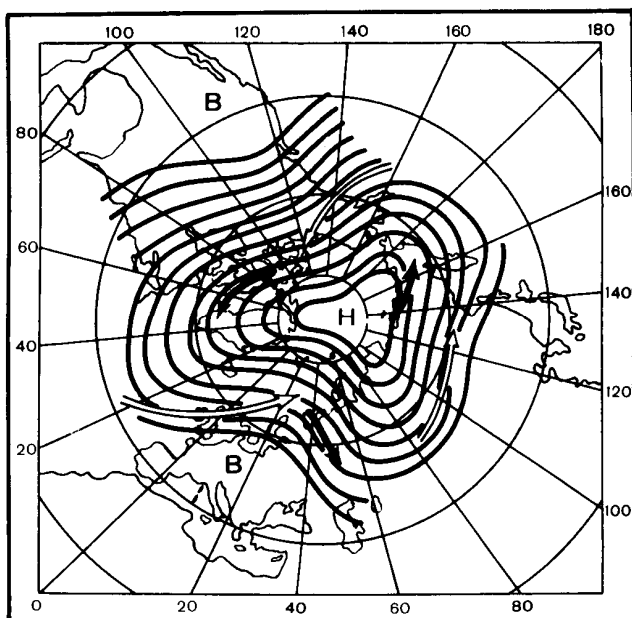


Рис. 8.2. Пример зонального типа циркуляции на карте абсолютной барической топографии поверхности 500 гПа

Изогипсы на картах барической топографии в этом типе циркуляции имеют зональное направление и обнаруживают волнообразные колебания согласно

прохождению подвижных циклонов и антициклонов. При этом межширотный обмен теплом ослаблен. В Европе зональный тип связан с адвекцией тепла с Атлантики и, следовательно, с теплой погодой, прохладным и дождливым летом в ее северной половине.

При **меридиональном** типе циркуляции (рис.8.3) во внетропических широтах имеются интенсивные высокие и малоподвижные циклоны и антициклоны, расположенные бок об бок. Они захватывают всю тропосферу и нарушают западный перенос, увеличивая меридиональный. Образуются мощные воздушные течения между низкими и высокими широтами Земли.

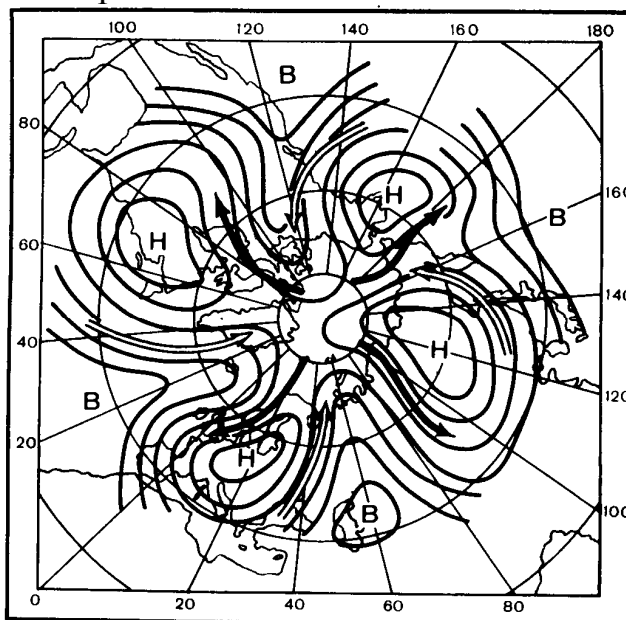


Рис.8.3. Пример меридионального типа циркуляции на карте абсолютной барической топографии поверхности 500 гПа

В Европе меридиональный тип связан с глубоким проникновением холодных масс арктического воздуха к югу и теплых масс из субтропиков.

Оба типа циркуляции могут переходить один в другой, сменяя друг друга несколько раз в год.

8.6. Атмосферная циркуляция меньших масштабов

К атмосферная циркуляция меньших масштабов обычно относят **местные ветры**, которые характерны для определенных районов. Происхождение их различно. Во-первых – это ветры, возникающие в результате проявления местной циркуляцией, при слабых крупномасштабных течениях общей. К ним относят:

- **бризы** на берегах озер и морей ($v=3-5$ м/с), дующие днем с моря на сушу, а ночью с суши на море из-за различия в нагреве суши и воды днем и ночью;

- **горно-долинные ветры**, которые днем дуют из устья долины вверх по долине и горным склонам, а ночью, наоборот, с гор в сторону долины, обусловленные подъемом нагретого в долине или опусканием остывшего у горных хребтов воздуха;

Во-вторых – это ветры, вызванные местными изменениями общей циркуляции атмосферы под влиянием орографии или топографии местности. Например, **фен** –

теплый ветер, дующий по горным склонам, когда течение общей циркуляции переваливает через горный хребет. При фене нисходящее движение воздуха по склону приводит к сухоадиабатическому повышению его температуры в долине. Допустим, хребет возвышается над долиной на 3000 м, а температура в долине до начала фена была +10°C. При среднем градиенте температуры -0,6 °С/гм температура у гребня составит $+10 - (0,6 \cdot 30) = -8^\circ\text{C}$. Опустившись в долину, воздух нагреется на 30°C (по одному градусу на 1 гм), при этом температура фена внизу составит $-8 + 30 = 22^\circ\text{C}$. Таким образом, температура в долине повысится относительно первоначальной на 12°C.

Другим характерным примером местных изменений общей циркуляции является **бора** – сильный холодный и порывистый ветер, дующий с низких горных хребтов в сторону достаточно теплого моря. Он возникает при подходе холодного фронта к прибрежному хребту. При этом холодные массы воздуха быстро переваливают через низкий хребет и под действием силы тяжести приобретает скорость до 20 м/с, вызывая шторм и понижение температуры на побережье. Из-за малой высоты хребта адиабатический нагрев воздуха незначителен.

Еще пример: **шквалы** – кратковременные усиления ветра на ограниченных территориях. Внутримассовый шквал обусловлен сильными восходящими движениями воздуха впереди кучево-дождевого облака и нисходящими – в его тыловой части. Движения возникают из-за сильного ливня, увлекающего за собой воздух, что и приводит к вихрям в вертикальной плоскости.

Фронтальный шквал обусловлен резким подъемом теплого воздуха перед холодным фронтом и падением холодного за ним, что тоже приводит к вихрям по вертикали.

В-третьих, к местным ветрам относят сильные ветры, порожденные общей циркуляцией, но характерные только для некоторых районов. Например, **сирокко** на Средиземном море, **афганец**, **самум**, **хамсин** и пр.

Мелкомасштабные вихри – это **смерчи** над морем и **тромбы** над сушей (в Северной Америке – **торнадо**), которые обусловлены преимущественно электроаэродинамическими явлениями в атмосфере.

8.7. Синоптический анализ и прогноз

Непрерывные изменения в состоянии погоды связаны в первую очередь с процессами общей циркуляции. Смена дня и ночи вносит в погоду достаточно простые и регулярные изменения в виде суточного хода метеорологических элементов, бризов и т.п. Но резкие и нерегулярные изменения, гораздо более характерные для погоды, являются результатом:

- смены воздушных масс;
- прохождения разделяющих их фронтов;
- перемещения и эволюции циклонов и антициклонов.

В связи с сильной зависимостью человеческой деятельности от изменений погоды во всех странах возникла национальная служба погоды. В ее задачи входит своевременная информация населения, административных и хозяйственных организаций о существующих условиях погоды и предсказание их на будущее.

Для прогнозирования погоды в Украине **на сутки** нужна метеорологическая информация всей Западной Европы и даже Атлантического океана. Прогноз погоды **на трое суток** требует информации со всего полушария, а **на большие сроки** со всего земного шара. Сведения о погоде передаются с многочисленных станций в центры службы погоды. Полученные данные наносятся на синоптические карты (приземные и высотные).

Анализ синоптических карт и других материалов состоит в следующем.

Во-первых, устанавливается фактическое состояние атмосферы в момент наблюдений:

- распределение и характер воздушных масс и фронтов;
- расположение и свойства барических систем;
- расположение и характер облачности и осадков;
- распределение температуры и др.

Составляя карты от срока к сроку можно проследить перемещение и эволюцию этих факторов, как в GISMETEO.

Во-вторых, что более важно, выполняется прогноз ожидаемых изменений упомянутых выше факторов погоды. Прогноз погоды на 1-3 суток называют краткосрочным; на 4-10 суток – среднесрочным и на месяц и сезон – долгосрочным.

Краткосрочный прогноз начинают с прогноза синоптического положения на ближайшие несколько десятков часов, который осуществляется путем численного интегрирования уравнений динамики и термодинамики атмосферы, а затем делается заключение об изменениях погоды в рассматриваемом районе. К моменту начала составления прогноза выполняется анализ синоптического положения у Земли и анализ карт барической топографии за предыдущий срок наблюдений, а также будущие поля давления и температуры, рассчитанные на 1, 2 и 3 суток вперед. После чего производится экстраполяция результатов расчета по эмпирическим связям между атмосферными процессами.

Среднесрочный прогноз опирается на текущую информацию развития синоптических процессов в течение всего сезона, а также будущих полей давления и температуры на 1, 2, 3, 4 и 5 суток вперед. При этом прогнозируются средние значения температуры осадков на предстоящие 10 дней и их изменений на 5-7 дней.

Для **сезонных прогнозов** используется концепция естественного синоптического сезона, равного примерно двум месяцам, в течение которого в 75% времени существует однотипная форма циркуляции атмосферы, а нарушения этой циркуляции являются предвестниками следующего синоптического сезона. Используется также прогнозирование погоды по аналогам.

Вопросы для самоконтроля.

1. Проанализируйте характерные масштабы атмосферных движений.
2. Охарактеризуйте общую циркуляцию атмосферы
3. Проанализируйте наиболее характерные проявления общей циркуляции
4. Изложите основные принципы синоптического прогноза.

9. КЛИМАТООБРАЗОВАНИЕ И МИКРОКЛИМАТ

9.1. Глобальные факторы, действующие в природе

Установлено, что компоненты природной среды, включая атмосферу, гидросферу и литосферу, находятся в подвижном равновесии под действием 6-ти глобальных факторов (1 – солнечная радиация; 2 – силы гравитации; 3 – тектонические процессы; 4 – химическая энергия окислительно-восстановительных процессов; 5 – энергия биологических процессов; 6 – энергия мирового производства (удваивается через 14-15 лет).

Их можно разделить на два вида, а именно: эволюционные изменения и факторы, связанные с деятельностью человека.

Естественные эволюционные изменения протекают медленно и, как правило, колеблются вокруг средних значений (солнечная постоянная имеет отклонение $\pm 0,3\%$, атмосферное давление, температура и влажность воздуха, прирост растительной и животной биомассы в регионе и т.п. тоже мало меняются в годовом ходе). Поэтому, если нет катаклизмов, крупные экосистемы и климат в них устойчивы сотни, тысячи и миллионы лет.

Природообразующая деятельность человека или антропогенные факторы способны привести к изменениям в природе за десятки лет (глобальный фактор – 6), поэтому равновесие может быть нарушено, что в полной мере относится и к климату

9.2. Климатообразующие процессы

Глобальный климат определяется состоянием климатической системы, которая представляет совокупность атмосферы, океана, криосферы, поверхности суши и биомассы. Перечисленные компоненты климатической системы непрерывно взаимодействуют и обмениваются между собой энергией и веществом. Ниже приведена схема этого взаимодействия (рис.9.1), где черными стрелками показаны **внешние** процессы, а белыми – **внутренние**, приводящие к изменениям климата

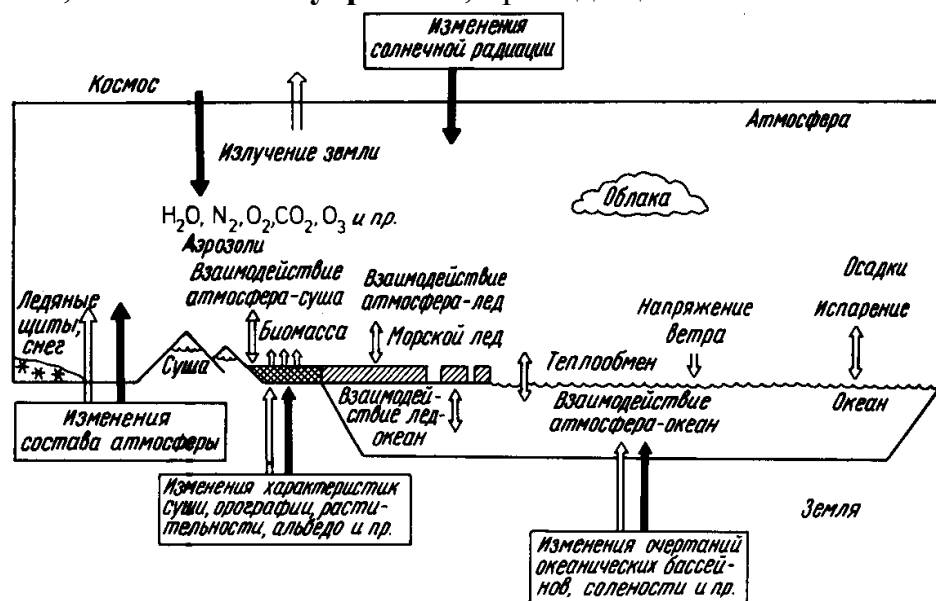


Рис. 9.1. Схема взаимодействия компонентов климатической системы

Внешние процессы:

- приток солнечной радиации и его изменения;
- изменение состава атмосфер из-за притока аэрозолей и газов при вулканической деятельности, а также из космоса;
- изменения очертаний океанических бассейнов, их солености, характеристик суши, орографии, растительности и др.

К **внутренним** процессам относится взаимодействие атмосферы с океаном, суши со льдом (теплообмен, испарение, интенсивность ветра), льда с океаном, а также маломасштабные (во времени) изменение газового и аэрозольного состава атмосферы, облачность, снежный и растительный покров, рельеф и очертания материков.

Особенностью этих процессов является их постоянное взаимодействие и наличие обратных связей, – отрицательных (увеличение влажности почвы уменьшает альбедо, что приводит к нагреву почвы и росту испарения, т.е. влажность почвы снизится), и положительных (увеличение альбедо приводит к понижению температуры, а значит и к росту снежного покрова, который дополнительно увеличивает альбедо).

Обобщим климатообразующие процессы по их физической сути. Это:

- теплооборот;
- влагооборот;
- общая циркуляция атмосферы.

Перечисленные процессы в свою очередь определяют многолетний режим метеорологических элементов, формирующих климат, среди которых:

- суточный и годовой ход радиации;
- температура воздуха;
- сумма осадков и др.

Кроме того, можно выделить географические факторы климата:

- географическая широта;
- высота над уровнем моря;
- распределение суши и океана;
- океанические течения;
- растительный снежный и ледяной покров.

Отдельно выделяют антропогенные климатообразующие факторы, связанные с усилением деятельности человека.

9.3. Теории климата

Модель климата М.И. Будыко. Так как Земля находится в состоянии лучистого равновесия, то падающая на нее солнечная радиация за минусом отраженной должна уравновешиваться излучением Земли, т.е.

$$\pi r^2 S_0 (1 - A_s) = 4\pi r^2 \delta \sigma T^4$$

$$\frac{1}{4}S_0(1 - A_s) = \delta\sigma T^4, \quad (9.1)$$

где $S_0 = 1367 \text{ Вт/м}^2\text{К}^4$ – солнечная постоянная; ($A_s = 0,3$) – альbedo Земли; $\delta = 0,95$ – коэффициент серости Земли; $\sigma = 5,67032 \cdot 10^{-8} \text{ Вт/м}^2\text{К}^4$ – постоянная Стефана–Больцмана; T – температура уходящего излучения Земли. Согласно с этой формулой температура уходящего излучения равна $T = 258^\circ\text{К} = -15^\circ\text{С}$, а фактическая средняя температура у земли $= 15^\circ\text{С}$, т.е. на 30°С выше расчетной. Этот нагрев обусловлен парниковым эффектом, который не учитывается формулой.

М.И. Будыко предложил учитывать парниковый эффект эмпирической формулой для уходящего излучения, которая неявно учитывает облачность и другие примеси в атмосфере

$$E_s = A + BT,$$

где $A = 203,3 \text{ Вт/м}^2$; $B = 2,09 \text{ Вт/м}^2\text{С}$, тогда

$$\frac{1}{4}S_0(1 - A_s) = A + BT$$

Эта формула дает значение температуры $16,6^\circ\text{С}$, что совпадает со средней температурой Северного полушария.

9.4. Микроклимат

Микроклимат – это местные особенности в режимных метеорологических величинах, обусловленные неоднородностью строения подстилающих поверхностей в пределах одного типа климата. Его можно рассматривать как результат процессов в приземном слое воздуха ниже 2 м, где суточная амплитуда температур может быть больше, чем на высоте метеорологической будки. На микроклимат влияет рельеф местности из-за разности высот поверхностей от одного до десятков метров и особенно их экспозиции (ориентации относительно стран света). При этом колебания в вогнутых частях рельефа выше, чем для выпуклых, что приводит к изменениям относительной влажности: увеличиваются повторяемость росы, инея, поземных туманов.

Отдельно можно рассматривать микроклимат леса и города.

9.5. Классификация климатов

Устоявшиеся сочетания метеорологических элементов и условий (широты, континентальности, орографии и т.д.) определяют тип климата.

Существуют разные подходы в классификации климатов. Так, в классификации Кеппера-Треварта выделяют 6 классов по температурному режиму и степени увлажнения – (А,С,Д,Т,Ф,В).

A,C,D,E,F– выделяют в порядке убывания температуры на уровне моря от экватора до полюсов, а шестой по степени увлажнения – класс сухих климатов В:

Класс климатов	Определение
А. Тропические	Среднемесячные $t > 17^{\circ}\text{C}$ в течении всего года
Граница мороза	
С. Субтропические климаты	Среднемесячные $t > 9^{\circ}\text{C}$ в течении 8–12 месяцев
Д. Умеренные климаты	Среднемесячные $t > 9^{\circ}\text{C}$ в течении 4–7 месяцев
Е. Субарктические климаты	Среднемесячные $t > 9^{\circ}\text{C}$ в течении 1–3 месяцев
Граница леса	
Ф. Полярные климаты	Среднемесячные $t < 9^{\circ}\text{C}$ в течении всего года
Граница сухости (между всеми климатами)	
В. Сухие климаты	Испарение превышает осадки (среднегодовые осадки меньше предела сухости ПС)

Примечание. $\text{ПС} = 20(t - 10^{\circ} + 0,3\text{ПЛО})$, где t – средняя годовая температура в $^{\circ}\text{C}$; ПЛО – процент летних осадков от их общего годового количества. К летним осадкам в Северном полушарии относится сумма осадков с апреля по сентябрь (в Южном – с октября по март). Если годовые осадки $< 0,5 \text{ ПС}$, то это климат пустыни ВВ.

С учетом увлажнения климаты делятся на подклассы, образуя 16 главных климатов:

Аг	– тропический дождливый
Ам	– тропический муссонный
Аw	– тропический летний дождливый
Аs	– тропический зимний дождливый
BS	– степи
BW	– пустыни
ВМ	– морской пустынный
Сг	– субтропический дождливый
Сw	– субтропический летний дождливый
Сs	– субтропический зимний дождливый
DO	– умеренный морской
DC	– умеренный континентальный
EO	– субарктический морской
EC	– субарктический континентальный
FT	– тундры
FI	– ледовый

Существует классификация Л.С. Берга, базирующаяся на ландшафтно-географических зонах суши, т.е. климат рассматривается, как компонент

ландшафтной зоны. Известна также классификация Б.П. Алисова, основанная на условиях общей циркуляции атмосферы.

9.2. Изменения климата

На протяжении геологической истории Земли (4,65 млрд. лет) вместе со всей земной природой, менялись состав атмосферы, ее масса и климат. Для восстановления исторических изменений климата используют разные методы, основанные на данных геологии, палеонтологии и геофизики.

Инструментальные наблюдения, которые проводятся около 1,5 столетия, тоже позволили обнаружить некоторые изменения температуры воздуха, обнаруживая потепление или похолодание климата.

Особый интерес представляют антропогенные изменения климата, связанные с усилением деятельности человека.

Влияние на климат имеют следующие антропогенные процессы:

- распахивание огромных массивов земли, вызывающее изменения альбедо, быструю потерю влаги, подъем пыли в атмосферу;
- уничтожение лесов, особенно тропических, влияющее на воспроизводство кислорода, изменения альбедо и испарения;
- перевыпас скота, превращающий степи и саванны в пустыни, в результате чего меняется альбедо, иссушается почва;
- сжигание ископаемого органического топлива и поступление в атмосферу CO_2 ;
- выбрасывание в атмосферу промышленных отходов, меняющих состав атмосферы, увеличивающих содержание радиационно-активных газов и аэрозолей.

Выбросы веществ в атмосферу вызывают:

- парниковый эффект, связанный с накоплением в атмосфере углекислого газа (CO_2), который интенсивно поглощает длинноволновую радиацию, что ведет к дополнительному нагреву нижней атмосферы (удвоение концентрации CO_2 может привести к повышению средней температуры воздуха на 2,5-3°C и вызвать таяние ледников);
- разложение озона из-за выбросов фреона и метана.
- повышение температуры воздуха на 1-6° из-за выбросов предприятий;
- образование токсичных туманов при взаимодействии загрязнителей с кислородом воздуха.

9.3. Диаграммы климата

Для того чтобы судить о влиянии климата на мир растений, необходимо как можно более наглядный способ отображения важнейших климатических факторов. Эколог растений Г. Вальтер создал принцип построения так называемых климадиаграмм (диаграмм климата). Эти диаграммы весьма компактно и наглядно отражают существенные климатические факторы, которые важны для развития растений.

Определение. Климатодиаграмма, клима(то)грамма, диаграмма климата – это:

- 1) графическое представление одного или нескольких элементов климата;
- 2) закодированная числовая характеристика основных элементов климата данного места;

3) графическое представление годового хода двух климатических элементов (например, температуры воздуха и его относительной влажности) на одной диаграмме в системе прямоугольных координат, дающее замкнутый контур.

Принцип построения. Все климатограммы строятся по одним и тем же правилам и лишь иногда несколько отличаются от оригиналов.

По горизонтальной – нулевой – линии откладываются месяцы, причем на диаграммах, относящихся к северному полушарию, принята обычная последовательность – от января до декабря, а на тех, что относятся к южному полушарию, – от июля до июня следующего года. Это позволяет получить представление о фактических изменениях климатических факторов и растительности в течение года, от зимы до зимы.

Особое значение для мира растений имеют происходящие в течение года колебания **температуры и количества выпадающих осадков**, а также взаимосвязь между этими факторами (рис.9.2).

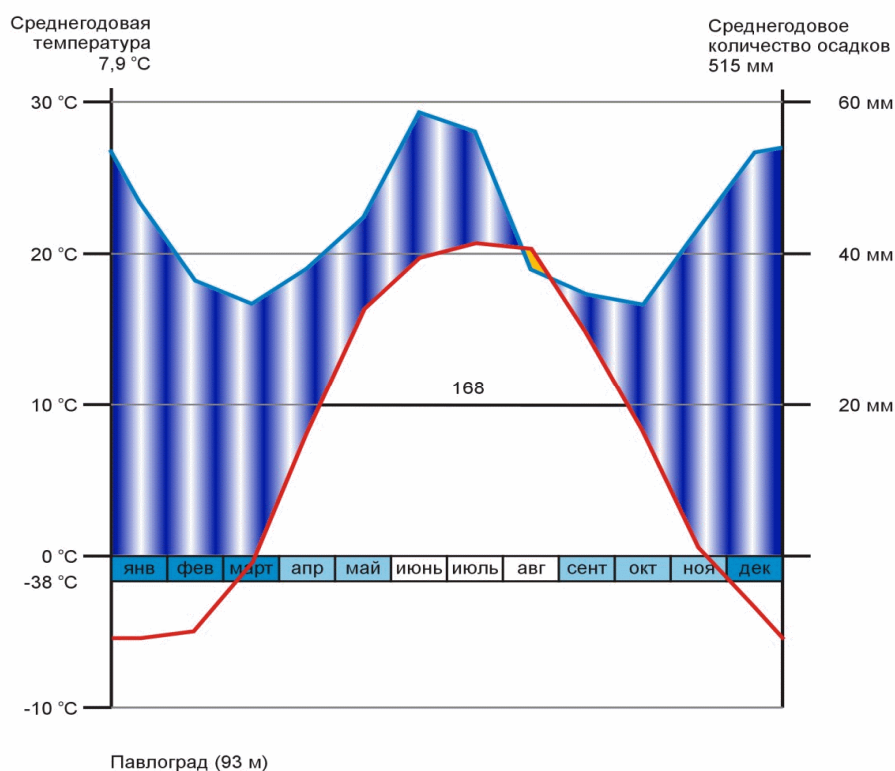


Рис. 9.2. Пример построения климатограммы г. Павлограда, Днепропетровской области

Шкалу температур наносят на вертикальной стороне диаграммы (слева). Над ней указывают вычисленную по результатам многолетних наблюдений среднегодовую температуру (так, на диаграмме слева она составляет 7,9°C). У нижнего конца шкалы приведена самая низкая из зарегистрированных до сих пор отрицательных температур (на левой диаграмме -38°C). Красная линия показывает преобладание средних температур каждого месяца.

На правой стороне диаграммы помещена **шкала осадков** (количество осадков, выпадающих за месяц); над этой шкалой отмечают среднегодовое количество осадков (на диаграммах оно составляет 515 мм; это усредненные сведения за много лет). Делению на шкале осадков, показывающему 20 мм, соответствует деление, обозначающее 10°C на шкале температур; 40 мм – 20°C и т. д. Необходимость соблюдать это соотношение следует подчеркнуть особо, поскольку оно существенно влияет на информативность диаграммы в отношении потребности растений в воде. При этом выявляется следующее: если кривая осадков проходит выше кривой температур, то налицо избыток влаги (гумидные условия). Эту часть диаграммы всегда закрашивают синей краской. Если же кривая осадков находится ниже кривой температур, то этот участок диаграммы соответствует засушливому периоду (аридные условия) и его окрашивают в желто-коричневый цвет (на рис.9.2 – небольшой участок с температурой около 20°C и осадками 40 мм).

Между **кривой температур и кривой осадков** прослеживается связь, так как первая одновременно дает представление и о расходе воды, тогда как кривая осадков, напротив, показывает ее поступление. Обе кривые вместе при выбранном соотношении 2 : 1 характеризуют водный баланс.

Кривую осадков всегда делают синей, а поверхность, заштрихованная (обычно синими линиями), дает представление об интенсивности выпадения осадков. Ту часть диаграммы, которая соответствует количеству месячных осадков, не превышающему 100 мм, показывают штриховкой. Если же за месяц выпадает более 100 мм осадков, как это часто бывает, например, в тропиках, то соответствующую площадь на диаграмме закрашивают полностью и при этом уменьшают масштаб в 10 раз.

Наступление холодов, их продолжительность, а следовательно, и продолжительность периода, в течение которого морозов не бывает, – также весьма важные факторы. Темно-синие прямоугольники, находящиеся на диаграмме под нулевой линией, показывают то время года, когда среднесуточная минимальная температура оказывается ниже 0°C (на диаграмме – «январь», «февраль», «март» и «декабрь»). Оно соответствует холодному периоду, на протяжении которого могут быть морозы. Светло-синими прямоугольниками, прилегающими к темно-синим, показаны месяцы, в течение которых лишь абсолютная минимальная температура может быть ниже 0°C. Иными словами, в это время заморозки могут наступить, но это бывает не каждый год. Такие весенние и осенние заморозки часто оказываются важными для жизни растений. Незакрашенные прямоугольники соответствуют времени года, когда морозов не бывает (на диаграмме «июнь», «июль», «август»).

На некоторые диаграммы, относящиеся к районам с холодным климатом, наносят число дней со средней температурой выше +10°C (168 дней на рис.9.2). Это говорит о том, что такие температуры и продолжительность их действия представляют собой своего рода пороги для жизни растений и вполне соответствует понятию «вегетационный период»

Вопросы для самоконтроля

1. Перечислите и проанализируйте глобальные факторы, которые действуют в природе и влияют на климат.

2. Изложите суть теории климата
3. Изложите понятие микроклимата
4. Приведите классификацию климатов.
5. Проанализируйте причины изменения климата.
6. Изложите порядок построения климатограмм.

Список использованной литературы.

1. Хромов С. П., Петросянц П. Я. Метеорология и климатология. - М: Из-во московского университета, 1994.-520 с.
2. Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии. - Л: Гидрометеиздат, 1976.-639с.
3. Долгілевич М.Й. Метеорологія і кліматологія: Навчальний посібник.– Житомир, ЖІТІ,2001.– 243 с.
4. Метеорологический словарь. – Л.: Гидрометеиздат, 1974.– 568 с.
5. Городецкий О.А., Гуральник И.И., Ларин В.В. Метеорология, методы и технические средства наблюдений.. - Л: Гидрометеиздат, 1984-327с.
6. Долгілевич М.Й., Т.М.Родіонова. Практикум з метеорології і кліматології: Навчальний посібник.–Житомир, ЖІТІ,2002.– 201 с.
7. Антонов В.С. Короткий кус загальної метеорології: Навчальний посібник. – Чорнівці: Рута, 2004.– 336 с.
8. Моргунов В.К. Основы метеорологии. Метеорологические приборы и методы наблюдений: Учебник.– Новосибирск: Феникс, 2005.– 331 с.