

Министерство образования Российской Федерации

---

**РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ  
УНИВЕРСИТЕТ**

**Факультет заочного обучения**

**МЕТОДИЧЕСКИЕ УКАЗАНИЯ**  
по дисциплине  
**“ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ ОКЕАНА И ВОД СУШИ”**  
**Раздел "Физика атмосферы"**  
**Специальность – Метеорология**

Курс II

*(Подлежит возврату  
на факультет заочного обучения)*



Санкт-Петербург  
2000

*Одобрено Ученым советом метеорологического факультета*

УДК 551.5(07)

Методические указания по дисциплине "Физика атмосферы". Физика атмосферы – СПб., Изд. РРГМУ. 2000. – 40 с.

Методические указания составлены в соответствии с программой дисциплины "Физика атмосферы океана и вод суши". Даются рекомендации по изучению разделов «Общие сведения об атмосфере», «Основы статики», «Лучистая энергия в атмосфере», «Основы термодинамики атмосферы», «Тепловой режим поверхности Земли и атмосферы». Приводятся вопросы для самопроверки, рекомендуемая литература, контрольные работы.

Составители: Е. Г. Головина, доц., РРГМУ.  
В. И. Ковалев, доц., РРГМУ.

Ответственный редактор А. С. Гаврилов, проф., РРГМУ

© Российский государственный гидрометеорологический университет (РГГМУ), 2000.

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Раздел "Физика атмосферы" является первой специальной дисциплиной, изучаемой студентами метеорологической специальности. Она имеет фундаментальный характер, так как рассматривает основы научных знаний о наиболее общих закономерностях атмосферных процессов и явлениях, наблюдаемых в атмосфере Земли.

Главной задачей дисциплины "Физика атмосферы" является построение достаточно полной физической модели атмосферных процессов и явлений, имеющих погодообразующее значение. В ней сочетается количественное исследование процессов в атмосфере с описательным, географическим подходом к их изучению. "Физика атмосферы" широко использует для изучения атмосферы законы физики (механики, термодинамики и т. др.), содержит большое количество опытных фактов.

В результате изучения дисциплины студент овладевает знаниями о наиболее общих свойствах атмосферы, закономерностях наблюдаемых в ней явлений и процессов, их физико-географической сущности. Это позволяет создать необходимую основу для изучения всех последующих дисциплин. Студент также должен уметь анализировать метеорологические наблюдения, выполнять инженерные расчеты по основным разделам дисциплины с использованием современных вычислительных средств.

## ОБЩИЕ УКАЗАНИЯ

По дисциплине "Физика атмосферы" на втором курсе предусматривается изучение разделов "Общие сведения об атмосфере", "Основы статики атмосферы", "Лучистая энергия в атмосфере", "Основы термодинамики атмосферы", "Тепловой режим поверхности Земли и атмосферы". Студент должен выполнить две контрольные работы. Дисциплина завершается экзаменом.

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Матвеев Л. Т.* Курс общей метеорологии. Физика атмосферы. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 751 с.
2. *Бройдо А. Г. и др.* Задачник по общей метеорологии. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 312 с.
3. Психрометрические таблицы. – Л.: Гидрометеиздат, 1981. – 270 с.
4. Руководство по теплосбалансовым наблюдениям. – Л.: Гидрометеиздат, 1977. – 149 с.

5. Атлас облаков. Под ред А. Х. Хргиана, Н. И. Новожилова. – Л.: Гидрометеоиздат, 1978.
6. Хргиан А. Х. Физика атмосферы. Т. I. – Л.: Гидрометеоиздат, 1978. – 247 с.
7. Хргиан А. Х. Физика атмосферы. Т. II. – Л.: Гидрометеоиздат, 1978. – 319 с.
8. Будыко М. И., Роков А. Б., Яншин А. Л. История атмосферы. – Л.: Гидрометеоиздат, 1985. – 201 с.
9. Мак-Картни Э. Оптика атмосферы. – М.: Мир, 1979. – 421 с.

## УКАЗАНИЯ ПО РАЗДЕЛАМ

### Введение

Введение в дисциплину "Общая метеорология" позволит получить общие сведения об историческом пути, пройденном метеорологией со времен Аристотеля до наших дней. Выясните основные задачи, решаемые этой наукой, и связь ее с другими науками. Определите значение метеорологии для народного хозяйства и в решении проблемы "Человек и окружающая среда". Знание истории становления и развития метеорологии позволит понять основные тенденции и перспективы развития метеорологии, гидрометеорологической службы, охраны атмосферы. Во введении познакомьтесь также с понятием метеорологических величин и описанием их пространственного изменения.

### *Л и т е р а т у р а*

[1] – Введение

### *Вопросы для самопроверки*

1. Какие основные задачи решает метеорология?
2. В чем состоит важность метеорологической информации и метеорологических прогнозов для народного хозяйства нашей страны?
3. Каковы пути международного сотрудничества в области метеорологии?
4. Что входит в понятие метеорологическая величина?
5. Что такое поле метеорологических величин, и каковы его характеристики?
6. Какие вы знаете эквискалярные поверхности?
7. Какие барические системы вам известны?

## Общие сведения об атмосфере

Изучите газовый состав атмосферного воздуха у земли и на высотах. Важно обратить внимание на то, что только водяной пар при условиях, наблюдаемых в атмосфере, может испытывать фазовые переходы, т. е. находиться в атмосфере в газообразном, жидком и в твердом состояниях одновременно. Рассмотрите, как изменяется состав атмосферы под влиянием антропогенных воздействий.

Следует обратить внимание на вводимые понятия основных метеорологических величин, их единицы и размерности. К таким величинам, прежде всего, относятся температура воздуха, имеющая две шкалы измерения: теоретическую  $T$  (в Кельвинах) и практическую  $t = T - 273.16$  (в ° Цельсия); давление воздуха, измеряемое как в гектопаскалях (гПа), так и в мм ртутного столба (мм рт. ст.). Укажем, что давление воздуха имеет размерность силы, отнесенной к единице поверхности (ньютон/м<sup>2</sup> = 1 Па). Численная связь между всеми используемыми единицами измерения указана в сборнике задач по общей метеорологии [2].

**Влажность воздуха** имеет несколько характеристик; они называются гигрометрическими и термогигрометрическими. Рассмотрим их.

- 1) парциальное давление водяного пара  $e$  (гПа);
- 2) парциально давление насыщенного водяного пара  $E$  (гПа), т. е. предельное (максимально возможное) давление водяного пара при данной температуре воздуха  $t^0$ ; если  $e > E$ , то начинается конденсация водяного пара;
- 3) относительная влажность воздуха  $f$  (%):

$$f = \frac{e}{E(t^0)} \cdot 100\%$$

4) точка росы  $t_d$ , это температура, до которой при неизменном атмосферном давлении нужно понизить температуру воздуха, чтобы содержащийся в нем пар стал насыщенным ( парциальное давление пара  $e$  становится равным  $E$ ;  $f$  равно 100 %).

5) дефицит насыщения  $d$ , т. е. разность  $E - e$  (при  $f = 100$  %, очевидно,  $d = 0$ );

6) массовая доля пара ( $S$ ), характеризующая содержание водяного пара в единице массы влажного воздуха,  $S$  – безразмерная величина, в метеорологических задачах выражается в г/г или в г/ кг ( т. е. в промиллях, ‰):

$$S = 622 \frac{e}{P}, \text{‰}$$

7) абсолютная влажность ( $a$ ) – количество водяного пара в единице объема воздуха ( $\text{г/м}^3$ ),

$$a = 0,8e / (1 + \alpha t),$$

где  $\alpha = 1/273$ .

**Метеорологические величины** характеризуют состояние атмосферы повсеместно, они непрерывны и лишь изменяют свое значение. Между тем измерения их проводят в точках наблюдения, на метеорологических станциях, т.е. получают дискретные значения метеовеличин. В атмосфере можно проследить поля метеовеличин, характеристиками которых являются эквискалярные поверхности (поверхности равных значений метеорологических величин). Например, изобарическая поверхность – поверхность равных значений давления воздуха ( $P$ ), изотермическая – равных значений ( $T$ ) и т.д.).

В любой точке к изоповерхности может быть проведена нормаль  $n$ . В метеорологии *вектор градиента некоторой величины  $M$  принято направлять по нормали в сторону ее убывания*:

$$\frac{\partial M}{\partial n} \left( - \frac{\partial M}{\partial x}, - \frac{\partial M}{\partial y}, - \frac{\partial M}{\partial z} \right),$$

где в скобках приведены компоненты этого вектора вдоль осей декартовой системы координат  $x, y, z$ .

**Общие сведения об облаках** сведены в таблицу их классов [5]. Следует обратить внимание на принадлежность разных классов облаков к различным высотным ярусам и постараться запомнить как русское, так и латинское название облаков и их сокращенную запись.

**Строение атмосферы** рассматривается чаще по принципу вертикального распределения в ней температуры. Основные слои (сферы) и их наиболее общие характеристики необходимо запомнить. Важно понять, что в вертикальном направлении атмосфера более изменчива, чем в горизонтальном.

Возможны и другие принципы классификации атмосферы по слоям. Так, атмосферу можно разделить на слои и по изменению ее газового состава. До высоты примерно 80 км, где состав атмосферы сравнительно однороден, распространяется гомосфера. Выше находится гетеросфера - слой, в котором с высотой газовый состав атмосферы изменяется в соответствии с его атомным весом. Кроме того, атмосферу делят на слои в соответствии со степенью ионизации атмосферных газов (ионосфера). Изучите процессы и источники

ионизации воздуха. Рассмотрите вопрос формирования геомагнитного и радиационного поясов Земли.

**Уравнение состояния** сухого воздуха запишем:  $P_c = \rho_c RT$ , где  $P_c = P - e$  - парциальное давление сухого воздуха,  $\rho_c$  - плотность, а  $R$  - удельная газовая постоянная сухого воздуха. При выводе уравнения состояния для влажного воздуха введено понятие виртуальной температуры  $T_v = t(1 + 0,608 \cdot S) = t(1 + 0,378e/P)$ . Важно понять формальный смысл введения этой величины, позволяющей нам использовать для влажного воздуха с давлением  $P$  и плотностью  $\rho$  уравнение состояния в той же форме, что и для сухого:  $P = \rho T_v R$ , т.е. с удельной газовой постоянной для сухого воздуха.

К этой же теме относится вопрос о некоторых общих свойствах, присущих атмосфере как газовой среде. К ним отнесем ее ограниченную сжимаемость, идеальность свойств составляющих ее газов, сплошной характер атмосферы как среды, позволяющий широко использовать математический аппарат дифференцирования и интегрирования при ее описании, и, наконец, характерный для атмосферы турбулентный характер движений воздуха.

**Примеры задач.** По материалам этой темы полезно решить ряд задач по определению состояния атмосферы.

**Задача 1.** Найти плотность сухого воздуха при стандартном давлении и температуре 20,0°C.

**Решение.** Используем уравнение состояния сухого воздуха:  $P = \rho RT$ , где  $P$  - атмосферное давление (Па);  $R$  - удельная газовая постоянная сухого воздуха (Дж/кг · К);  $T$  - температура воздуха (К).

$$\rho = \frac{1000,0 \cdot 10^2 \text{ Па}}{287,05 \text{ Дж / кг} \cdot \text{К} \cdot 293,15 \text{ К}} = 1,181 \text{ кг / м}^3.$$

**Задача 2.** Температура воздуха -3,1°C, показания смоченного термометра аспирационного психрометра -5.5°C. Давление 1000 гПа. Найти по таблицам [3] парциальное давление водяного пара, относительную влажность, дефицит насыщения; вычислить абсолютную влажность и массовую долю водяного пара.

**Решение.** Используя психрометрические таблицы, определим парциальное давление водяного пара без учета аспирации и при атмосферном давлении 1000 гПа:

$$e_i = 2,16 \text{ гПа.}$$

Найдем поправку к  $e_1$  для аспирационного психрометра при  $P = 1000$  гПа и  $\Delta t = t_{\text{сух}} - t_{\text{см}} = 2,4^{\circ}\text{C}$ :

$$\Delta e = 0,33 \text{ гПа}$$

Тогда

$$e = 2,16 + 0,33 = 2,49 \text{ гПа.}$$

Используя табл. 2 психрометрических таблиц, по  $t_{\text{сух}} = -3,1^{\circ}\text{C}$  и  $e = 2,49$  гПа находим остальные характеристики влажности:

$$F = 51\%, \quad d = 2,37 \text{ гПа};$$

$$\alpha = \frac{0,8 \cdot 2,49}{\left(1 + \frac{3,1}{273,15}\right)} = 2,01 \text{ г} / \text{м}^3;$$

$$S = 622 \frac{2,49}{1000,0 - 2,49} = 1,55 \text{ ‰.}$$

*Задача 3.* Найти плотность влажного воздуха при стандартном атмосферном давлении, температуре сухого термометра  $t = 30,0^{\circ}\text{C}$  и температуре смоченного термометра стационарного психрометра  $t' = 28,0^{\circ}\text{C}$ .

*Решение.* Используя психрометрические таблицы, определим парциальное давление водяного пара  $e = 36,2$  гПа.

Из уравнения состояния влажного воздуха  $P = \rho T_v R$  получим:

$$\rho = \frac{P}{RT(1 + 0,378e/P)} = \frac{P}{RT} (1 - 0,378e/P) =$$

$$\frac{1000,0 \cdot 10^2}{287,05 \cdot 303,15} \left(1 - 0,378 \frac{36,2}{1000,0}\right) = 1,135 \text{ кг} / \text{м}^3.$$

Следует обратить внимание на то, что плотность сухого воздуха при таком же атмосферном давлении и температуре равнялась бы:

$$\rho = \frac{P}{RT} = 1,149 \text{ кг} / \text{м}^3,$$



т.е. плотность сухого воздуха всегда больше плотности влажного воздуха при одинаковом атмосферном давлении и температуре.

### *Литература*

[1] – Гл. 1, п. 1–5; гл. 23, п. 1, 2, 7.

### *Вопросы для самопроверки*

1. Давление воздуха 1000 гПа. Как перевести эту величину в мм рт. ст.?
2. Дайте определение всех характеристик влажного воздуха.
3. Как пользоваться психрометрической таблицей?
4. Постройте эквискалярную поверхность давления, полный градиент  $P$  и его составляющие по осям  $x$ ,  $y$ ,  $z$ .
5. Каков газовый состав воздуха у земли?
6. Каков газовый состав воздуха на высотах, больших 100 км?
7. Каков физический смысл величин  $R^*$ ,  $R_c$  в уравнение состояния сухого воздуха?
8. Каков физический смысл виртуальной температуры  $T_v$ ?
9. Как связана плотность влажного воздуха  $\rho_{вл}$ , с температурой  $t$ , если водяной пар насыщен?
10. Каковы основные свойства тропосферы?
11. Каковы основные свойства стратосферы?

### **Основы статики атмосферы**

В этом разделе изучается вывод и анализ уравнения статики атмосферы  $dP = -\rho g dz$ . Важно отметить, что хотя заголовок темы и предполагает отсутствие движения в атмосфере, уравнение статики справедливо и для атмосферных условий, когда имеет место движение воздуха. Наибольшее значение имеет интегрирование этого уравнения по высоте, т. е. определение вида зависимости  $P(z)$ . Оно производится путем задания функции  $p(z)$  или  $T(z)$  для однородной ( $\rho(z) = \text{const}$ ), изотермической  $T(z) = \text{const}$  и политропной ( $\gamma = -\frac{\partial T}{\partial z} = \text{const}$ ) атмосфер. Полная барометрическая формула Лапласа позволяет найти наиболее близкий к реальному вид функции  $P(z)$ . Полезно обратить внимание на понятие высоты однородной атмосферы  $H$  для различных газов, так как она зависит от молекулярного веса газа  $\mu$ .

Рассмотрите связь между барометрической ступенью и средней температурой внутри исследуемого слоя воздуха.

### Примеры задач.

*Задача 1.* Определить высоту однородной атмосферы сухого воздуха если  $P_0=1013,2$  гПа,  $t=0,0^{\circ}\text{C}$ . Широта места  $\varphi=45^{\circ}$ .

*Решение.* Запишем барометрическую формулу для однородной атмосферы

$$P_2 = P_1 - \rho g(z_2 - z_1)$$

где  $P_1, P_2$  – давление на высотах  $z_1$  и  $z_2$ .

Приняв за верхнюю границу атмосферы ту высоту  $H$ , где  $P_2=0,0$  гПа, найдем

$$H = \frac{RT}{g} = \frac{287,5 \cdot 273,15}{9,8} = 7998 \text{ м.}$$

*Задача 2.* Найти атмосферное давление в изотермической атмосфере на высоте 8000 м, при  $P_0=1013,2$  гПа,  $t=0,0^{\circ}\text{C}$ .

*Решение.* Из барической формулы для изотермической атмосферы следует:

$$z - z_0 = 18400(1 + \alpha t) \lg \frac{P_0}{P_z}$$

Отсюда  $P_z=372,5$  гПа.

Таким образом, атмосферное давление в изотермической атмосфере уменьшается с высотой медленнее, чем в однородной атмосфере.

*Задача 3.* В районе экватора ( $\varphi=0^{\circ}$ ) на двух метеорологических станциях, находящихся на разных высотах, одновременно измерены:

Высота	$t^{\circ}\text{C}$	$P$ гПа	$f\%$
$Z_1$	22,0	973,5	56
$Z_2$	16,9	931,4	50

Определить превышение верхней станции над нижней  $\Delta z = z_2 - z_1$  с ошибкой не более 0,3%.

*Решение.* При использовании поной барометрической формулы в пределах тропосферы без поправки на зависимость силы тяжести от высоты, допускаемая ошибка в определении высоты станции не превысит 0,3%. Тогда

$$Z_2 - Z_1 = 18400(1 + \bar{\alpha}) \left[ 1 + \beta(\bar{e}/P) \right] (1 + a \cos 2) \lg P_1/P_2.$$

Находим:

$$\bar{t} = \frac{22,0 + 16,9}{2} = 19,4^0 \text{C}.$$

$$e_1 = \frac{f_1 E_1}{100} = \frac{56 \cdot 26,4}{100} = 14,8, \text{Па}.$$

$$e_2 = \frac{f_2 E_2}{100} = \frac{50 \cdot 19,3}{100} = 9,7, \text{Па}.$$

$$\frac{e_1}{P_1} = \frac{14,8}{973,5} = 0,0152; \quad \frac{e_2}{P_2} = \frac{9,7}{931,4} = 0,0104; \quad \left( \frac{\bar{e}}{P} \right) = 0,0128.$$

$$Z_2 - Z_1 = 18400(1 + 0,00366 \cdot 19,4)(1 + 0,378 \cdot 0,0128) \times \\ \times (1 + 0,00264) \lg \frac{973,5}{931,4} = 397,8 \text{ м}.$$

Точный ответ:

$$Z_2 - Z_1 = (398 \pm 1) \text{ м}.$$

### *Литература*

[1] – Гл. 3, § 1–7.

### *Вопросы для самопроверки*

1. Как меняется давление воздуха с высотой? В чем физический смысл уравнения статики? Где быстрее падает давление: при подъеме на 1 км от земли или при подъеме от 2 до 3 км? Почему?
2. Как меняется давление с высотой в однородной атмосфере? Чему равна ее высота? От чего она зависит?
3. Где располагается высота политропной атмосферы? От чего она зависит? Где располагается высота изотермической атмосферы?
4. Какие метеорологические и геофизические величины входят в полную барометрическую формулу? Как они вычисляются?

5. Рассчитайте барическую ступень и барометрический градиент у земли, если  $T=273^{\circ}$ , а  $P_0= 1000$  гПа.

6. Что такое градиент автоконвекции? Как меняется плотность воздуха при подъеме в атмосфере?

### Лучистая энергия в атмосфере

Солнце является практически основным источником энергии на Земле, поэтому знание всех закономерностей прихода к атмосфере лучистой энергии Солнца, законов ее поглощения и рассеяния атмосферой, а также роли земной поверхности и атмосферы в формировании потоков длинноволновой радиации чрезвычайно важно. Изучение этой темы следует начать с основных законов температурного излучения (законов Кирхгофа, Стефана-Больцмана и Вина). При этом надо освежить в памяти такие понятия, как спектр излучения (распределения энергии излучения по длинам волн), понятие энергетической яркости, энергетической освещенности, коэффициентов поглощения, отражения, пропускания (массовых и объемных) и т.д.

Далее следует перейти к рассмотрению тех процессов, которые связаны с ослаблением атмосферой потока солнечной радиации. Основным законом является закон Буге. Здесь введены новые понятия оптической массы атмосферы, коэффициента прозрачности атмосферы. Обратите внимание на связь монохроматических потоков с интегральными, на селективный характер поглощения солнечной радиации в атмосфере, на физический смысл фактора мутности атмосферы. Необходимо научиться вычислять суммы прямой и рассеянной суммарной радиации, характеристики прозрачности атмосферы. Покажем способы решения таких задач на конкретных примерах.

*Задача 1.* При высоте солнца  $30^{\circ}$  прямая радиация на перпендикулярную поверхность у земли составила  $I = 0,72$  кВт/м<sup>2</sup>. Вычислить коэффициент прозрачности  $p$ , коэффициент ослабления  $\tau$  и фактор мутности  $T$ .

*Решение.*

$$p = \left( \frac{I}{I_0} \right)^{1/m}; \quad p = e^{-\tau}; \quad T = \frac{\ln p}{\ln p_u}.$$

Коэффициент прозрачности идеальной атмосферы  $p_n$  при числе масс атмосферы  $m=2$  найдем по таблице (см. [1], с. 160):

$$P_n=0,916; \quad \left( \frac{0,72}{1,38} \right)^{\frac{1}{2}} = 0,722; \quad \tau = -\ln p = 0,326;$$

$$T = \frac{\ln 0,722}{\ln 0,916} = 3,71$$

Выясните, как изменяются характеристики прозрачности с увеличением высоты солнца. Изучите факторы, влияющие на величину отраженной и поглощенной солнечной радиации земной поверхностью. Рассмотрите излучение Земли и атмосферы. Здесь важно хорошо представлять себе, как выглядит спектр излучения Земли, нагретой до средней температуры (например, 273 К). Обращает на себя внимание то, что максимум излучения в этом случае близок к окну прозрачности атмосферы. Необходимо знать, по какой причине может менять знак эффективное излучение Земли. Следует обратить внимание на формулы, учитывающие присутствие в атмосфере  $H_2O$ ,  $CO_2$  и облаков, «удерживающих» часть уходящего от Земли длинноволнового излучения. Потоки прямой и рассеянной радиации, альбедо поверхности, излучение Земли и атмосферы входят в уравнение радиационного баланса деятельного слоя подстилающей поверхности Земли.

Тщательно проанализируйте суточный и годовой ход радиационного баланса деятельного слоя земли на различных широтах, в условиях различных отражательных свойств поверхности (величины альбедо), различного режима температуры, влажности и облачности в нижнем слое атмосферы.

С процессами рассеяния, поглощения, поляризации света связан ряд оптических явлений. Рассмотрите их. Изучите основы теории дальности видимости. Разберитесь в определении метеорологической дальности видимости (МДВ). Почему она зависит главным образом от прозрачности атмосферы?

Изменение плотности воздуха с высотой может привести к оптическим явлениям, обусловленным рефракцией света. Изучите их.

#### *Литература*

[1] – Раздел II, гл.6, п. 2–7; гл. 7, п. 1-5; гл. 8, п. 1 -2.

#### *Вопросы для самопроверки*

1. Что Вы знаете о строении Солнца? Какова температура излучения фотосферы Солнца? Нарисуйте спектр солнечного излучения.
2. Что такое солнечная активность?
3. Что называется солнечной постоянной? В каких единицах она измеряется?

4. Что называется абсолютно черным телом? Как связана величина падающего потока солнечной радиации с его отражением, поглощением, пропусканием?

5. Напишите и проанализируйте законы Кирхгофа, Стефана – Больцмана, Вина.

6. Объясните физический смысл закона Буге, оптической массы атмосферы, массовых и объемных коэффициентов ослабления (их размерности).

7. Что такое коэффициент прозрачности? Как интегральный коэффициент прозрачности зависит от числа масс атмосферы?

8. Каковы основные выводы теории молекулярного рассеяния?

Объясните характер рассеяния лучистой энергии на крупных частицах.

9. Какие газы поглощают солнечную радиацию? Назовите полосы их поглощения.

10. Какой является рассеянная радиация (коротковолновой или длинноволновой)? Почему?

11. Как рассчитать число масс атмосферы? Какие вы знаете способы его определения?

12. Что такое альбедо?

13. Каков спектральный состав излучения Земли и атмосферы? От каких причин он зависит?

14. Какие газы, входящие в состав атмосферы, поглощают излучение Земли?

15. Что такое эффективное излучение Земли? От чего зависит его знак?

Какой знак имеет эффективное излучение при инверсии температуры, при тумане?

16. Каковы основные закономерности молекулярного рассеяния света в атмосфере?

17. Каковы основные закономерности аэрозольного рассеяния света в атмосфере?

18. Какие факторы влияют на радиационный баланс подстилающей поверхности?

19. Каков годовой и суточный ход радиационного баланса на северном полюсе, на экваторе, в Санкт-Петербурге?

20. Какие факторы влияют на дальность видимости реальных объектов?

21. Какие оптические явления связаны с астрономической рефракцией?

22. Какие оптические явления обусловлены земной рефракцией?

## **Основы термодинамики атмосферы**

Изучение темы следует начать с вывода уравнения 1-го начала термодинамики применительно к атмосфере, хорошо понимая, что речь идет об одной из формулировок закона сохранения энергии. Простейшим процессом в термодинамике является адиабатический, когда изучаемая частица воздуха перемещается без теплообмена со средой, ее окружающей. При этом изменение теплосодержания такой частицы оказывается связанным только с пройденным ею путем вверх ( $dz > 0$ , т.е.  $dP < 0$ ) или вниз ( $dz < 0$  и  $dP > 0$ ).

Важным является вопрос, какую температуру примет объем сухого или с ненасыщенным паром воздуха при адиабатическом перемещении. Следует учесть, что при сухиадиабатическом подъеме порции воздуха вверх, происходит работа расширения, которая совершается за счет внутренней энергии, поэтому произойдет понижение температуры этой порции. Наоборот, при опускании объема происходит переход работы сжатия во внутреннюю энергию, и опускающийся объем нагревается. Изменения температуры объема воздуха при сухиадиабатических процессах характеризуются уравнением Пуассона:

$$T_2/T_1 = (P_2/P_1)^{0,286}.$$

*Задача 1.* Какую температуру приобретет объем воздуха, имеющий температуру  $17,0^{\circ}\text{C}$ , перемещающийся адиабатически с уровня  $900,0$  гПа до уровня  $800,0$  гПа?

*Решение.*

$$\frac{290,0}{T} = \left( \frac{900,0}{800,0} \right)^{0,286} = \frac{290,0}{T_1} = (1,125)^{0,286}.$$

$$T_1 \approx \frac{290,0}{(1,125)^{0,286}} = 285,9\text{K} = 12,9^{\circ}\text{C}.$$

Уравнение Пуассона можно решить графически с применением аэрологической диаграммы, используя для этой цели систему кривых "сухие адиабаты".

*Задача 2.* Найти температуру, которую примет воздух с ненасыщенным паром при температуре  $2,7^{\circ}\text{C}$ , если его давление адиабатически уменьшается от  $970,0$  до  $822,0$  гПа.

*Решение.* Найдите на аэрологической диаграмме точку с координатами  $t=2,7^{\circ}\text{C}$  и  $P=970$  гПа. Затем, по сухой адиабате проведите линию до  $P=822,0$

гПа. Абсцисса точки с ординатой  $P=822,0$  гПа является температурой воздуха (рис. 1, кривая а).

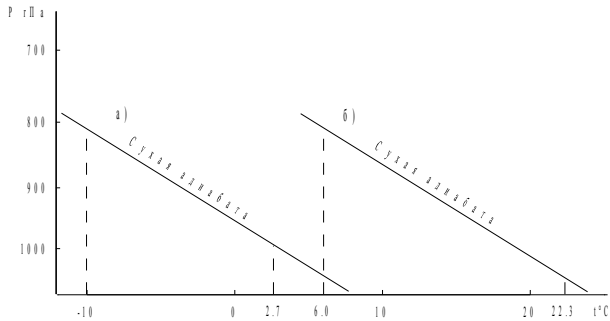


Рис. 1. Примеры решения задач: а - № 2, б - №4

В ряде прогностических задач удобнее рассматривать изменение температуры адиабатически перемещающегося объема воздуха не с изменениями давления, а с изменениями высоты. Для этого вводится понятие сухоадиабатического градиента температуры ( $\gamma_a$ ). Он равен приблизительно  $1^\circ/100$  м.

*Задача 3.* Определите, какой станет температура объема сухого воздуха, переместившегося адиабатически с вершины горы к подножью, если высота горы 1500 м, а температура объема воздуха на вершине составляла  $10,0^\circ\text{C}$ .

*Решение.*

$$T = 10^\circ + 1500 \text{ м} \cdot 1^\circ/100 \text{ м} = 25,0^\circ\text{C}.$$

Для характеристики полного запаса энергии (кинетической или потенциальной) объемов воздуха, находившихся при разных значениях давления, используют потенциальную температуру ( $\theta$ ). Это термодинамическая температура, которую примет объем воздуха, если его сухоадиабатически привести к уровню  $P_{00} = 1000,0$  гПа. Потенциальная температура вычисляется по формуле

$$\theta = T \left( P_{00} / P \right)^{0,286}.$$

Потенциальную температуру можно приближенно вычислить по формуле:

$$\theta_x = t_x + \gamma_a z \pm \Delta P / 12,5,$$



где  $\Delta P = P_{00} - P_0$ ,  $P_0$  – давление у поверхности земли.

Третий способ определения потенциальной температуры – графически (по аэрологической диаграмме). В этом случае из точки с координатами  $T$  и  $P$  следует перемещаться по сухой адиабате до изобары  $P=1000,0$  гПа.

*Задача 4.* Определить потенциальную температуру воздуха, молекулярно-кинетическая температура которого  $6,0^{\circ}\text{C}$ , а давление  $820,0$  гПа. Почему в данном случае потенциальная температура воздуха выше молекулярно-кинетической? (решение см. рис. 1, кривая б).

В результате перегрева отдельных масс воздуха в атмосфере может возникнуть конвективное движение воздуха. Ускорение, которое получит масса воздуха за счет разности силы тяжести и силы Архимеда (силы плавучести), называется ускорением конвекции:

$$a = g \frac{T' - T}{T},$$

где  $T'$  – температура объема воздуха на данном уровне;  $T$  – температура окружающей атмосферы.

Для определения высоты уровня конвекции (уровня выравнивания температур) для воздуха с ненасыщенным паром используют формулу

$$z = \frac{T' - T}{\gamma_a - \gamma},$$

где  $\gamma_a$  – суходиабатический градиент;  $\gamma$  – градиент температуры в слое атмосферы. Кроме аналитического способа, его можно найти по аэрологической диаграмме. Для этого поднимают объем воздуха с перегревом или без него по сухой адиабате до пересечения с кривой распределения температуры в атмосфере (кривой стратификации).

*Задача 5.* При зондировании атмосферы получено:

$P$ гПа	1000	890	800	710	600
$t^{\circ}\text{C}$	15,0	2,0	-6,0	-13,0	-20,7

Найти по диаграмме давление на уровне конвекции ( $P_{\text{конв}}$ ) (выравнивание температур) и высоту этого уровня ( $Z_{\text{конв}}$ ) для единичного объема сухого воздуха, начавшего свой подъем;

а) без перегрева относительно окружающей атмосферы. На аэрологическую диаграмму наносим кривую стратификации (рис. 2).

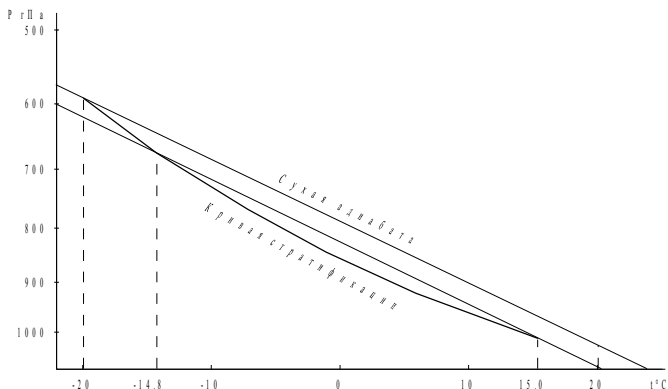


Рис. 2. Определение уровня выравнивания температур

Из точки с координатами  $P=1000$  гПа,  $t=15^{\circ}\text{C}$  проведем линию параллельно сухой адиабате до пересечения с кривой стратификации. Абсцисса точки пересечения равна  $14^{\circ}\text{C}$ .

$$\Delta t = t_{\text{нач}} - t_{\text{конв}} = 15,0 - (-14,8) = 29,8^{\circ}\text{C}.$$

При подъеме на 100 м температура сухого воздуха изменяется приблизительно на  $1^{\circ}\text{C}$ . Уровень конвекции  $Z_{\text{конв}}$  равен

$$Z_{\text{конв}} = \Delta t / \gamma_a = 29,8 \cdot 100 \text{ м} = 2980 \text{ м}$$

б) для объема воздуха, перегретого на начальном уровне на  $5^{\circ}\text{C}$ .

Наносим кривую стратификации. Если объем воздуха перегрет на величину  $\Delta t_1$ , то начальная его температура  $t_{\text{нач}}$  равна

$$t_{\text{нач1}} = t_{\text{нач}} + \Delta t_1.$$

Далее, так же, как в первом случае, получаем

$$Z_{\text{конв}} = 40,7 \cdot 100 \text{ м} = 4010 \text{ м}.$$

Объем влажного воздуха с ненасыщенным водяным паром, поднимаясь вверх, тоже изменяет свое состояние по сухадиабатическому закону. Однако, при этом в нем увеличивается относительная влажность. Высота, на которой

относительная влажность становится равной 100%, называется уровнем конденсации.

Уровень конденсации по аэрологической диаграмме может быть определен двумя способами, в зависимости от имеющейся информации:

1. Если даны температура воздуха  $t_1$ , давление  $P$ , температура точки росы  $t_d$ , то по изограмме (линия насыщающей массовой доли водяного пара), проходящей через точку с координатами  $t_d$  и  $P$ , находим  $S_{Нид}$  (массовую долю насыщенного водяного пара при температуре точки росы).

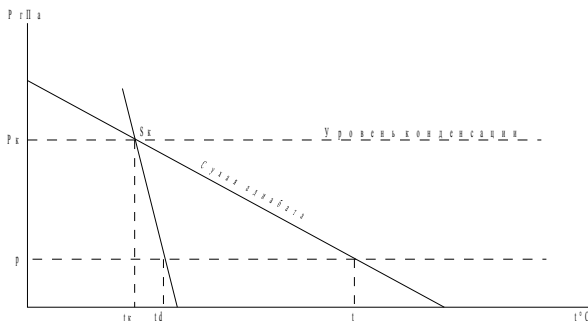


Рис. 3. Определение уровня конденсации при известной точке росы.

Из определения точки росы следует, что  $S_{Нид}=S_φ$  (фактической массовой доле водяного пара) (рис. 3). Затем из начальной точки поднимается по сухой адиабате до пересечения с изограммой, равной  $S_φ$ . На данном уровне водяной пар, находящийся в поднимающемся объеме, становится насыщенным. Это и есть уровень конденсации. По оси ординат определяют давление на уровне конденсации  $P_k$ , по оси абсцисс – температуру на уровне конденсации  $t_k$ .

По разности температур начальной и на уровне конденсации, умноженной на 100 м, определяют высоту уровня конденсации.

**Задача 6.** У поверхности земли температура  $20,0^{\circ}\text{C}$ , давление  $1000$  гПа, точка росы  $0,7^{\circ}\text{C}$ . Найти давление и температуру на уровне конденсации и его высоту.

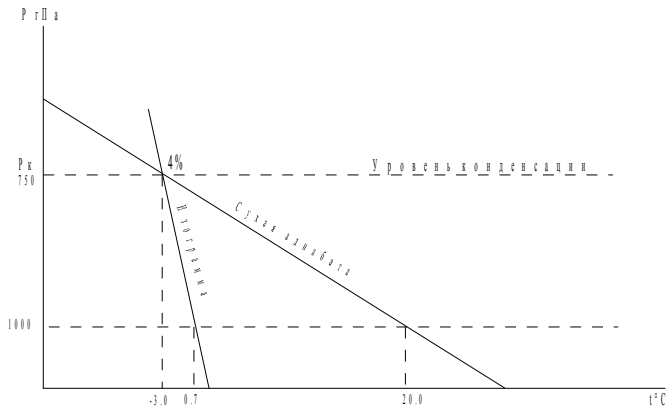


Рис. 4. Пример решения задачи №6

*Решение.* Через точку с координатами  $t_d=0,7^{\circ}\text{C}$ ?  $P=1000$  гПа проходит изограмма  $4^{\circ}/_{00}$ . Из начальной точки ( $t=20,0^{\circ}$ ,  $P=1000$  гПа) поднимается по сухой адиабате до пересечения с изограммой  $4^{\circ}/_{00}$ . Из рис. 4 следует, что давление на уровне конденсации  $750$  гПа, температура  $3,0^{\circ}\text{C}$ .

Изменение температуры при подъеме частиц от начального уровня до уровня конденсации составляет

$$\Delta t = t_{\text{нач}} - t_{\text{конв}} = 20,0^{\circ} - (-3,0)^{\circ} = 23,0^{\circ}\text{C}.$$

Следовательно, высота уровня конденсации равна  $2300$  м;

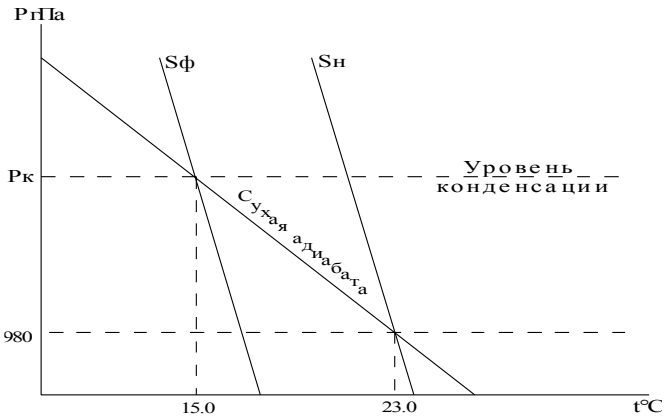
2. Если даны  $t^1$ ,  $P^1$ ,  $f$ , то по изограмме, проходящей через начальную точку, определяют  $S_H$ , затем из равенства  $S_{\Phi} = S_H f$  ( где  $f$  – относительная влажность в долях единицы) вычисляем  $S_{\Phi}$  (рис. 5).

Рис. 5. Определение уровня конденсации при известной при известной относительной влажности воздуха

Из начальной точки поднимается по сухой адиабате до пересечения с изограммой, равной  $S_{\phi}$ . Находим давление и температуру на уровне конденсации и по разности температур определим его высоту (как в предыдущем случае).

**Задача 7.** У поверхности земли температура  $23,0^{\circ}\text{C}$ , давление  $980$  гПа, относительная влажность  $67\%$ . Найти давление и температуру на уровне конденсации и по разности температур определяем его высоту.

**Решение.** Через точку с координатами  $t=23,0^{\circ}\text{C}$  и  $P=980$  гПа проходит изограмма  $18,5^{\circ}/_{00}$ . Значит  $S_{\text{H}}=18,5^{\circ}/_{00}$ ,  $S_{\phi}=18,5 \cdot 0,67=12,4^{\circ}/_{00}$ . Из начальной точки поднимаемся по сухой адиабате до пересечения с изограммой  $12,4^{\circ}/_{00}$  (рис. 6). Определяем давление на уровне конденсации. Оно равно  $895$  гПа. Температура на уровне конденсации  $15,0^{\circ}\text{C}$ .



$$\Delta t = 23,0 - 15,0 = 8,0^{\circ}\text{C}.$$

Высота уровня конденсации равна  $800$  м.

При решении задач термодинамики атмосферы используются следующие термодинамические температуры.

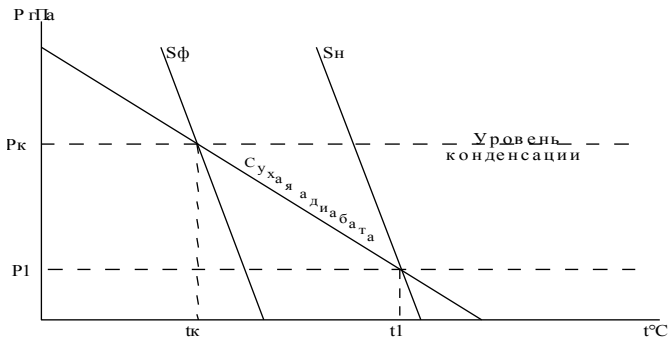


Рис. 6. Пример решения задачи №7

**Эквивалентная температура**  $t_3$  учитывает тепло, которое выделяется при конденсации водяного пара. Она определяется расчетным способом:

$$T_3 = t + 2,5S_{\phi},$$

где  $S_{\phi}$  – фактическая массовая доля водяного пара. На уровне конденсации и выше уровня конденсации

$$S_{\phi} = S_H.$$

*Задача 8.* Давление 1022 гПа, температура  $6,8^{\circ}\text{C}$ , относительная влажность 60%. Найти эквивалентную температуру адиабатически поднимающегося объема воздуха на уровнях: начальном, конденсации и 900 гПа.

*Решение.* По давлению и температуре на аэрологической диаграмме находим точку, для которой определяем насыщающую массовую долю водяного пара  $S_H$ . Она составляет  $6,2^{\circ}/_{00}$ . Так как водяной пар в начальной точке не насыщен, то фактически массовая доля водяного пара составляет

$$S_{\phi} = \frac{S_H f}{100},$$

где  $f$  – относительная влажность.

$$S_{\phi} = \frac{6,2 \cdot 60}{100} = 3,7^{\circ}/_{00}.$$

Поэтому  $T_3$  в начальной точке составляет:

$$T_{3 \text{ нач}} = 6,8^{\circ} \cdot 2,5 \cdot 3,7 \approx 16,0^{\circ}\text{C}.$$

Далее находим давление и температуру на уровне конденсации соответственно 920 гПа и  $-1,5^{\circ}\text{C}$ . На этом уровне водяной пар в насыщенном состоянии, поэтому найденное по изограмме  $S_H = S_{\phi}$ .

$$\begin{aligned} t_3 &= t + 2,5 S_H; \\ t_3 &= -3 + 2,5 \cdot 3,4 = 5,5^{\circ}\text{C}. \end{aligned}$$

**Эквивалентно-потенциальная**  $t_{\text{эп}}$  находится путем приведения по сухой адиабате эквивалентной температуры к давлению 1000 гПа.

**Задача 9.** Определить эквивалентно-потенциальную температуру по данным предыдущей задачи.

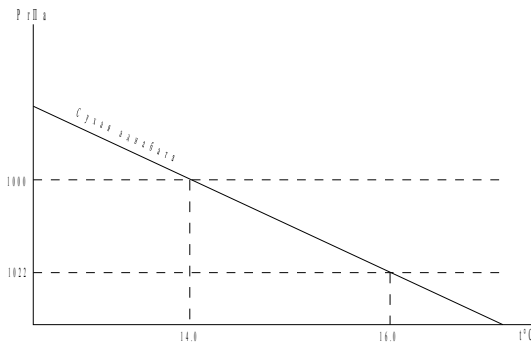


Рис. 7. Определение эквивалентно-потенциальной температуры

**Решение.** На аэрологической диаграмме (рис. 7) откладываем точку с координатами  $t_3$  и  $P=1022$  гПа. Затем перемещаемся по сухой адиабате до 1000 гПа. По диаграмме находим

$$t_{\text{эп}}=14,0^{\circ}\text{C}.$$

На уровне конденсации (920 гПа) откладываем найденную эквивалентную температуру и перемещаемся из этой точки по сухой адиабате до 1000 гПа,  $t_{\text{эп}}$  для уровня конденсации также равно  $14,0^{\circ}\text{C}$ .

Аналогичную операцию проводим для уровня 900 гПа. На этом уровне находим  $t$ , и перемещаемся сухоадиабатически до 1000 гПа ( $t_{\text{эп}} = 14,0^{\circ}\text{C}$ ).

**Псевдопотенциальная температура  $t_{\text{пс}}$**  — температура, которую примет воздух, если он поднимается от уровня конденсации по влажной адиабате до тех пор, пока весь пар не сконденсируется (т.е. влажная адиабата станет параллельной сухой), затем сухоадиабатически опускается до изобары 1000 гПа.

**Задача 10.** Определить псевдопотенциальную температуру по данным задачи 5 (см. рис. 8).

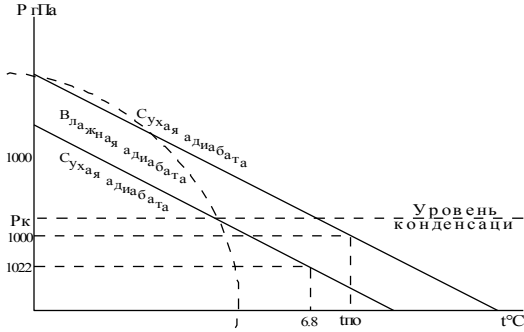


Рис. 8. Определение псевдопотенциальной температуры

На диаграмме  $t_{пс}$  (в К) отмечена на влажных адиабатах:  $t_{пс}=15,0^{\circ}\text{C}$ .

Для нахождения давления на уровне конвекции при влажноадиабатическом процессе необходимо найти точку пересечения влажной адиабаты с кривой стратификации (рис. 9) Так как  $\gamma_{ва} \neq \text{const}$ , то определить высоту уровня конвекции по способу, предложенному для сухоадиабатического процесса, нельзя. Поступим следующим образом. От уровня конденсации перемещаемся по сухой адиабате до той же изобарической поверхности и определяем температуру сухого воздуха на этом уровне. Найдя разность температур между начальной точкой и температурой сухого воздуха на уровне конвекции и умножив эту разность на 100 м, получим высоту уровня конвекции.

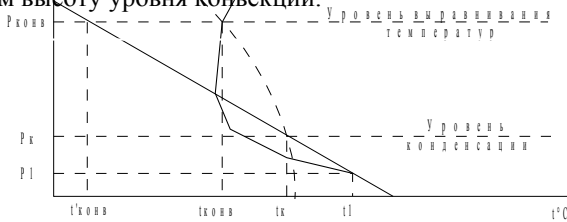


Рис. 9. Определение уровня конвекции (выравнивания температур) при влажноадиабатическом процессе

Знание основных законов термодинамики атмосферы позволяет определить условия устойчивости атмосферы по отношению к вертикальным перемещениям сухого воздуха и воздуха, содержащего насыщенный водяной пар.

*Задача 11.* При зондировании атмосферы получены следующие данные о распределении температуры с высотой:



Высота, м	0	00	00	500	700	1000
Температура, °C	20,0	18,6	16,6	15,0	15,0	13,6

Следует определить характер равновесия каждого слоя по отношению к вертикальным перемещениям сухого воздуха.

*Решение.*

В первом слое (0 – 100 м) имеем

$$\gamma = -\Delta t / \Delta z = 1,4^{\circ}\text{C} / 100 \text{ м}; \quad \gamma > \gamma_{\alpha}$$

следовательно, первый слой «сухонеустойчив».

Во втором слое

$$\gamma = 1^{\circ}\text{C} / 100 \text{ м}; \quad \gamma = \gamma_{\alpha}$$

Следовательно, второй слой «сухобезразличен».

В третьем слое  $\gamma = 1,6^{\circ}\text{C} / 200 = 0,8^{\circ}\text{C} / 100 \text{ м}; \quad \gamma < \gamma_{\alpha}$

Следовательно, этот слой «сухостойчив». Аналогично, четвертый и пятый слои также «сухостойчивы».

### *Литература*

[1] – Раздел 1, гл.4, п. 1–12.

### *Вопросы для самопроверки*

1. Какие характеристики газа связаны с уравнением Пуассона?
2. Как изменяется потенциальная температура адиабатически опускающегося воздуха с насыщенным паром?
3. Как изменяется массовая доля водяного пара адиабатически поднимающегося воздуха с насыщенным паром?
4. Что характеризует кривая стратификации?
5. Почему влажноадиабатический градиент меньше сухоадиабатического?
6. Какова стратификация слоя атмосферы, в котором вертикальный градиент температуры меньше влажноадиабатического?

7. Как с помощью аэрологической диаграммы оценить энергию неустойчивости?
8. Найти с помощью аэрологической диаграммы высоту уровня конденсации, если у поверхности земли давление 900,0 гПа, температура 14,0°C и точка росы 2,2°C.
9. Вычислить потенциальную температуру воздуха на высоте 1000 м и на уровне моря, если температура воздуха на этой высоте 10,0°C, давление на уровне моря 950,0 гПа.
10. Какое изменение псевдопотенциальной температуры воздуха наблюдается при влажноадиабатическом процессе?

### **Тепловой режим поверхности Земли и атмосферы**

Тепловая энергия поступает в нижние слои атмосферы главным образом от подстилающей поверхности. Тепловой режим этих слоев тесно связан с тепловым режимом земной поверхности, поэтому его изучение является также одной из важных задач метеорологии.

Основными физическими процессами, при которых почва получает или отдает тепло являются: 1) лучистый теплообмен, 2) турбулентный теплообмен между подстилающей поверхностью и атмосферой, 3) молекулярный теплообмен между поверхностью почвы и нижним неподвижным прилегающим слоем воздуха; 4) теплообмен между слоями почвы; 5) фазовый теплообмен: затраты тепла на испарение воды, таяние льда и снега на поверхности и в глубине почвы или его выделение при обратных процессах.

Тепловой режим поверхности земли и водоемов определяется их теплофизическими характеристиками. Изучите их. Особое внимание при подготовке следует обратить на вывод и анализ уравнения теплопроводности почвы (уравнение Фурье). Если почва однородна по вертикали, то ее температура  $t$  на глубине  $z$  в момент времени  $\tau$  может быть определена из уравнения Фурье:

$$\frac{\partial t}{\partial \tau} = a \frac{\partial^2 t}{\partial z^2} \quad (1)$$

где  $a$  – температуропроводность почвы.

Следствием этого уравнения являются основные законы распространения температурных колебаний в почве:

1. Закон неизменности периода колебаний с глубиной:

$$T(z) = \text{const}; \quad (2)$$

2. Закон уменьшения амплитуды колебаний с глубиной:

$$A_{z_2} = A_{z_1} \exp\left(-\sqrt{\frac{\pi}{a\tau}}(z_2 - z_1)\right), \quad (3)$$

где  $A_{z_1}$  и  $A_{z_2}$  – амплитуды на глубинах  $z_1$  и  $z_2$  ( $z_2 > z_1$ ),  $a$  – температуропроводность слоя почвы, лежащего между глубинами  $z_1$  и  $z_2$ ;

3. Закон сдвига фазы колебаний с глубиной (закон запаздывания):

$$\Delta\tau_{z_1} = \frac{z_2 - z_1}{2} \sqrt{\frac{T}{a\pi}}, \quad (4)$$

где  $\Delta\tau_{z_1}$  – запаздывание, т.е. разность между моментами наступления одинаковой фазы колебаний (например, максимума) на глубинах  $z_1$  и  $z_2$ . Колебания температуры проникают в почву до глубины  $z_{np}$ , определяемой соотношением:

$$z_{np} = \sqrt{\frac{aT}{\pi}} \ln \frac{A_0}{0,1} \quad (5)$$

Кроме того, необходимо обратить внимание на ряд следствий из закона уменьшения амплитуды колебаний с глубиной:

а) глубины, на которых в разных почвах ( $a_1 \neq a_2$ ) амплитуды температурных колебаний с одинаковым периодом ( $T_1 = T_2$ ) уменьшается в одинаковое число раз  $A_{z_1} / A_{z_2} = const$ , относятся между собой как корни квадратные из температуропроводности этих почв

$$z_1 / z_2 = \sqrt{a_1} / \sqrt{a_2}; \quad (6)$$

б) глубины, на которых в одной и той же почве ( $a = const$ ) амплитуды температурных колебаний с разными периодами ( $T_1 \neq T_2$ ) уменьшаются в одинаковое число раз  $A_{z_1} / A_{z_2} = const$ , относятся между собой как корни квадратные из периодов колебаний

$$z_1 / z_2 = \sqrt{T_1} / \sqrt{T_2}; \quad (7)$$

Необходимо четко усвоить физический смысл и особенности формирования теплового потока в почву.

Поверхностная плотность теплового потока в почве определяется по формуле:

$$P = -\lambda \frac{\partial T}{\partial z} \quad (8)$$

где  $\lambda = C_n a$  - теплопроводность почвы ( $C_n$  - ее удельная теплоемкость);  $-\frac{\partial T}{\partial z}$  - вертикальный градиент температуры.

Мгновенные значения  $P$  выражаются в кВт/м<sup>2</sup> с точностью до сотых, суммы  $P$  - в МДж/м<sup>2</sup> (часовые и суточные - с точностью до сотых, месячные - до единиц, годовые - до десятков).

Средняя поверхностная плотность теплового потока через поверхность почвы за интервал времени  $\tau$  описывается формулой

$$P = \frac{C}{\tau} z_{np} \Delta t_{cp}, \quad (9)$$

где  $C$  - объемная теплоемкость почвы;  $\tau$  - интервал;  $z_{np}$  - глубина проникновения температурных колебаний;  $\Delta t_{cp}$  - разность средних температур слоя почвы до глубины  $z_{np}$  в конце и в начале интервала  $\tau$ .

Приведем основные примеры задач по теме «Тепловой режим почвы».

**Задача 1.** На какой глубине уменьшается в  $e$  раз амплитуда суточных колебаний в почве, имеющей коэффициент теплопроводности  $a = 18,84 \text{ см}^2/\text{ч}$ ?

**Решение.** Из уравнения (3) следует, что амплитуда суточных колебаний уменьшится в  $e$  раз на глубине, соответствующей условию

$$z = \sqrt{\frac{aT}{\pi}}; \quad z = \sqrt{\frac{18,84 \cdot 24}{3,14}} = 12 \text{ см}.$$

**Задача 2.** Найти глубину проникновения суточных колебаний температуры в гранит и в сухой песок, если экстремальные температуры поверхности соседних участков с гранитной почвой  $34,8$  и  $14,5^\circ\text{C}$ , а с сухой песчаной почвой  $-42,3$  и  $7,8^\circ\text{C}$ . Теплопроводность гранита  $a_r = 72,0 \text{ см}^2/\text{ч}$ , сухого песка  $a_n = 23,0 \text{ см}^2/\text{ч}$ .

**Решение.** Амплитуда температуры на поверхности гранита и песка равна:

$$A_n = t_{\max} - t_{\min} = 42,3 - 7,8 = 34,5^\circ\text{C};$$

$$A_r = t_{\max} - t_{\min} = 34,8 - 14,5 = 20,3^{\circ}\text{C}.$$

Глубина проникновения рассматривается по формуле (5):

$$z_{np_z} = \sqrt{\frac{a\Gamma}{\pi}} \frac{1}{\lg e} \lg \frac{A}{0,1} = \sqrt{\frac{72,0 \cdot 24}{3,14}} \frac{1}{\lg 2,73} \lg \frac{34,5}{0,1} = 125 \text{ см};$$

$$z_{np_n} = \sqrt{\frac{23,0 \cdot 24}{3,14}} \frac{1}{\lg 2,73} \lg \frac{34,5}{0,1} = 77 \text{ см}$$

В связи с большей теплопроводностью гранита мы получили и большую глубину проникновения суточных колебаний температуры.

*Задача 3.* Предположив, что температура верхнего слоя почвы изменяется с глубиной линейно, следует вычислить поверхностную плотность теплового потока в сухом песке, если температура его поверхности составляет  $23,6^{\circ}\text{C}$ , а температура на глубине 5 см равна  $19,4^{\circ}\text{C}$ .

*Решение.* Температурный градиент почвы в этом случае равен:

$$\gamma = - \frac{T_2 - T_1}{z_2 - z_1} = \frac{19,4 - 23,6}{5} = \frac{4,2}{5} = 0,84^{\circ} / \text{см} = 84,0^{\circ} / \text{м}.$$

Теплопроводность сухого песка  $\lambda = 1,0 \text{ Вт/м} \cdot \text{К}$ . Поток тепла в почву определяем по формуле:

$$P = - \lambda \frac{\partial T}{\partial z} = 1,0 \cdot 84,0 \cdot 10^{-3} = 0,084 \text{ Вт/м}^2.$$

Тепловой режим приземного слоя атмосферы определяется, главным образом, турбулентным перемешиванием, интенсивность которого зависит от динамических факторов (шероховатости земной поверхности и градиентов скоростей ветра на различных уровнях, масштаба движения) и термических факторов (неоднородности нагревания различных участков поверхности и вертикального распределения температуры).

Для характеристики интенсивности турбулентного перемешивания используется коэффициент турбулентного обмена  $A$  и коэффициент турбулентного перемешивания  $K$ . Они связаны соотношением

$$K = A / \rho, \quad (10)$$

где  $\rho$  - плотность воздуха.

Коэффициент турбулентности  $K$  измеряется в  $\text{м}^2/\text{с}$ , с точностью до сотых долей. Обычно в приземном слое атмосферы используют коэффициент турбулентности  $K_1$  на высоте  $z' = 1$  м. В пределах приземного слоя:

$$K = K_1 z / z', \quad (11)$$

где  $z$  - высота (м).

Необходимо знать основные методы определения  $K_1$ .

*Задача 1.* Вычислить поверхностную плотность вертикального теплового потока в приземном слое атмосферы через площадку, на уровне которой плотность воздуха равна нормальной, коэффициент турбулентности равен  $0,40 \text{ м}^2/\text{с}$ , а вертикальный градиент температуры  $30,0^\circ/100\text{м}$ .

*Решение.* Вычисляем поверхностную плотность вертикального теплового потока по формуле

$$L = - \rho c_p K \frac{\partial T}{\partial z};$$

$$L = 1,3 \cdot 1005 \cdot 0,40 \text{ кВт}/\text{м}^2 = 0,16 \text{ кВт}/\text{м}^2.$$

Изучите факторы, влияющие на тепловой режим приземного слоя атмосферы, а также периодические и непериодические изменения температуры свободной атмосферы. Уравнения теплового баланса земной поверхности и атмосферы описывают закон сохранения энергии, полученной деятельным слоем Земли. Рассмотрите суточный и годовой ход теплового баланса и причины его изменений.

### *Литература*

- [1] - Тверской П.Н. Курс метеорологии, раздел III, гл. 2, § 1 -8.
- [2] - Хргиан А.Х. Физика атмосферы. Т.1. Гл. IX, § 53 - 56.
- [3] - Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии, раздел III. Гл. 2, п. 1 - 5; гл. 9, п. 1 -7; гл. 10, п. 2 - 5; гл. 12.

### *Вопросы для самопроверки*

1. Какие факторы определяют тепловой режим почвы и водоемов?
2. Каков физический смысл теплофизических характеристик и как они влияют на температурный режим почвы, воздуха, воды?
3. От чего зависят и как зависят амплитуды суточных и годовых колебаний температуры поверхности почвы?

4. Сформулируйте основные законы распределения температурных колебаний в почве?
5. Какие следствия вытекают из основных законов распределения температурных колебаний в почве?
6. Каковы средние глубины проникновения суточных и годовых колебаний температуры в почве и в водоемах?
7. Влияние растительного и снежного покрова на тепловой режим почвы?
8. Какие особенности теплового режима водоемов в отличие от теплового режима почвы?
9. Какие факторы влияют на интенсивность турбулентности в атмосфере?
10. Какие количественные характеристики турбулентности вы знаете?
11. Каковы основные методы определения коэффициента турбулентности, их достоинства и недостатки?
12. Нарисуйте и проанализируйте суточный ход коэффициента турбулентности над поверхностью суши и водоема. В чем причины их различия?
13. Как определяется поверхностная плотность вертикального турбулентного теплового потока в приземном слое атмосферы?

## **КОНТРОЛЬНЫЕ РАБОТЫ**

### **Общие указания**

К выполнению контрольных работ следует приступить после тщательного изучения рекомендованных глав литературы. Для решения задач полезны сведения о расчетных формулах по каждому из разделов дисциплины, а также большой объем справочных данных, которые можно найти в «Задачнике по общей метеорологии». Составители А.Г. Бройдо и др.[2].

В результате самостоятельного изучения первой части дисциплины необходимо выполнить две контрольные работы, каждая из которых состоит из 7 заданий. Каждое задание дано в 10 вариантах вопросов. Номер выполняемого варианта соответствует последней цифре номера вашей зачетной книжки. Вариант 10 соответствует цифре «0».

Ответы на вопросы контрольной работы должны быть сформулированы достаточно подробно, чтобы был ясен физический смысл излагаемого материала, подтвержденный, где это возможно, математическими формулами.

### **КОНТРОЛЬНАЯ РАБОТА № 1**

#### **Задание 1**

По показаниям сухого и смоченного термометров стационарного психрометра и атмосферного давления на станции найти по психрометрической таблице точку росы, парциальное давление водяного пара, относительную влажность и дефицит насыщения. Вычислить абсолютную влажность, массовую долю и массовое отношение водяного пара, пояснить их физический смысл.

Таблица 1

**Варианты исходных данных**

№ варианта	$t$ °C	$t'$ °C	$P$ гПа
1	19,4	12,7	1026,7
2	18,5	11,8	1017,8
3	17,4	10,7	1028,9
4	16,5	10,9	1018,3
5	17,6	9,8	1022,4
6	18,9	11,7	1016,7
7	26,3	19,2	1018,9
8	22,1	14,1	1024,7
9	20,1	12,3	1017,3
10	16,4	9,8	1024,1

**Задание 2**

1. Как изменяется барическая ступень с высотой в реальной атмосфере?
2. Как изменяется вертикальный градиент давления с высотой в однородной атмосфере?
3. При каком вертикальном температурном градиенте высота политропной атмосферы наименьшая?
4. Как изменяется плотность воздуха с высотой в изотермической атмосфере?
5. Какие значения может принимать парциальное давление водяного пара при температуре 15,0°C?
6. Определить дефицит насыщения при температуре воздуха 10,0°C и относительной влажности 50%.
7. Определить температуру воздуха, если дефицит насыщения 12,3 гПа, а точка росы 10,0°C.



8. Каково будет соотношение между утренней температурой и точкой росы, если вечером температура воздуха  $12,0^{\circ}\text{C}$ ,  $f=50\%$  и по прогнозу температура утром должна понизиться до  $-2,0^{\circ}\text{C}$  при неизменном давлении?
9. Определить массовую долю водяного пара, если его температура  $12,0^{\circ}\text{C}$ ,  $f=100\%$  и  $P=1000$  гПа.
10. Что больше массовая доля или массовое отношение водяного пара?

### Задание 3

Найти плотность влажного воздуха  $\rho_v$  и виртуальной температуры  $T_v$  при температуре  $t$ , давлении  $P$  и относительной влажности  $f$ . Что больше: плотность сухого или влажного воздуха? Каков физический смысл виртуальной температуры?

Таблица 2

№ варианта	$t^{\circ}\text{C}$	$P$ гПа	$f\%$
1	15,2	986,7	42
2	16,2	990,7	48
3	17,2	994,7	54
4	18,2	998,7	60
5	19,2	1002,7	66
6	20,2	1006,7	72
7	21,2	1010,7	78
8	22,2	1014,7	84
9	23,2	1018,7	90
10	24,2	1022,7	96

### Задание 4

1. Укажите границы солнечного спектра у поверхности Земли.
2. Что такое солнечная постоянная: как она меняется от зимы к лету?

3. Определить фактор мутности, если при высоте солнца  $h_{(t)}=30^{\circ}$ , энергетическая освещенность прямой солнечной радиации  $S=0,82$  кВт/м<sup>2</sup>.
4. Облака какого яруса рассеивают солнечную радиацию больше всего и почему?
5. Когда наблюдается наибольшее значение рассеянной радиации в суточном ходе в ясный солнечный день?
6. Что такое интегральный коэффициент прозрачности и как он изменяется с уменьшением высоты солнца?
7. Определить баланс коротковолновой радиации на широте  $\varphi=83,4^{\circ}$  в истинный полдень 22 июня, если коэффициент прозрачности  $P=0,76$ , рассеянная радиация  $D=0,15$  кВт/м<sup>2</sup>, а альbedo  $A=45\%$ .
8. При каком вертикальном распределении температуры под основанием низких облаков эффективное излучение наименьшее (при прочих равных условиях) и почему?
9. Изменение каких метеовеличин больше всего влияет на суточный ход эффективного излучения при безоблачном небе?

### Задание 5

Вычислить энергетическую освещенность прямой солнечной радиации горизонтальной поверхности при высоте солнца  $h_{(t)}^{\circ}$  и коэффициенте прозрачности  $P$ . Объясните физический смысл составляющих закона Буге.

Таблица 4

#### Варианты исходных данных

№ варианта	$h_{(t)}^{\circ}$	P
1	40	0,76
2	46	0,70
3	52	0,82
4	58	0,76
5	64	0,70
6	41	0,75
7	47	0,69
8	53	0,81

9	59	0,75
10	65	0,60

### Задание 6

1. Чем объясняется цвет неба?
2. Почему облака белые?
3. Какие процессы определяют яркость небесного свода?
4. Чем объясняется кажущееся увеличение размеров солнца и луны у горизонта?
5. Что такое сумерки?
6. Каковы источники освещения земной поверхности ночью?
7. Что такое яркостной контраст и как он влияет на дальность видимости?
8. Какие факторы влияют на метеорологическую дальность видимости?
9. Объясните появление нижних миражей?
10. Объясните появление верхних и боковых миражей.

## КОНТРОЛЬНАЯ РАБОТА № 2

### Задание 1

1. Как изменяется с высотой потенциальная температура воздуха в слое атмосферы, в котором вертикальный градиент температуры больше сухоадиабатического градиента?
2. Как изменяются при подъеме параметры ненасыщенной водяным паром воздушной частицы?
3. Как и почему изменяется влажноадиабатический градиент температуры при подъеме воздуха с насыщенным водяным паром?
4. Какова стратификация слоя атмосферы, в котором вертикальный градиент температуры равен влажноадиабатическому?
5. Как поведет себя в неустойчивом слое атмосферы объем воздуха, если действие этой силы прекратится?
6. Как влияет неустойчивая термическая стратификация на турбулентное перемешивание?
7. Как и почему изменяется относительная влажность ненасыщенной водяным паром частицы воздуха адиабатически поднимающейся до уровня конвекции.
8. При какой энергии неустойчивости условия благоприятны для развития конвективной облачности?

9. Как изменится с точки зрения устойчивости термическая стратификация воздуха, натекающего зимой в умеренных широтах с континента на поверхность моря, не покрытую льдом?

10. Найти с помощью аэрологической диаграммы высоту уровня конденсации ( $z_k$ ), если у поверхности земли давление атмосферы  $P_0=990,0$  гПа, температура  $T_0=14,0^\circ$ ,  $t_a=2,2^\circ\text{C}$ . Как изменится высота уровня конденсации при увеличении точки росы?

### Задание 2

По заданному давлению атмосферы  $P$  (гПа), температуре  $t^\circ\text{C}$ , относительной влажности  $f(\%)$ , найти массовые доли насыщенного пара, находящегося при данных условиях, точку росы и дефицит точки росы воздуха.

Таблица 1

#### Варианты исходных данных

№ варианта	$P$ гПа	$t^\circ\text{C}$	$f\%$
1	1028,8	30,0	40
2	1014,7	28,0	50
3	1006,0	26,0	60
4	1000,7	24,0	70
5	1000,9	0,0	50
6	998,4	22,0	80
7	995,2	20,0	70
8	1000,2	15,0	50
9	985,0	30,5	43
10	1010,2	27,5	70

### Задание 3

Вычислить влажноадиабатический градиент температуры в воздухе, находящемся при давлении  $P$  (гПа) и температуре  $t^\circ\text{C}$ . Как и почему изменится ответ при том же давлении, но более высокой (низкой) температуре? Почему и всегда ли влажноадиабатический градиент меньше сухадиабатического?

**Варианты исходных данных**

№ варианта	P гПа	t <sup>0</sup> С
1	1000,0	-30,0
2	800,0	-20,0
3	600,0	-10,0
4	400,0	0,0
5	1000,0	-20,0
6	800,0	-10,0
7	600,0	0,0
8	400,0	10,0
9	1000,0	-10,0
10	800,0	0,0

**Задание 4**

1. Какие теплофизические характеристики почвы вы знаете, каков их физический смысл?
2. Сравните и проанализируйте теплофизические характеристики воздуха, воды и почвы?
3. Амплитуда суточного хода температуры поверхности почвы составила 31,1<sup>0</sup>С, а на глубине 20 см 3,7<sup>0</sup>С. Вычислить среднюю температуропроводимость верхнего 20-сантиметрового слоя почвы.
4. Вычислить теплопроводность снежного покрова при плотности 10<sup>2</sup>кг/м<sup>3</sup>. Как и почему изменится ответ, если плотность снега в результате слеживания увеличится в два раза?
5. Какие формулы могут применяться при изучении распространения температурных колебаний в глубь почвы и водоемов?
6. Какие факторы влияют на амплитуду суточных и годовых колебаний поверхности почвы?
7. До какой глубины распространяются (в среднем) суточные и годовые колебания температуры в почве и в различных водоемах? Каким образом можно определить эту глубину?
8. Как и почему влияет снежный покров на температуру почвы?
9. Максимум температуры поверхности почвы отмечен в 13 ч 25 мин. В какое время теоретически наступит максимум на глубинах 20, 40 и 60 см, если температуропроводность на всех глубинах одинакова и равна 16 см<sup>2</sup>/ч?

10. Как влияют на изменения температуры почвы на глубине рыхление, уплотнение, орошение?

### Задание 5

1. Дайте определение приземного слоя атмосферы. Какова его средняя высота?
2. Какие факторы определяют вертикальный турбулентный обмен при равновесном состоянии в приземном слое атмосферы?
3. Какие факторы определяют вертикальный турбулентный обмен при неравновесном состоянии в приземном слое атмосферы?
4. Как изменяется с высотой температура при равновесном состоянии в приземном слое атмосферы?
5. Как изменяется с высотой коэффициент турбулентности?
6. В какое время суток летом турбулентный поток тепла направлен от деятельного слоя в атмосферу над морем и над сушей?
7. При каком распределении температуры в приземном слое формула для определения коэффициента турбулентности методом диффузии может быть не применима?
8. Найти коэффициент турбулентности на высоте 10 м, если  $\Delta t=0,0^{\circ}\text{C}$ ,  $z_0=2$  см,  $u_{2,0}=3\text{ м/с}$ .
9. Вычислить турбулентный поток тепла методом теплового баланса, если  $B=0,47\text{ кВт/м}^2$ ,  $t=18,2^{\circ}\text{C}$ ,  $e_{0,5}=14,0\text{ гПа}$ ,  $t_{2,0}=17,9^{\circ}\text{C}$ ,  $e_{2,0}=13,6\text{ гПа}$ ,  $P=0,02\text{ кВт/м}^2$ .
10. Каков физический смысл коэффициента турбулентности? Какова его размерность?

### Задание 6

Вычислить коэффициент турбулентности на высоте 1 м по методу теплового баланса, стационарному и уточненному методам турбулентной диффузии, используя результаты градиентных наблюдений на высотах 0,2; 0,5; 1,0; 2,0 м.

Исходные данные приведены по вариантам в табл. 4. Здесь  $R\text{ кВт/м}^2$  - радиационный баланс деятельного слоя;  $P\text{ кВт/м}^2$  - поток тепла в почву;  $t(^{\circ}\text{C})$  температура воздуха;  $e$  (гПа) - парциальное давление водяного пара;  $u$ (м/с) - скорость ветра на соответствующих уровнях.

Таблица 4

### Варианты исходных данных

№	R	P	t <sub>0,2</sub>	t <sub>0,5</sub>	t <sub>1,0</sub>	e <sub>2,0</sub>	e <sub>0,2</sub>	e <sub>0,5</sub>	e <sub>1,0</sub>	e <sub>2,0</sub>	u <sub>0,2</sub>	u <sub>0,5</sub>	u <sub>1,0</sub>	u <sub>2,0</sub>
1	0,55	0,08	20,6	20,4	19,9	19,8	9,4	8,9	8,4	8,0	1,7	2,3	2,5	3,0
2	0,49	0,05	17,3	17,0	16,7	16,4	11,3	10,8	10,2	10,0	0,3	0,7	1,1	1,6
3	0,59	0,06	17,0	16,9	16,6	16,2	12,6	12,4	12,2	11,2	2,2	2,6	2,9	3,2
4	0,29	0,03	18,0	17,5	17,2	17,0	11,8	11,6	11,5	11,1	1,0	1,2	1,4	1,7
5	0,49	0,04	6,1	15,8	15,5	5,3	10,5	9,6	9,5	8,7	1,9	2,2	2,4	2,7
6	0,52	0,06	19,4	18,9	18,6	18,3	18,9	18,3	17,4	17,2	0,4	0,8	1,0	1,3
7	0,45	0,08	27,9	27,2	26,9	26,4	16,9	16,2	16,1	15,9	1,1	1,4	1,7	1,9
8	0,28	0,05	24,7	24,5	24,3	23,9	20,1	19,3	18,9	18,7	2,0	2,7	3,0	3,5
9	0,46	0,08	22,1	21,9	21,6	21,4	11,4	11,1	10,2	10,1	0,7	0,9	1,2	1,6
10	0,45	0,06	23,7	23,5	23,2	23,0	12,1	11,7	11,1	10,9	1,1	1,5	1,6	1,9

## СОДЕРЖАНИЕ

	Стр
Предисловие . . . . .	3
Указания по разделам . . . . .	4
Общие сведения об атмосфере . . . . .	5.
Основы статики атмосферы . . . . .	9
Лучистая энергия в атмосфере . . . . .	12
Основы термодинамики атмосферы . . . . .	15
Тепловой режим поверхности Земли и атмосферы. . . . .	25
Контрольная работа № 1 . . . . .	31
Контрольная работа №2. . . . .	35

Учебное издание

**МЕТОДИЧЕСКИЕ УКАЗАНИЯ**  
по дисциплине  
**"ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ, ОКЕАНА И ВОД  
СУШИ"**  
Раздел "Физика атмосферы"

Составители: Елена Георгиевна Головина  
Вячеслав Иванович Ковалев

Редактор И. Г Максимова  
Корректор . . . . .

ЛР № 203209 от 30.12.99.

---

Подписано в печать . . . . .	Формат бумаги . . . . . Бумага кн.-жур.	Печать офсетная.
Печ. л. . . . .	Уч.-изд. л. . . . . Тираж . . . . .	Зак. . . . .

---

195196, СПб, Малоохтинский пр. 98. РГГМУ.  
Отпечатано . . . . .