

Министерство образования и науки Российской Федерации

Московский государственный университет
геодезии и картографии

О.В. Вшивкова

Физика Земли и атмосферы
Влияние атмосферы на результаты
геодезических измерений

Москва
2017

Рецензенты:

профессор, доктор техн. наук **В.Н. Баранов** (ГУЗ);
профессор, доктор техн. наук **Г.А. Шануров** (МИИГАиК)

О.В. Вшивкова

Физика Земли и атмосферы. Влияние атмосферы на результаты геодезических измерений: Учебное пособие. — М.: МИИГАиК, 2017. — 88 с.

Изложены общие сведения об атмосфере Земли. Выполнен анализ характера и степени влияния нейтральной атмосферы на результаты геодезических измерений. Показаны статистические закономерности распределения температуры, давления и влажности воздуха. Рассмотрены факторы, определяющие их изменчивость на ограниченных расстояниях, сравнимых с дальностью действия наземных геодезических средств измерений. Приведен обзор методов учета влияния нейтральной атмосферы, используемых в геодезическом производстве, выполнена оценка их эффективности. Кратко даны сведения об ионосфере Земли, характере ее влияния на спутниковый радиосигнал и методах учета влияния ионосферы на результаты геодезических спутниковых измерений.

Для студентов, обучающихся по направлениям подготовки 25.05.01 «Прикладная геодезия» и 21.03.03 «Геодезия и дистанционное зондирование».

Электронная версия учебного пособия размещена на сайте библиотеки МИИГАиК <http://library.miiгаik.ru>

Введение

Все геодезические измерения полностью или частично выполняют в атмосфере. Состояние атмосферы влияет на точность измерений. Физика атмосферы интересует геодезиста именно с этой точки зрения. При изучении материала данного раздела из огромного объема информации по Физике атмосферы вычленим то, что

определяет характер и степень влияния атмосферы на результаты геодезических измерений;

лежит в основе методов учета влияния атмосферы;

сказывается на эффективности методов учета влияния атмосферы, которые нашли применение в геодезическом производстве.

Список сокращений и условных обозначений (в порядке появления в тексте)

f — метеорологическая величина

$grad f$ — градиент метеорологической величины f

p — атмосферное давление в гПа

T — температура воздуха в Кельвинах (абсолютная температура)

t — температура воздуха в градусах по шкале Цельсия

e — парциальное давление водяного пара

E — давление насыщенного пара (давление насыщения)

r — угол рефракции

D — наклонная дальность

v — скорость распространения электромагнитного излучения

n — показатель преломления воздуха

c — скорость света в вакууме

N — индекс преломления воздуха

ρ'' — число секунд в радиане

x — расстояние от объекта наблюдений до текущей точки траектории

$n(x)$ — значение показателя преломления в текущей точке траектории

$\langle n \rangle$ — среднеинтегральный (результатирующий для трассы) показатель преломления

h — превышение

z — зенитное расстояние

i и u — высоты инструмента и визирной цели

R_3 — средний радиус кривизны Земли

ρ — плотность воздуха

g — модуль ускорения силы тяжести

$grad_{\text{норм}} p$ — нормальный вертикальный градиент давления

k — коэффициент рефракции

$\rho_{\text{ср}}$ — средний радиус кривизны рефракционной кривой

h_r — поправка в измеренное превышение за влияние вертикальной рефракции

ppm — поправка в измеренное расстояние за отличие фактического состояния атмосферы от нормальных условий, выраженная в мм/км

$v_{\text{троп}}$ и $\tau_{\text{троп}}$ — скорость и время распространения спутникового сигнала в нейтральной атмосфере

$d_{\text{троп}}$ — задержка спутникового сигнала в нейтральной атмосфере (тропосферная задержка)

H_c и H_v — высота нейтральной атмосферы для сухой и влажной составляющих тропосферной задержки

d_c и d_v — сухая и влажная зенитная тропосферная задержка

α — высота спутника над горизонтом

TEC — интегральная электронная концентрация

$\Delta_{\text{ион}}$ — задержка спутникового сигнала в ионосфере (ионосферная задержка)

Тема 1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ ОБ АТМОСФЕРЕ ЗЕМЛИ

Атмосфера Земли

Понятие атмосферы. Общепринято *атмосферой* называть газовую оболочку Земли. Споры вызывает только понимание *верхней границы атмосферы*, которое определяет ее толщину. Если считать атмосферой ту область вокруг Земли, в которой газовая среда вращается вместе с Землёй как единое целое, то граница между атмосферой и межпланетным пространством располагается в *экзосфере*, начинающейся на высоте около 700 км от поверхности Земли, и может условно проводиться по высоте в 1300 км. Под экзосферой (сферой рассеяния) понимают внешний, наиболее разреженный слой атмосферы, где длины свободного пробега частиц так велики, что частицы могут диссипировать (рассеиваться) в межпланетное пространство.

По определению, предложенному Международной Авиационной Федерацией, граница атмосферы и космоса проводится по *линии Кармана*, расположенной на высоте около 100 км, где авиация вследствие разреженности атмосферы становится полностью невозможной (скорость летательного аппарата, необходимая для создания достаточной подъёмной силы, становится больше первой космической скорости). NASA использует в качестве границы атмосферы отметку в 122 км, недавние эксперименты уточняют границу атмосферы Земли, как находящуюся на высоте 118 км.

Химический состав. По мнению ученых, атмосфера возникла около 4 млрд лет назад на ранних стадиях развития Земли. Изначально атмосфера состояла из газов, выделяющихся при вулканических извержениях. Позже в ее формировании приняли участие водные пространства, живые организмы и продукты их жизнедеятельности. Суммарная масса воздуха в атмосфере — $(5,1-5,3)10^{18}$. Из них масса сухого воздуха составляет $(5,1352 \pm 0,0003)10^{18}$, общая масса водяных паров в среднем равна $1,27 \cdot 10^{16}$.

Атмосфера Земли состоит из газов (табл. 1) и различных примесей (пыль, капли воды, кристаллы льда, морские соли, продукты горения и т.п.) (табл. 2). Содержание основных газов в сухом воздухе практически постоянно. В сравнительно широких пределах изменяется содержание углекислого газа CO_2 . В двадцатом веке была отмечена устойчивая тенденция к повышению концентрации углекислого газа в атмосфере (от 0,029% в 1900 г. до 0,033% в 1980 г. [1]). В 2013 г. содержание углекислого газа в атмосфере Земли колебалось в пределах от 0,0393 до 0,0397%.

Т а б л и ц а 1

Состав сухого воздуха вблизи земной поверхности [1]

Газ	Содержание по объёму, %
Азот N ₂	78,084
Кислород O ₂	20,946
Аргон Ar	0,934
Углекислый газ CO ₂	$3,5 \cdot 10^{-2}$
Неон Ne	$1,82 \cdot 10^{-3}$
Гелий He	$5,2 \cdot 10^{-4}$
Криптон Kr	$1,14 \cdot 10^{-4}$
Водород H ₂	$5 \cdot 10^{-5}$
Ксенон Xe	$8,7 \cdot 10^{-6}$
Озон O ₃	$10^{-6} - 10^{-5}$

Т а б л и ц а 2

Среднее содержание примесей [1]

Примесь	Содержание по объёму, %
Метан CH ₄	$1,5 \cdot 10^{-4}$
Оксид углерода CO	от 0 до следов
Сернистый газ SO ₂	от 0 до 10^{-4}
Закись азота N ₂ O	$5 \cdot 10^{-5}$
Двуокись азота NO ₂	от 0 до $2 \cdot 10^{-4}$
Радон Rn	$6 \cdot 10^{-18}$
Йод I ₂	от 0 до 10^{-6}

Основные термины и определения, используемые при изучении Физики атмосферы Земли

Метеорологические величины — количественные характеристики состояния атмосферы. К ним относятся: температура, давление и влажность воздуха; скорость и направление ветра; количество, высота и толщина облаков;

интенсивность осадков; метеорологическая дальность видимости; водность туманов, облаков и осадков; потоки лучистой энергии и тепла и др.

Атмосферное явление — физический процесс, сопровождающийся резким изменением состояния атмосферы.

Погодой называют состояние атмосферы на данный момент времени в данном месте, характеризующее совокупностью метеорологических величин и атмосферных явлений.

Метеовеличины f изменяются во времени и пространстве, т.е. являются функциями координат точки X, Y, Z и времени τ :

$$f = f(X, Y, Z, \tau).$$

Совокупность значений метеовеличин в точках пространства называют *полем* этой величины. Поверхность, в каждой точке которой на данный момент времени значение метеовеличины постоянно, называют *эквискалярной* поверхностью или *изоповверхностью*:

$$f(X, Y, Z) = \text{const}.$$

Количественной мерой изменения метеорологической величины в пространстве служит ее *градиент*. Градиентом метеовеличины называют вектор, который по направлению совпадает с нормалью к эквискалярной поверхности (положительное направление в сторону уменьшения метеовеличины), а по модулю равен первой производной с обратным знаком. Проекции градиента на горизонтальную и вертикальную плоскость называют горизонтальным $\text{grad}_{\text{гор}} f$ и вертикальным $\text{grad}_{\text{вер}} f$ градиентами метеовеличины. Горизонтальные градиенты всегда положительные. Вертикальный градиент может быть как положительным, так и отрицательным. В метеорологии принято считать вертикальный градиент положительным, если метеовеличина убывает с высотой.

На практике истинные значения первых производных заменяют конечными разностями, которые и считают градиентом метеовеличины:

$$\text{grad}_{\text{гор}} f = -\frac{\partial f}{\partial Y} \approx -\frac{\Delta f}{\Delta Y}; \quad \text{grad}_{\text{вер}} f = -\frac{\partial f}{\partial Z} \approx -\frac{\Delta f}{\Delta Z}. \quad (1)$$

В формулах (1) через Y обозначена ось, совпадающая с проекцией градиента на горизонтальную плоскость, через Z — соответствующая вертикальная ось.

Давление воздуха. Атмосферное давление p создается гравитационным притяжением воздуха к Земле, зависит от высоты выше лежащего столба воздуха, его плотности, от ускорения силы тяжести. Атмосферное давление *всегда* убывает с высотой.

Основная единица давления — *паскаль*. Паскаль равен давлению, вызываемому силой, равной одному ньютону, равномерно распределённой по нормальной к ней поверхности площадью один квадратный метр:

$$1 \text{ Па} = 1 \text{ Н} \cdot \text{м}^{-2}.$$

В метеорологии принято использовать гектопаскаль:

$$1 \text{ гПа} = 10^2 \text{ Па}.$$

С миллиметром ртутного столба паскаль связан соотношениями вида:

$$1 \text{ Па} = 0,0075 \text{ мм рт. ст.},$$

$$1 \text{ мм рт. ст.} = 133,3 \text{ Па}.$$

Температуру воздуха обычно измеряют в Кельвинах (абсолютная температура T) и градусах Цельсия (t). Цена одного деления в шкале Цельсия равна цене деления шкалы Кельвина, а $0^\circ\text{C} = 273,15 \text{ К}$, т.е.

$$T = 273,15 + t.$$

Вертикальный градиент температуры может быть как положительным, так и отрицательным. При положительном градиенте температура с высотой падает, такое распределение температуры с высотой называют *нормальным* ходом ($\text{grad}_{\text{вер}} T > 0$). Если температура с высотой растет, наблюдается *инверсия* температуры ($\text{grad}_{\text{вер}} T < 0$). Если температура в некотором слое воздуха постоянная, этот слой называют слоем *изотермии* ($\text{grad}_{\text{вер}} T = 0$). Вертикальный ход температуры в атмосфере называют ее *стратификацией*, график, описывающий изменение температуры с высотой — кривая стратификации, она представляет собой чередование участков с нормальным, инверсионным и изотермическим ходом температуры.

Содержание водяного пара в атмосфере характеризуют абсолютные и относительные показатели *влажности воздуха*.

Парциальное давление водяного пара e — давление, которое имел бы водяной пар, содержащийся в воздухе, если бы он занимал объем, равный объему воздуха при той же температуре. Выражается в гПа.

Предельным значением парциального давления, является *давление насыщенного пара*, так называемое давление насыщения E .

Температуру, до которой надо изобарически охладить воздух, чтобы содержащийся в нем водяной пар стал насыщенным, и начался процесс конденсации, называют *точкой росы*.

Относительная влажность — отношение парциального давления пара к давлению насыщенного пара при данных температуре и давлении, выраженное в процентах

$$\frac{e}{E} 100 \text{ \%}.$$

По сути, относительная влажность — это отношение количества водяного пара, которое содержится в воздухе, к тому количеству водяного пара, которое воздух мог бы содержать при данных температуре и давлении.

Строение атмосферы

В основу деления атмосферы на слои положена ярко выраженная изменчивость ее физических свойств с высотой. В настоящее время используют, по меньшей мере, четыре основных принципа деления атмосферы на слои по характеру изменения с высотой:

- 1) термического режима атмосферы;
- 2) состава атмосферного воздуха;
- 3) степени влияния земной поверхности;
- 4) влияния атмосферы на летательные аппараты.

1. По характеру *изменения температуры с высотой атмосферы* делят на четыре основных слоя: тропосферу, стратосферу, мезосферу, термосферу (рис. 1).

Тропосфера. Её верхняя граница находится на высоте (8–10) км в полярных, (10–12) км в умеренных и (16–18) км в тропических широтах; зимой ниже, чем летом. Нижний слой атмосферы содержит более 80% всей массы атмосферного воздуха и около 90% всего имеющегося в атмосфере водяного пара. В тропосфере сильно развиты турбулентность и конвекция, возникают облака, развиваются циклоны и антициклоны. Температура убывает с ростом высоты со средним вертикальным градиентом $0,65\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$.

Тропауза. Переходный слой от тропосферы к стратосфере, слой атмосферы, в котором прекращается снижение температуры с высотой.

Стратосфера. Слой атмосферы, располагающийся на высоте от 11 до 50 км. Характерно незначительное изменение температуры в слое (11–25) км (нижний слой стратосферы) и повышение её в слое (25–40) км от $-56,5$ до $0,8^{\circ}\text{C}$ (верхний слой стратосферы или область инверсии). Достигнув на высоте около 40 км значения около 273К (почти 0°C), температура остаётся постоянной до высоты, близкой к 55 км.

Стратопауза. Пограничный слой атмосферы между стратосферой и мезосферой. В вертикальном распределении температуры имеет место максимум (около 0°C).

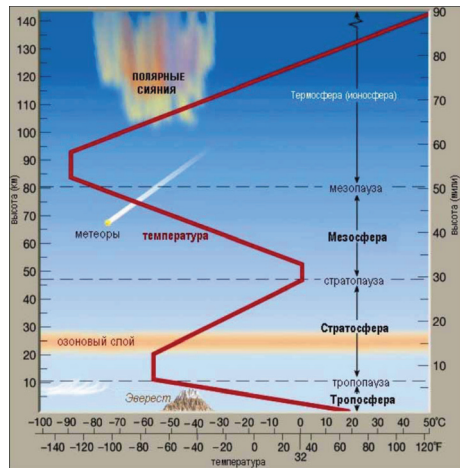


Рис. 1. Температурные слои в атмосфере

Мезосфера. Мезосфера начинается на высоте 50 км и простирается до (80–90) км. Температура с высотой понижается со средним вертикальным градиентом $(0,25-0,3)^\circ\text{C}/100$ м. Основным энергетическим процессом является лучистый теплообмен¹. Сложные фотохимические процессы с участием свободных радикалов, колебательно возбуждённых молекул и т.д. обуславливают свечение атмосферы.

Мезопауза. Переходный слой между мезосферой и термосферой. В вертикальном распределении температуры имеет место минимум (около -90°C).

Термосфера. Верхний предел – около 800 км. Температура растёт до высот (200–300) км, где достигает значений порядка 1500 К, после чего остаётся почти постоянной до больших высот. Под действием солнечной радиации и космического излучения происходит ионизация воздуха (как следствие наблюдаются «полярные сияния») – основные области ионосферы лежат внутри термосферы. На высотах свыше 300 км преобладает атомарный кислород. Верхний предел термосферы в значительной степени определяется текущей активностью Солнца. В периоды низкой активности – например, в 2008–2009 гг. — происходит заметное уменьшение размеров этого слоя.

Термопауза. Область атмосферы, прилегающая сверху к термосфере. В этой области поглощение солнечного излучения незначительно и температура фактически не меняется с высотой.

На долю тропосферы приходится около 80 % массы атмосферы, на долю стратосферы — около 20 %; масса мезосферы — не более 0,3 %, термосферы — менее 0,05 % от общей массы атмосферы.

Выше термопаузы расположена *экзосфера* (сфера рассеяния). Газ в экзосфере сильно разрежён, идет утечка его частиц в межпланетное пространство (диссипация). На высоте около (2000–3500) км экзосфера постепенно переходит в так называемый *ближнекосмический вакуум*, который заполнен сильно разреженными частицами межпланетного газа, состоящего из атомов водорода и пылевидных частиц кометного и метеорного происхождения. Кроме чрезвычайно разреженных пылевидных частиц в это пространство проникает электромагнитная и корпускулярная радиация солнечного и галактического происхождения.

2. В зависимости от *состава газа* в атмосфере выделяют *гомосферу* и *гетеросферу*.

¹ Процесс переноса энергии, обусловленный превращением части внутренней энергии вещества в энергию излучения, переносом излучения в пространстве и его поглощением веществом (обратным превращением энергии электромагнитных волн во внутреннюю энергию).

До высоты (90–100) км соотношение газов в атмосфере практически не меняется, меняется лишь их абсолютное содержание, что можно объяснить активным перемешиванием слоев воздуха. Этот однородный по химическому составу слой атмосферы называют *гомосферой*. Выше 100 км турбулентное перемешивание объемов воздуха уступает место молекулярной диффузии, вследствие которой содержание тяжелых газов с высотой убывает быстрее, чем более легких, т.е. наблюдается гравитационная дифференциация газов. Слой атмосферы, в котором вследствие гравитационной дифференциации средняя молекулярная масса убывает с высотой, называют *гетеросферой*. Между гомосферой и гетеросферой располагается *турбопауза*.

Озоносфера — слой на высоте (20–55 км), в котором сосредоточена основная масса озона.

В зависимости от содержания заряженных частиц в атмосфере выделяют *нейтросферу* (нейтральную атмосферу) и *ионосферу*. *Ионосфера* начинается с 50–60 км, где резко возрастает содержание заряженных частиц (ионов и электронов). Внешняя часть атмосферы называется *радиационным поясом*, здесь практически все частицы заряжены, но их столкновения редки. Со стороны, освещенной Солнцем, внешняя граница радиационного пояса — на высоте (10–12) радиусов Земли. С теневой — (9–10) радиусов Земли. В пределах радиационного пояса заряженные частицы совершают сложные колебательные движения вдоль силовых линий геомагнитного поля и обладают значительными энергиями.

3. По характеру взаимодействия с земной поверхностью атмосферу делят на *пограничный слой* — (1–1,5) км (слой трения) и *свободную атмосферу*.

В пограничном слое на характер движения оказывают влияние земная поверхность и силы турбулентного трения. В этом слое ярко выражены суточные изменения метеорологических величин. Нижний слой (50–100) м — *приземный*, в пределах которого метеовеличины резко изменяются с высотой. В свободной атмосфере силами турбулентного трения в первом приближении можно пренебречь.

4. По характеру влияния на летательные аппараты в атмосфере выделяют — *плотные слои атмосферы* (ниже 150 км), в которых сопротивление атмосферы настолько велико, что летательный аппарат с выключенным двигателем не может совершить даже один оборот вокруг Земли. Выше 150 км — *околоземное космическое пространство*, где ИСЗ могут существовать, причем тем дольше, чем выше над Землей их орбита.

Понятие о барических системах

Эквискалярная поверхность равного давления называется *изобарической* поверхностью. Если изобарические поверхности имеют наклон к горизонту, возникают горизонтальные градиенты давления. Линии пересечения изобарических поверхностей с горизонтальными плоскостями называются *изобарами*.

В зависимости от конфигурации изобар различают разные виды барических образований. *Циклоны* и *антициклоны* — ограниченные замкнутыми изобарами области пониженного и повышенного атмосферного давления (рис. 2). Области с *U*- и *V*-образными изобарами на периферии циклонов называют *ложбинами*, на периферии антициклонов располагаются *гребни*. *Седловина* — область между двумя накрест расположенными циклонами и антициклонами.

Над циклоном изобарические поверхности вогнутые, над антициклоном — выпуклые (рис. 3). Т.е. любой *циклон* представляет собой воронку, которую воздух с периферии циклона стремится заполнить. В *антициклонах* наблюдается отток воздуха от центра к периферии.

Горизонтальные размеры циклонов и антициклонов на уровне моря — от нескольких сотен до нескольких тысяч километров. Высота — от 2–3 км до нескольких десятков километров.

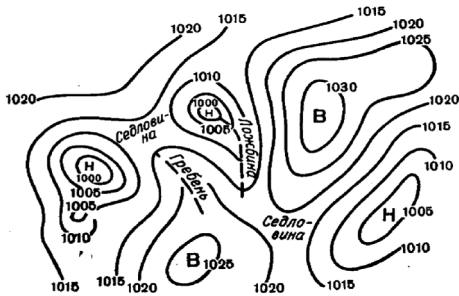


Рис. 2. Виды барических систем

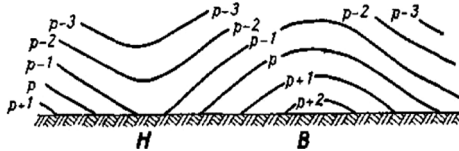


Рис. 3. Вертикальный разрез изобарических поверхностей в циклоне *H* и антициклоне *B*

С циклонами связано перемещение *атмосферных фронтов* — границ раздела теплой и холодной воздушных масс.

Воздушные массы — большие объемы воздуха, сравнимые с размерами материков и обладающие определенными физическими свойствами (метеовеличины в них изменяются гораздо медленнее, чем при переходе от одной воздушной массы к другой). Воздушная масса с температурой, которая на данном уровне выше температуры в соседней массе, называют *теплой*. Соседнюю воздушную массу — *холодной*. С течением времени свойства воздушной массы меняются.

Развитие и перемещение крупных барических образований и связанных с ними систем атмосферных фронтов во многом определяют *горизонтальную неоднородность* нижних слоев атмосферы.

Вопросы для самопроверки

1. Что такое атмосфера?
2. Охарактеризуйте два взгляда на понимание верхней границы атмосферы.
3. Назовите переменные компоненты атмосферного воздуха.
4. Что понимают под градиентом метеорологической величины?
5. Какой слой атмосферы называют пограничным?
6. На какие слои разделяют атмосферу по термическому режиму?
7. Что такое атмосферный фронт?
8. Поясните погодообразующую роль циклонов.

Тема 2. ВЛИЯНИЕ НЕЙТРАЛЬНОЙ АТМОСФЕРЫ НА РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОДЕЗИЧЕСКИХ ИЗМЕРЕНИЙ

Показатель преломления и его градиент в качестве «геодезических» параметров атмосферы

Влияние атмосферы на результаты геодезических измерений.

Современные средства геодезических измерений основаны на определении тем или иным методом двух геометрических характеристик траектории распространения электромагнитного излучения. При угловых измерениях объектом измерений служит *направление* распространения излучения, при линейных — *дальность*.

В процессе прохождения в атмосфере электромагнитное излучение претерпевает следующие изменения:

- 1) уменьшается его интенсивность (мощность);
- 2) меняются скорость и направление.

Снижение мощности (*затухание*) сигнала в атмосфере обусловлено двумя основными процессами: поглощением и рассеянием излучения молекулами воздуха и атмосферными примесями. В запыленной среде, при тумане и т.п. затухание электромагнитных волн может быть значительным, интенсивность излучения падает. Уменьшение интенсивности сигнала приводит к снижению точности как угловых, так и линейных измерений. Ослабить влияние затухания сигнала в атмосфере на точность измерений позволяют методические и аппаратные решения.

На механизме влияния *изменений скорости* и направления распространения излучения остановимся более подробно.

Согласно принципу Ферма свет распространяется по кратчайшему оптическому пути. Т.е. по тому пути, прохождение которого займет наименьшее время. При распространении в однородных средах излучение распространяется по прямой с неизменной скоростью. В неоднородной атмосфере плотность воздуха меняется от точки к точке. В соответствии с принципом Ферма электромагнитный луч отклоняется в направлении менее плотных слоев, где скорость выше, а время распространения меньше. Явление преломления электромагнитных лучей в атмосфере называют атмосферной *угловой рефракцией*. Явление изменения скорости распространения излучения, искажающее результаты линейных измерений, назовем *дальномерной рефракцией*.

Угловая рефракция влияет на точность как угловых, так и линейных измерений.

При *угловых* измерениях в неоднородной атмосфере на протяжении дистанции луч неоднократно меняет свое направление и представляет

собой пространственную кривую, получившую название рефракционной кривой. Наблюдатель видит объект по касательной к последнему элементу *рефракционной кривой* в точке наблюдения A (рис. 4). Угол между направлением на истинное B и кажущееся B' положение объекта наблюдений называют *углом рефракции*. Угол рефракции γ используют в качестве основной количественной характеристики угловой рефракции. Геодезиста интересуют проекции угла рефракции на горизонтальную и вертикальную плоскость – углы горизонтальной (боковой) и вертикальной рефракции.

При *линейных* измерениях угловая рефракция сказывается через *рефракционное удлинение траектории*. Путь луча длиннее измеряемого расстояния. Влияние рефракционного удлинения траектории в сравнении с влиянием изменения скорости настолько незначительно, что в подавляющем большинстве случаев им пренебрегают. В дальнейшем, говоря о влиянии атмосферы на точность линейных измерений, будем подразумевать только влияние дальномерной рефракции.

Поясним влияние дальномерной рефракции на точность измерения расстояний. В свето- и радиодальнометрии определяют время τ распространения излучения по дистанции. В случае, когда источник излучения является объектом наблюдений (спутниковое позиционирование), расстояние D получают как произведение скорости v на время:

$$D = v \cdot \tau \quad (2)$$

В электронной тахеометрии, когда источник и приемник излучения находятся на одном конце дистанции, а на другом располагается отражатель:

$$D = \frac{v \cdot \tau}{2}. \quad (3)$$

Дальномерная рефракция приводит к ошибке определения результирующей для дистанции скорости, используемой в формулах (2), (3).

И дальномерная и угловая рефракция имеет одинаковую природу: возникает вследствие изменения плотности атмосферы. Плотность среды характеризует ее показатель преломления:

$$n = \frac{c}{v}, \quad (4)$$

где c — скорость света в вакууме, равная 299 792 458 м/с;

v — скорость излучения в среде с показателем преломления n .

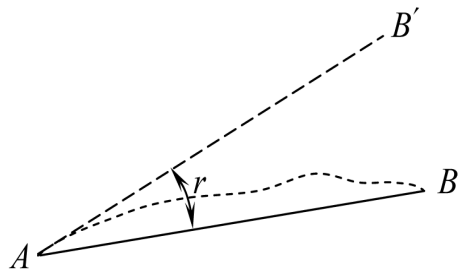


Рис. 4. Угол рефракции

К сведению. Говоря о показателе преломления, следует уточнять о каком значении скорости v идет речь в формуле (4). Ни один электромагнитный сигнал нельзя рассматривать как строго монохроматическое излучение (поток волн одной частоты). Электромагнитный сигнал представляет собой совокупность волн разной частоты, каждая из которых распространяется со своей скоростью. В этом заключается явление дисперсии электромагнитных волн. Тогда возникает необходимость введения понятия групповой и фазовой скорости излучения. *Фазовая скорость* характеризует распространение строго монохроматической волны. *Групповая скорость* описывает распространение группы волн с выраженной центральной составляющей.

В вакууме показатель преломления равен единице. В газообразных средах он больше единицы на величину порядка $(100-300)10^{-6}$, поэтому чаще используют понятие индекса преломления N , который представляет собой отличие показателя преломления от единицы, увеличенное в миллион раз:

$$N=(n-1)10^{-6}.$$

Индекс преломления выражают в N -единицах:

$$1 N\text{-ед.}=10^{-6}.$$

При изменении показателя преломления *вдоль* траектории возникает дальномерная рефракция, при изменении n по нормали к траектории («поперек») возникает угловая рефракция. Изменение показателя преломления характеризуется его *градиентом*. Строго говоря, градиент является производной, на практике под градиентом показателя преломления понимают отношение приращения показателя преломления к величине конечного отрезка, на котором это приращение произошло:

$$\text{grad } n \approx \frac{\Delta n}{\Delta y}. \quad (5)$$

Угол рефракции связан с градиентом показателя преломления формулой вида [2]:

$$r'' = -\frac{c''}{D} \int_0^D \text{grad } n \cdot x \cdot dx, \quad (6)$$

где r'' — число угловых секунд в радиане,

x — расстояние от объекта наблюдений до текущей точки траектории.

В формуле (6) под $\text{grad } n$ при измерениях *вертикального* угла подразумевают проекцию градиента показателя преломления на ось, лежащую в вертикальной плоскости и нормальную к траектории в текущей

точке луча, при измерениях *горизонтальных* углов градиент показателя преломления проецируют на горизонтальную плоскость.

Можно сказать, что *проблема* учета влияния атмосферы как в случае угловых, так и линейных измерений возникает только *при наличии градиента показателя преломления*. Несмотря на то, что при линейных измерениях показатель преломления надо знать в любом случае (он необходим для определения скорости: $v=c/n$), определить его в однородной среде несложно, проблема заключается в учете его *изменений* вдоль траектории. При линейных измерениях в *неоднородной* атмосфере стоит задача определения *среднеинтегрального* (результатирующего для трассы) значения показателя преломления:

$$\langle n \rangle = \frac{1}{D} \int_0^D n(x) dx, \quad (7)$$

где $n(x)$ — значение показателя преломления в текущей точке траектории.

Таким образом, показатель преломления и его градиент определяют характер и степень влияния атмосферы на результаты геодезических измерений. Все процессы в атмосфере, закономерности в распределении метеовеличин интересуют геодезиста в той мере, в какой они влияют на пространственную и временную изменчивость показателя преломления его градиента.

Требования к точности определения показателя преломления и его градиента при геодезических измерениях

Линейные измерения. В соответствии с формулами (3) и (4):

$$D = \frac{v\tau}{2} = \frac{c\tau}{2\langle n \rangle}. \quad (8)$$

В формуле (8) с целью упрощения точностных расчетов показатель преломления вдоль визирного луча будем считать постоянным, т.е. $\langle n \rangle = n = \text{const}$. Представив зависимость (8) в дифференциальном виде, можно получить представление о характере влияния изменений Δn показателя преломления на измеренную дальность D , для простоты и наглядности прочие аргументы функции (8) будем считать постоянными:

$$\Delta D = \frac{dD}{dn} \Delta n = -\frac{c\tau}{2n^2} \Delta n = -\frac{c\tau}{2n} \cdot \frac{1}{n} \Delta n \approx -D \cdot \Delta n. \quad (9)$$

Согласно формуле (9) увеличение показателя преломления ($\Delta n > 0$) приведет к уменьшению расстояния, пройденного за то же время τ ; при

уменьшении показателя преломления ($\Delta n < 0$), скорость возрастает, и за время τ сигнал пройдет большее расстояние. Влияние изменений показателя преломления прямо пропорционально длине траектории D .

Воспользовавшись формулой средней квадратической ошибки функции общего вида, получим формулу, связывающую средние квадратические ошибки определения показателя преломления m_n и расстояния m_D :

$$m_D = \sqrt{\left(\frac{dD}{dn}\right)^2} m_n^2 = D m_n. \quad (10)$$

Для измерения расстояния с точностью m_D показатель преломления следует определять со средней квадратической ошибкой

$$m_n = \frac{m_D}{D}. \quad (11)$$

Формула (11) позволяет оценить требования к точности определения показателя преломления, если заданы требования к точности линейных измерений, и приближенно известна длина измеряемой дистанции. Влияние ошибок определения других аргументов функции (8) на точность измерения расстояний обсуждать при изучении Физики атмосферы не имеет смысла.

Здесь и далее при необходимости теоретический материал будем сопровождать решением вычислительных задач, которые

— иллюстрируют использование приведенного в тексте математического аппарата,

— служат примером решения задач по темам раздела Физика атмосферы Земли.

Примеры решения задач по Теме 2

Задача 1. С какой средней квадратической ошибкой должен быть известен показатель преломления, если расстояние $D \approx 1$ км требуется получить с точностью 1 мм. Влиянием других источников погрешностей пренебречь.

Решение. Воспользуемся формулой (11):

$$m_n = \frac{m_D}{D} = \frac{10^{-3} \text{ м}}{10^3 \text{ м}} = 10^{-6} = 1 \text{ N-ед.}$$

Вывод: для определения расстояния с относительной ошибкой $1/1\,000\,000$ показатель преломления должен быть известен с точностью до миллионных долей (до 1 N-ед).

Угловые измерения. Будем считать градиент показателя преломления в плоскости измерений в направлении, нормальном к визирному лучу, постоянным, т.е. , что позволит преобразовать формулу (6):

$$r'' = -\frac{c''}{D} \int_0^D \text{grad } n \cdot x \cdot dx = -\frac{c''}{D} \text{grad } n \int_0^D x \cdot dx = -\frac{c''}{D} \text{grad } n \frac{D^2}{2}.$$

В окончательном виде имеем:

$$r'' = -\frac{c''D}{2} \text{grad } n. \quad (12)$$

В соответствии с формулой средней квадратической ошибки функции общего вида и зависимостью (12):

$$m_{r''} = \sqrt{\left(\frac{dr''}{d(\text{grad } n)}\right)^2} m_{\text{grad } n}^2 = \frac{c''D}{2} m_{\text{grad } n}, \quad (13)$$

где $m_{r''}$ и $m_{\text{grad } n}$ — средние квадратические ошибки определения угла рефракции и градиента показателя преломления. Тогда:

$$m_{\text{grad } n} = \frac{2m_{r''}}{c''D}. \quad (14)$$

Формула (14) позволяет оценить требования к точности определения градиента показателя преломления в зависимости от требований к точности угловых геодезических измерений.

Задача 2. С какой точностью следует определять угол рефракции и градиент показателя преломления, если тригонометрическое нивелирование на линии длиной 1 км требуется выполнить с точностью геометрического нивелирования III класса, а влияние других источников погрешностей пренебрежимо мало? Дистанцию считать горизонтальной.

Решение. В соответствии с Инструкцией по нивелированию I, II, III и IV классов [3] случайная средняя квадратическая ошибка определения превышения в нивелирной сети III класса равна 5 мм на 1 км хода. Превышение h вычисляют по формуле:

$$h = D \cos z + i - u + \frac{D^2}{2R_3}, \quad (15)$$

где z — измеренное зенитное расстояние, i и u — высота инструмента и визирной цели; R_3 — средний радиус кривизны Земли. Последний элемент в формуле (15) представляет собой поправку за кривизну Земли. Для простоты будем считать, что на точность определения превышения

влияет только ошибка угловых измерений. В этом случае ошибка Δ_h определения превышения связана с ошибкой Δ_z измерения зенитного расстояния формулой вида:

$$\Delta_h = \frac{dh}{dz} \Delta_z = -\frac{D \sin z}{c''} \Delta_z, \quad (16)$$

а связь средних квадратических ошибок определения превышения m_h и зенитного расстояния m_z характеризует следующая зависимость:

$$m_h = \sqrt{\left(\frac{dh}{dz}\right)^2} m_z = \frac{D \sin z}{c''} \cdot m_z.$$

Тогда

$$m_z = \frac{c''}{D \sin z} m_h. \quad (17)$$

Для нашего случая:

$$m_z = \frac{m_h \cdot c''}{D \sin z} = \frac{5 \text{ мм} \cdot 2,06'' \cdot 10^5}{10^6 \text{ мм} \cdot \sin 90^\circ} \approx 1,0''.$$

Если считать, что ошибка измерения вертикального угла целиком обусловлена влиянием ошибки определения угла рефракции: $m_z = m_r = 1''$, то, воспользовавшись формулой (14), получим требования к точности определения градиента показателя преломления:

$$m_{grad n} = \frac{2m_r}{\rho'' D} = \frac{2 \cdot 1''}{2,06 \cdot 10^5 \cdot 10^3 \text{ м}} = 10^{-8} / \text{м}.$$

Вывод: для определения превышения методом тригонометрического нивелирования на линии длиной 1 км с точностью геометрического нивелирования III класса угол рефракции должен быть известен с точностью 1'', а градиент показателя преломления — со средней квадратической ошибкой $10^{-8}/\text{м}$.

Показатель преломления и его градиент как функции метеопараметров

Выше было показано, что *проблема* учета влияния атмосферы возникает вследствие неоднородности атмосферы, считая при этом, что определение показателя преломления в однородной среде — несложная задача, которая сводится к определению показателя преломления в точке. Для определения показателя преломления используют результаты точеч-

ных измерений метеовеличин, функционально связанных с показателем преломления. В оптическом диапазоне показатель преломления является функцией температуры, давления, влажности воздуха и длины волны излучения. При измерениях в широком диапазоне световых волн формула для определения эффективного группового индекса преломления имеет вид:

$$N = (n - 1)10^6 = 83,11 \frac{p}{T} - 11,4 \frac{e}{T}, \quad (18)$$

где T , p и e — температура, давление и влажность (парциальное давление водяного пара) воздуха в K и гПа.

При спутниковых измерениях используют радиоволны. Зависимость индекса преломления от метеопараметров в радиодиапазоне² описывает формула Фрума-Эссена:

$$N = (n - 1)10^6 = 73,63 \frac{p}{T} - 12,92 \frac{e}{T} + 371914 \frac{e}{T^2}. \quad (19)$$

Изменение метеовеличин приведет к изменению показателя преломления:

$$\Delta N = \frac{\partial N}{\partial T} \Delta T + \frac{\partial N}{\partial p} \Delta p + \frac{\partial N}{\partial e} \Delta e. \quad (20)$$

Точность определения показателя преломления в точке зависит от точности измерения температуры, давления и влажности воздуха. Воспользуемся формулой средней квадратической ошибки функции общего вида для того чтобы выразить ошибку определения индекса преломления через ошибки определения аргументов T , p и e :

$$m_N = \sqrt{\left(\frac{\partial N}{\partial T}\right)^2 m_T^2 + \left(\frac{\partial N}{\partial p}\right)^2 m_p^2 + \left(\frac{\partial N}{\partial e}\right)^2 m_e^2}. \quad (21)$$

Определив по формулам (18) и (19) частные производные индекса преломления, можно получить представление о его зависимости от температуры, давления и влажности воздуха, а также о степени изменчивости показателя преломления в реальной атмосфере. Значения частных производных (табл. 3) вычислены для нормальных условий (T — 293,15 К, p — 1013,25 гПа, e — 13,33 гПа). Анализ данных, приведенных в Таблице 3, показывает, что изменение температуры на один градус приведет

² В верхних слоях атмосферы показатель преломления радиоволн, используемых в спутниковом позиционировании, зависит от концентрации электронов. Подробнее о влиянии ионосферы на точность спутниковых геодезических измерений в Теме 8.

к изменению показателя преломления на 1 N -ед., изменение давления на 1 гПа — к изменению показателя преломления на 0,3 N -ед., влияние влажности в оптическом диапазоне на два порядка меньше, чем в радиодиапазоне, и в ряде случаев им можно пренебречь.

Т а б л и ц а 3

Значения частных производных показателя преломления в оптическом и радиодиапазонах

Производная	Оптический диапазон	Радиодиапазон
$\partial n/\partial T$	$-1 \cdot 10^{-6}/K$	$-1,3 \cdot 10^{-6}/K$
$\partial n/\partial p$	$0,3 \cdot 10^{-6}/\text{гПа}$	$0,3 \cdot 10^{-6}/\text{гПа}$
$\partial n/\partial e$	$-0,04 \cdot 10^{-6}/\text{гПа}$	$4,3 \cdot 10^{-6}/\text{гПа}$

Заменяв приращения в формуле (20) градиентами получим приближенную формулу, выражающую градиент показателя преломления световых волн через градиенты метеовеличин при нормальных условиях (воспользуемся второй графой табл. 3):

$$\text{grad } n = -1 \cdot 10^{-6} \text{ grad } T + 0,3 \cdot 10^{-6} \text{ grad } p - 0,04 \cdot 10^{-6} \text{ grad } e. \quad (22)$$

Выразим среднюю квадратическую ошибку определения градиента показателя преломления $m_{\text{grad } n}$ через ошибки градиентов метеовеличин:

$$m_{\text{grad } n} = \sqrt{\left(\frac{\partial(\text{grad } n)}{\partial(\text{grad } T)}\right)^2 m_{\text{grad } T}^2 + \left(\frac{\partial(\text{grad } n)}{\partial(\text{grad } p)}\right)^2 m_{\text{grad } p}^2 + \left(\frac{\partial(\text{grad } n)}{\partial(\text{grad } e)}\right)^2 m_{\text{grad } e}^2}. \quad (23)$$

Частные производные в формуле (23) равны коэффициентам при аргументах линейной функции (22):

$$m_{\text{grad } n} = \sqrt{(-1 \cdot 10^{-6})^2 m_{\text{grad } T}^2 + (0,3 \cdot 10^{-6})^2 m_{\text{grad } p}^2 + (-0,04 \cdot 10^{-6})^2 m_{\text{grad } e}^2}. \quad (24)$$

Требования к точности определения метеопараметров и их градиентов

Примеры решения задач по Теме 2

Задача 3. С какой точностью следует определять температуру, давление и влажность воздуха, если измеренное светодальномером расстояние требуется получить со средней квадратической ошибкой 1 мм на км дистанции?

Решение. Согласно выводам, полученным при решении *Задачи 1*, для измерения расстояния с точностью 1 мм на км показатель преломления следует определять с точностью 1 *N*-ед., т.е.:

$$m_n = \sqrt{\left(\frac{\partial n}{\partial T}\right)^2 m_T^2 + \left(\frac{\partial n}{\partial p}\right)^2 m_p^2 + \left(\frac{\partial n}{\partial e}\right)^2 m_e^2} = 1 \text{ N-ед.} = 10^{-6}.$$

Воспользуемся принципом равных влияний:

$$\left(\frac{\partial n}{\partial T}\right)^2 m_T^2 = \left(\frac{\partial n}{\partial p}\right)^2 m_p^2 = \left(\frac{\partial n}{\partial e}\right)^2 m_e^2 = \frac{m_n^2}{3}.$$

Тогда

$$m_T = \frac{m_n}{\left(\frac{\partial n}{\partial T}\right)\sqrt{3}}; \quad m_p = \frac{m_n}{\left(\frac{\partial n}{\partial p}\right)\sqrt{3}}; \quad m_e = \frac{m_n}{\left(\frac{\partial n}{\partial e}\right)\sqrt{3}}. \quad (25)$$

Подставив в формулы (25) значение средней квадратической ошибки показателя преломления, полученное при решении *Задачи 1*, и частные производные для светового диапазона (см. табл. 3), получим:

$$m_T = \frac{m_n}{\left(\frac{\partial n}{\partial T}\right)\sqrt{3}} = \frac{10^{-6}}{1 \cdot 10^{-6} \sqrt{3}} = 0,6 \text{ K};$$

$$m_p = \frac{m_n}{\left(\frac{\partial n}{\partial p}\right)\sqrt{3}} = \frac{10^{-6}}{0,3 \cdot 10^{-6} \sqrt{3}} = 1,9 \text{ гПа};$$

$$m_e = \frac{m_n}{\left(\frac{\partial n}{\partial e}\right)\sqrt{3}} = \frac{10^{-6}}{0,04 \cdot 10^{-6} \sqrt{3}} = 14,4 \text{ гПа}.$$

Вывод: при измерении расстояний светодальномером с относительной ошибкой 1/1 000 000 температуру, давление и влажность следует определять с точностью 0,6 К; 1,9 и 14 гПа, соответственно.

Задача 4. С какой точностью следует определять градиенты температуры, давления и влажности воздуха, если измеренное методом тригонометрического нивелирования превышение требуется получить с точностью геометрического нивелирования III класса?

Решение. При решении *Задачи 2* мы показали, что для определения превышения со средней квадратической ошибкой 5 мм/км (нивелиро-

вание III класса) угол рефракции на линии длиной 1 км должен быть известен с точностью $1''$, а градиент показателя преломления с точностью — $10^{-8}/\text{м}$:

$$m_{\text{grad } n} = \sqrt{(-1 \cdot 10^{-6})^2 m_{\text{grad } T}^2 + (0,3 \cdot 10^{-6})^2 m_{\text{grad } p}^2 + (0,04 \cdot 10^{-6})^2 m_{\text{grad } e}^2} = 10^{-8} / \text{м}.$$

По принципу равных влияний:

$$1 \cdot 10^{-6} m_{\text{grad } T} = 0,3 \cdot 10^{-6} m_{\text{grad } p} = 0,04 \cdot 10^{-6} m_{\text{grad } e} = \frac{m_{\text{grad } n}}{\sqrt{3}}.$$

Тогда

$$m_{\text{grad } T} = \frac{m_{\text{grad } n}}{1 \cdot 10^{-6} \sqrt{3}} = \frac{10^{-8}}{10^{-6} \sqrt{3}} = 0,006 \text{ } ^\circ\text{C} / \text{м};$$

$$m_{\text{grad } p} = \frac{m_{\text{grad } n}}{0,3 \cdot 10^{-6} \sqrt{3}} = \frac{10^{-8}}{0,3 \cdot 10^{-6} \sqrt{3}} = 0,019 \text{ гПа} / \text{м};$$

$$m_{\text{grad } e} = \frac{m_{\text{grad } n}}{0,04 \cdot 10^{-6} \sqrt{3}} = \frac{10^{-8}}{0,04 \cdot 10^{-6} \sqrt{3}} = 0,14 \text{ гПа} / \text{м}.$$

Вывод: для определения превышения со средней квадратической ошибкой 5 мм/км (III класс) на линии длиной 1 км градиенты температуры, давления и влажности следует определять со средними квадратическими ошибками $0,006 \text{ } ^\circ\text{C} / \text{м}$, $0,019 \text{ гПа} / \text{м}$ и $0,14 \text{ гПа} / \text{м}$, соответственно.

Как видно из расчетов, учет влияния атмосферы в угловых измерениях – задача на порядки более сложная, чем в линейных измерениях. Те жесткие требования к точности, которые мы получили при решении *Задачи 4*, в полевых условиях не реализуемы, что заставило геодезистов в угловых измерениях отказаться от методов учета влияния атмосферы, основанных на прямых измерениях градиентов метеовеличин. В массовом геодезическом производстве нашли применение *методы ослабления* влияния рефракции (измерения выполняют там и тогда, где и когда влияние рефракции меньше), либо используют *статистические данные* о некотором осредненном состоянии атмосферы. Эффективность подобного подхода к учету влияния атмосферы оценим ниже. Что касается учета влияния *дальномерной* рефракции, то определение метеовеличин в точке со средними квадратическими ошибками, полученными в *Задаче 3*, — вполне реально. Метеоизмерения обычно выполняют только в точке стояния прибора. Погрешность возникает, если состояние атмосферы вдоль трассы претерпевает изменения.

Дальнейший материал раздела Физика атмосферы Земли будем рассматривать в тесной взаимосвязи с потребностями геодезии, акцентируя внимание на следующих вопросах:

статистические закономерности в распределении температуры, давления и влажности в нейтральной атмосфере (прочие параметры атмосферы интересуют нас в той мере, в какой они связаны с этими, основными, для геодезиста, метеовеличинами);

факторы, определяющие изменчивость метеовеличин на ограниченных расстояниях, сравнимых с дальностью действия современных наземных геодезических средств измерения;

методы учета влияния нейтральной атмосферы, нашедшие применение в массовом геодезическом производстве и оценка их эффективности;

ионосфера и учет ее влияния на точность спутниковых геодезических измерений.

Вопросы для самопроверки

1. Какие изменения претерпевает электромагнитное излучение при распространении в атмосфере?

2. В чем заключается принцип Ферма?

3. Поясните механизм влияния дальномерной и угловой рефракции на геодезические измерения.

4. На каком основании показатель преломления и его градиент можно назвать «геодезическими» параметрами атмосферы?

5. Почему проблема учета влияния атмосферы на результаты геодезических измерений возникает только при условии неоднородности атмосферы?

6. С какой точностью должен быть известен среднеинтегральный показатель преломления, если расстояние требуется измерить с точностью 1 мм/км?

7. К какому изменению показателя преломления приведет изменение температуры воздуха на 1 К? изменение давления на 1 гПа?

8. Почему в электронной тахеометрии влиянием влажности пренебрегают?

9. С какой точностью следует определять влажность воздуха при измерениях в радиодиапазоне, если индекс преломления требуется получить с точностью 1 N-ед.?

10. Чему равен градиент температуры, если сформированный им угол рефракции равен 1"?

Тема 3. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ДАВЛЕНИЯ В АТМОСФЕРЕ

Изменение давления с высотой

Основное уравнение статики атмосферы. Закономерности строения атмосферы в отсутствие ее движения относительно поверхности Земли изучает *статика* атмосферы.

В статическом состоянии атмосфера может находиться при условии отсутствия горизонтального градиента давления, в противном случае воздух приходит в движение. Горизонтальный градиент давления отсутствует, если изобарические и уровенные поверхности совпадают.

Рассмотрим объем воздуха поперечного сечения 1 м^2 , расположенный между двумя изобарическими поверхностями с высотами $Z, Z+dZ$ и давлением $p, p+dp$, соответственно (рис. 5). Силы давления на боковые поверхности уравновешены, на нижнюю и верхнюю поверхности действуют силы p и $p+dp$, направленные внутрь объема воздуха. Кроме того на объем действует сила тяжести P , направленная вниз:

$$P = cg \, dZ,$$

где ρ и g — плотность воздуха и ускорение силы тяжести. Проекция сил на вертикальную ось, направленную вверх, в предположении, что объем воздуха находится в покое, равна нулю:

$$p - (p + dp) - P = 0,$$

тогда

$$-dp = cg \, dZ \tag{26}$$

Уравнение (26) называют *основным уравнением статики атмосферы*, другая форма записи которого:

$$-\frac{dp}{dZ} = \text{grad}_{\text{вер}} p = \rho g.$$

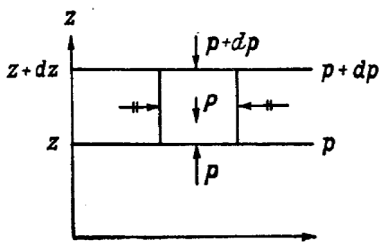


Рис. 5. К выводу основного уравнения статики

Основное уравнение статики атмосферы с достаточной точностью описывает распределение давления с высотой и в случае движения атмосферы. На его основании могут быть сформулированы *выводы*, важные для понимания характера изменения давления с высотой:

1. С увеличением высоты ($dZ > 0$) давление всегда уменьшается ($-dp > 0$).

2. С увеличением высоты градиент давления становится меньше, т.к. уменьшаются плотность воздуха и ускорение силы тяжести.

3. Для двух точек A и B , расположенных на одной изобарической поверхности ($p_A = p_B$), отличие в плотности будет вызвано только отличием в температуре (если $T_A > T_B$, то $\rho_A < \rho_B$), что приведет к отличию в градиенте давления ($(grad_{вер} p)_A < (grad_{вер} p)_B$). Т.о. в более плотной холодной воздушной массе давление с высотой падает быстрее.

4. Для нормальных условий на уровне моря ($\rho = 1,29 \text{ кг/м}^3$, $g = 9,81 \text{ м/с}^2$) вертикальный градиент давления (нормальный барический градиент) равен:

$$grad_{норм} p = 12,5 \text{ гПа/100 м.} \quad (27)$$

Барическая ступень. В реальной атмосфере градиент давления меняется в широких пределах. Получить представление о диапазоне изменения градиента давления позволяет формула, используемая для вычисления барической ступени h_p :

$$h_p = \frac{8000}{p} (1 + 0,004t) \text{ м/гПа.} \quad (28)$$

Под барической ступенью понимают расстояние по вертикали, на котором давление меняется на 1 гПа. Зависимость градиента давления от температуры и давления обратная формуле (28), т.к. по своей сути барическая ступень — величина, обратная барическому градиенту:

$$h_p = \frac{dZ}{dp} = \frac{1}{grad_{вер} p}.$$

В табл. 4 приведены результаты вычисления барической ступени по формуле (28) (в метрах) для разных значений температуры и давления на уровне моря и соответствующие значения барического градиента (в гПа/м).

Т а б л и ц а 4

Барическая ступень и вертикальный градиент давления

Давление p , гПа	Температура t , °С									
	-40		-20		0		+20		+40	
	h_p	$grad_{вер} p$	h_p	$grad_{вер} p$	h_p	$grad_{вер} p$	h_p	$grad_{вер} p$	h_p	$grad_{вер} p$
960	7,0	0,14	7,7	0,13	8,3	0,12	9,0	0,11	9,7	0,10
980	6,9	0,15	7,5	0,13	8,2	0,12	8,8	0,11	9,5	0,11
1000	6,7	0,15	7,4	0,14	8,0	0,13	8,6	0,12	9,3	0,11
1020	6,6	0,15	7,2	0,14	7,8	0,13	8,5	0,12	9,1	0,11
1040	6,5	0,15	7,1	0,14	7,7	0,13	8,3	0,12	8,9	0,11

Согласно данным таблицы 4 отличие градиента давления от его нормального значения $0,12$ гПа/м может доходить на уровне моря до $0,03$ гПа/м, между тем значимым для точности геодезических измерений (см. вывод к *Задаче 4*) целесообразно считать его изменение, равное $0,019$ гПа/м.

Горизонтальный барический градиент. Ветер

Горизонтальным градиентом давления называют изменение атмосферного давления на единицу расстояния для одной и той же уровневой поверхности. Горизонтальный барический градиент на порядки меньше вертикального и составляет обычно $(1-3)$ гПа/100 км! Аномальные горизонтальные градиенты давления формируются в тропических циклонах, достигая десятков гПа на 100 км.

Согласно результатам, полученным при решении *Задач 3 и 4*, значимым с точки зрения точности *линейных* измерений является изменение давления вдоль измеряемой дистанции на $1,9$ гПа, при *угловых* измерений следует учитывать градиент давления, равный $0,019$ гПа/м. Таким образом, говорить о заметном влиянии на точность геодезических измерений горизонтального градиента давления не приходится. Учету подлежит только изменение давления с высотой. Однако горизонтальный барический градиент играет ключевую роль в эволюции крупных барических образований и формировании поля ветра.

Под ветром понимают направленное горизонтальное движение воздуха. Вектор силы *действительного ветра* представляет собой равнодействующую четырех сил:

— *горизонтального градиента давления* G , направленного из области повышенного давления в область пониженного давления (к центру – в циклонах, к периферии – в антициклонах), скорость ветра пропорциональна величине градиента, т.е. обратно пропорциональна расстоянию между изобарами (там, где наблюдается сгущение изобар, скорость ветра больше);

— *силы Кориолиса* C , под действием силы Кориолиса потоки воздуха, начавшие свое движение в область с более низким давлением отклоняются в северном полушарии вправо, в южном – влево, отклонение пропорционально скорости воздушного течения;

— *центробежной силы* A , направленной от центра атмосферного вихря и обратно пропорциональной радиусу кривизны изобар, на прямолинейных участках изобар эта сила не действует;

— *силы трения*, возникающей в нижнем $(1-1,5)$ -километровом слое атмосферы (пограничный слой), уменьшающей скорость воздушного потока и отклоняющей его влево от изобар.

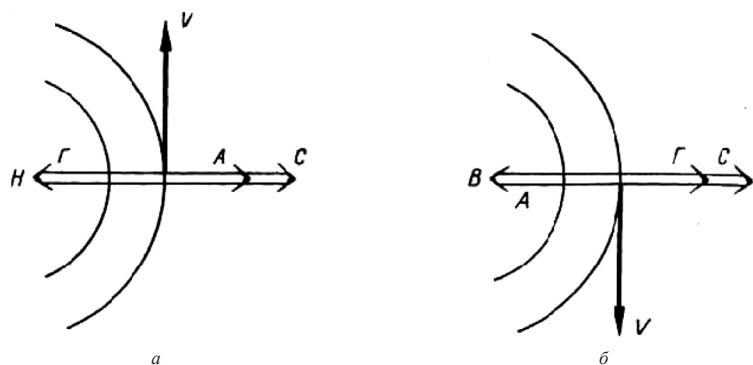


Рис. 6. Градиентный ветер в циклонах (а) и антициклонах (б) северного полушария

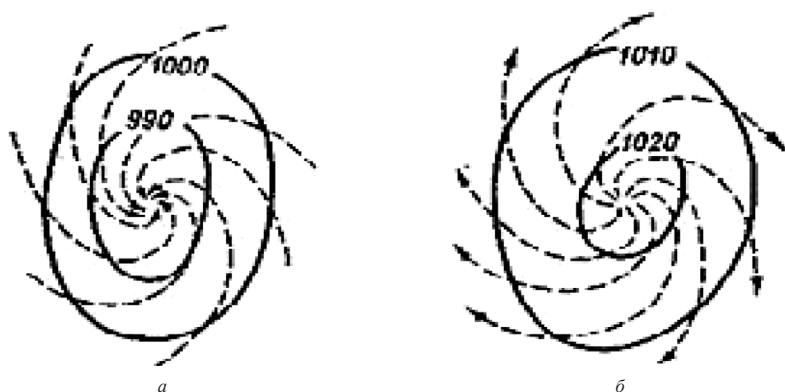


Рис. 7. Поле действительного ветра в циклонах (а) и антициклонах (б) северного полушария

В отсутствие силы трения (в свободной атмосфере) ветер целиком определяется тремя первыми факторами (рис. 6). Такой ветер называют *градиентным*. Градиентный ветер V направлен по касательной к изобарам, в северном полушарии — против часовой стрелки в циклонах и по часовой стрелке в антициклонах, в южном полушарии — направление противоположное. Ветер, сформированный исключительно горизонтальным градиентом давления и силой Кориолиса, называют *геострофическим* ветром. Геострофический ветер наблюдается в свободной атмосфере на прямолинейных участках изобар и совпадает по направлению с изобарами. Но именно сила трения, отклоняющая вектор действительного ветра в направлении области пониженного давления (Рисунок 7), способствует заполнению воронки циклона и постепенному разрушению антициклона.

Пояса давления

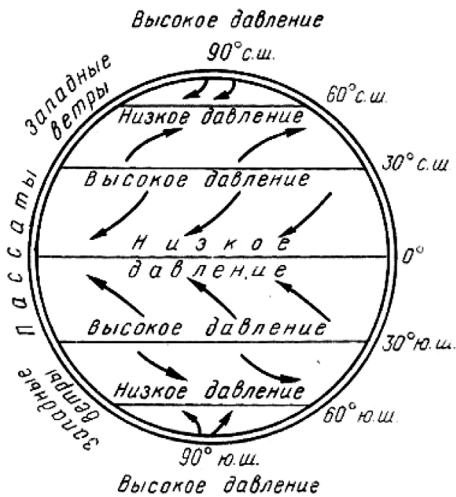


Рис. 8. Пояса давления

Основные факторы, определяющие формирование глобального поля давления (рис. 8) — распределение прихода солнечной радиации и сила Кориолиса. Наибольшее количество тепла получает экваториальная область. Легкий теплый воздух здесь поднимается вверх, формируется экваториальный пояс пониженного давления. Поднявшийся в области экватора воздух в верхней тропосфере растекается к полюсам, отклоняясь к востоку вследствие вращения Земли и постепенно охлаждаясь. Охлажденный воздух становится тяжелее, что приводит к его опусканию и возникновению поясов

повышенного давления в тропической зоне обоих полушарий на 30–35° широты. В умеренных широтах на 60–65° южной и северной широты формируются пояса пониженного давления с восходящими потоками воздуха. Холодный воздух полярных зон отличается большей плотностью, преобладанием нисходящих потоков воздуха, здесь располагаются полярные пояса повышенного давления.

Сезонные изменения среднего поля давления, характерные для обширных континентальных и океанических поверхностей, нарушают зональный характер глобального поля давления, представленный на Рисунке 8. Над материками давление зимой повышается, а летом понижается. В океаническом типе годовой ход давления обратный: летом оно повышается, зимой понижается. Это явление приводит к возникновению сезонных барических областей — Азиатского и Канадского зимних максимумов, которым летом соответствует пониженное давление над всей Евразией и Северной Америкой, и Южно-Азиатского, Мексиканского, Южно-Американского, Южно-Африканского и Австралийского минимумов над материками, которые существуют только летом. Зимой эти области являются частью поясов повышенного давления.

Периодические и непериодические изменения давления

Периодические изменения атмосферного давления полностью перекрываются непериодическими изменениями, обусловленными развитием и перемещением крупных барических образований — циклонов и антициклонов. Обнаружить периодические изменения позволил гармонический анализ средних кривых временного хода давления. Таким образом были выявлены колебания давления с периодами 24; 12; 8 и 6 ч. Наибольшую амплитуду имеет полусуточная волна с максимумами в 3–4 ч и 15–16 ч по местному солнечному времени и минимумами – в 9–10 ч и 21–22 ч. Наиболее ярко полусуточные колебания давления выражены в тропических широтах, где их амплитуда составляет 3–4 гПа. В умеренных и высоких широтах амплитуда полусуточных колебаний не превышает нескольких десятых гПа.

Преобладание в атмосфере колебаний с периодом, равным половине солнечных суток отличает приливные явления в атмосфере от земных и морских приливов, период которых равен половине лунных суток. Дело в том, что в атмосфере влияние гравитационного притяжения Луны перекрывается термическим воздействием Солнца, которое и формирует наиболее выраженные полусуточные колебания атмосферного давления.

Вопросы для самопроверки

1. Поясните суть двух форм записи основного уравнения статики.
2. Какие выводы можно сделать на основании основного уравнения статики атмосферы?
3. Чему равен нормальный вертикальный барический градиент?
4. Что понимают под барической ступенью?
5. От каких параметров физического состояния атмосферы зависят барическая ступень и вертикальный градиент давления?
6. В какой мере вертикальный и горизонтальный градиенты давления влияют на результаты геодезических измерений?
7. Под влиянием каких сил формируется поле действительного ветра?
8. Какой ветер называют градиентным?
9. Какова роль силы трения в эволюции крупных барических образований?

Тема 4. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ В АТМОСФЕРЕ

Температура и ее изменения во времени и пространстве определяют формирование полей показателя преломления в оптическом диапазоне и заметно влияют на характер распространения радиоволн. Статистические закономерности в распределении температуры используют в геодезии для ослабления влияния атмосферы на точность измерений.

Распределение температуры в атмосфере характеризуется значительной изменчивостью. В отличие от давления температура с *высотой* может и расти и падать, ярко выражены местные (микромасштабные) неоднородности в распределении температуры *по горизонтали*, имеют место *периодические* и *непериодические изменения*. В свою очередь, пространственный и временной ход температуры зависит от двух основных факторов — поступления тепла в атмосферу и интенсивности теплообмена в ней.

Тепловой баланс атмосферы

Солнечная радиация. Земная атмосфера и Земля в целом получают тепло за счет внутренних и внешних источников. Основными *внутренними* поставщиками тепла к земной поверхности служат распад радиоактивных элементов и гравитационная дифференциация вещества Земли, сопровождающиеся выделением энергии. Однако на долю внутренних источников притока энергии к земной поверхности приходится лишь около 0,023%. К *внешним* источникам относятся потоки энергии, поступающие от Солнца и др. звезд и космических тел. Однако тепло, поступающее от Солнца, в 30 млн раз больше, что позволяет считать солнечную радиацию основным внешним источником тепла для Земли и атмосферы.

При среднем расстоянии от Земли³ до Солнца на поверхность, расположенную на верхней границе атмосферы перпендикулярно к солнечным лучам, поступает 1367 Вт/м² солнечной радиации. Эту величину называют *солнечной постоянной*. В зависимости от направления распространения в атмосфере различают прямую, рассеянную и отраженную солнечную радиацию. *Прямой радиацией* называют поток параллельных лучей, направленный от Солнца к поверхности Земли. К изменению направления потока солнечной радиации приводит рассеяние и отражение солнечных лучей молекулами воздуха, водяного пара

³ 1 астрономическая единица = 149 597 870 700 м (<https://ru.wikipedia.org>)

и льда, атмосферными примесями и собственно поверхностью Земли. *Отраженная радиация* направлена к внешней границе атмосферы. *Рассеянная радиация* в совокупности с прямой составляют *суммарную радиацию*, которая поглощается частично атмосферой, частично земной поверхностью и расходуется, в основном, на их нагрев.

Радиационный баланс атмосферы. Под радиационным балансом R_A атмосферы понимают соотношение потоков радиации, поглощаемых и излучаемых атмосферой. Излучение атмосферы разделяется на два потока — встречное излучение, направленное к земной поверхности, и поток длинноволнового излучения в космическое пространство. Излучение земной поверхности за вычетом встречного излучения атмосферы называют эффективным излучением $E_{\text{эф}}$. Эффективное излучение земной поверхности и поглощенная атмосферой часть прямой солнечной радиации ΔQ обеспечивают приход радиации в атмосферу. К потерям радиации приводит поток излучения атмосферы в космическое пространство E_{∞} :

$$R_A = (\Delta Q + E_{\text{эф}}) - E_{\infty}.$$

Если принять приток радиации на внешнюю границу атмосферы за 100 единиц, то в среднем на долю поглощенной атмосферой солнечной радиации ΔQ приходится +20 единиц, эффективное излучение земной поверхности $E_{\text{эф}}$ составляет около +15 единиц, а потери радиации за счет уходящего излучения E_{∞} будут равны –65. В среднем *радиационный баланс атмосферы является отрицательным* и равен –30. Потери тепла на 75% компенсируются за счет выделения тепла при конденсации водяного пара в атмосфере и на 25% за счет турбулентного переноса тепла от подстилающей поверхности в атмосферу⁴. В среднем *тепловой баланс атмосферы близок к нулю*.

Подводя итог сказанному, выделим основные источники тепла в атмосфере:

- прямая и рассеянная солнечная радиация, поглощенная атмосферой;
- излучение земной поверхности;
- энергия, выделяемая при конденсации водяного пара в атмосфере;
- тепло, поступающее от подстилающей поверхности путем турбулентного теплообмена.

Атмосфера теряет тепло за счет:

- отражения солнечной радиации;
- поглощения суммарной радиации земной поверхностью;
- встречного излучения атмосферы;
- излучения в космическое пространство.

⁴ <http://meteorologist.ru/radiatsionnyiy-balans-atmosferyi.html>

Обсудим факторы, влияющие на соотношение основных составляющих теплового баланса атмосферы.

Составляющие теплового баланса, обеспечивающие приток тепла в атмосферу. Интенсивность *прямой солнечной радиации* зависит от высоты Солнца, а значит от времени суток и года, широты места; прозрачности атмосферы, т.е. количества примесей и характера облачного покрова; высоты места.

От высоты Солнца зависит приход солнечной радиации на верхнюю границу атмосферы и толщина атмосферного слоя, ослабляющего солнечную радиацию. Частицы примесей рассеивают и поглощают прямую солнечную радиацию, уменьшая ее интенсивность. Низкая плотная облачность практически не прозрачна для прямой солнечной радиации. С увеличением высоты места приход радиации возрастает за счет уменьшения оптической толщины атмосферного слоя.

В *рассеянии* солнечной радиации участвуют молекулярные комплексы (молекулярное рассеяние) и атмосферные примеси (аэрозольное рассеяние). Рассеяние претерпевает как прямая, так и отраженная солнечная радиация. Вклад прямой радиации в процесс рассеяния больше, поэтому очевидна зависимость рассеянной радиации от факторов, определяющих количество прямой солнечной радиации: высоты Солнца, прозрачности атмосферы и высоты места. С увеличением высоты Солнца возрастает приход солнечной радиации в атмосферу и, как следствие, количество рассеянной радиации. Снижение прозрачности атмосферы вследствие запыленности или наличия облачного покрова приводит к увеличению количества рассеянной радиации. Причем влияние облаков верхнего и среднего ярусов больше. Изменение перечисленных факторов приводит не только к изменению количества рассеянной радиации, но и к изменению соотношения составляющих радиационного баланса. В свободной от примесей безоблачной атмосфере преобладает прямая радиация. При малой высоте Солнца (в сумерки) преобладает рассеянная радиация. В запыленной атмосфере и при наличии облачного покрова вклад рассеянной радиации в суммарную радиацию возрастает.

В *поглощении* прямой и рассеянной радиации участвуют озон O_3 , водяной пар H_2O , углекислый газ CO_2 , молекулярный кислород O_2 и некоторые атмосферные примеси. Какая часть суммарной радиации будет поглощена атмосферой, зависит от концентрации перечисленных веществ.

Поток *излучения земной поверхности* прямо пропорционален ее температуре и поглощательной способности.

Интенсивность процесса *конденсации водяного пара* в атмосфере зависит в основном от

физического состояния воздуха (температуры и влажности);

концентрации атмосферных примесей, служащих ядрами конденсации;

характера перемещений объемов воздуха.

Понижение температуры насыщенного воздуха до точки росы или увеличение содержания водяного пара приводит к конденсации. Для образования устойчивых капель воды в воздухе должны содержаться мельчайшие взвешенные частицы атмосферных примесей, которые играют роль ядер конденсации. Вертикальные перемещения объемов воздуха приводят к изменению их температуры и, как следствие, к возникновению конденсации в случае подъема и к испарению при опускании.

Турбулентный теплообмен между земной поверхностью и атмосферой реализуется турбулентным (хаотическим, неупорядоченным) перемешиванием объемов воздуха в пограничном слое атмосферы. Интенсивность турбулентного теплообмена зависит от: температуры поверхности; ее шероховатости; характера растительного покрова; скорости ветра.

Нагрев поверхности способствует развитию конвективных движений, если поверхность неоднородна по химическому составу, физическому состоянию, растительному покрову — наблюдается неравномерный нагрев, а конвективные движения становятся неупорядоченными. Шероховатость поверхности и наличие растительного покрова приводят к нарушению поля ветра и развитию турбулентных движений.

Составляющие теплового баланса, приводящие к оттоку тепла из атмосферы. В отражении суммарной радиации участвуют, в основном, земная поверхность и облака. Количество отраженной радиации зависит от притока радиации и отражательной способности вещества — его *альбедо*. Под альбедо понимают отношение отраженной радиации к приходящей суммарной радиации. Альбедо любого вещества зависит от его свойств, а также длины волны и угла падения приходящей радиации. Зависимость альбедо от угла падения солнечных лучей ярко выражена для водных поверхностей и меняется от 2% при нормальном падении солнечных лучей до 35% при высоте Солнца 50° [1]. В целом, альбедо водных поверхностей меньше, что связано с их прозрачностью для радиации. Зависимость альбедо от длины волны приходящей радиации — прямая: чем больше длина волны, тем большее отражение претерпевает излучение. Под свойствами *земной поверхности*, которые влияют на ее альбедо, будем понимать: химический состав; физическое состояние; растительный покров.

Перечисленные факторы сказываются на альbedo через цвет и шероховатость. Альbedo темных поверхностей меньше за счет увеличения поглотительной способности, отражение на гладких плотных поверхностях интенсивней. Зависимость альbedo от свойств подстилающей поверхности иллюстрируют данные, приведенные в табл. 5.

Количество радиации, *отраженной облаками*, зависит от:
количества облачности;

толщины облачного покрова: увеличение мощности облаков приводит к увеличению альbedo от 31% при толщине 100 м до 82% при толщине 850 м [1];

формы облаков: наибольшими значениями альbedo характеризуются кучево-дождевая, плотная перисто-кучевая, высоко-кучевая и слоисто-кучевая облачность, наименьшими значениями альbedo отличаются кучевые облака хорошей погоды и перистая облачность;

водности облаков⁵: с ростом водности растет отражательная способность облачного покрова.

Суммарная радиация, дошедшая до земной поверхности, разделяется на два потока: отраженную и *поглощенную радиацию*. Таким образом, количество поглощенной радиации зависит от альbedo поверхности.

Т а б л и ц а 5

Альbedo некоторых естественных подстилающих поверхностей [1]

Поверхность	Характеристика поверхности	Альbedo, %
Снег	Свежий сухой	80–90
	Чистый влажный	60–70
	Загрязненный	40–50
Почвы	Темные	5–15
	Влажные серые	10–20
	Сухие светлые	25–45
Поля	Рожь и пшеница	10–25
	Картофель	15–25
Луга	–	15–25
Леса	Хвойные	10–15
	Лиственные	15–20

⁵ Масса капель воды и льда в единичном объеме облака

Излучение атмосферы формирует поток встречного излучения, направленного к земле, и поток излучения к внешней границе атмосферы. Большая часть излучения атмосферы приходится на длинноволновую (инфракрасную) часть спектра. Излучают те же газы, которые поглощают: водяной пар, углекислый газ, озон. Основной вклад в процесс излучения вносит содержащийся в атмосфере водяной пар.

Изменение температуры с высотой

Сухоадиабатический градиент температуры. Для описания различных процессов, протекающих в атмосфере, используют модели, в которых заданы условия протекания процесса. Если теплообмен между частицей воздуха и окружающим ее объемом воздуха отсутствует, процесс называется *адиабатическим*. Использование адиабатической модели для описания вертикального перемещения частицы воздуха оправдано, т.к. вследствие низкой теплопроводности воздуха частицу можно считать теплоизолированной. При адиабатическом процессе увеличение давления приводит к увеличению температуры. И наоборот, падение давления, наблюдаемое при увеличении высоты, приводит к уменьшению температуры.

Сухоадиабатический градиент температуры, характеризующий изменение температуры адиабатически поднимающейся сухой частицы, численно равен $0,98^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$.

Сухоадиабатический градиент позволяет судить о степени *устойчивости атмосферы* по отношению к вертикальным перемещениям объемов воздуха. В адиабатической атмосфере температура частицы воздуха, перемещенной по вертикали, всегда будет равна температуре окружающей ее среды. Адиабатическая стратификация создает условия *безразличного равновесия*.

Если градиент меньше сухоадиабатического частица возвращается на прежний уровень — атмосфера устойчивая. Если фактический градиент больше сухоадиабатического — атмосфера неустойчивая, что способствует развитию конвекции и турбулентности и усилению теплообмена в атмосфере. При инверсии температуры — атмосфера устойчивая, возникает своеобразный запирающий слой, замедляющий процессы вертикального обмена в атмосфере. Таким образом, сравнивая фактические градиенты температуры слоя воздуха с адиабатическим градиентом, можно сделать вывод о степени устойчивости атмосферы и характере вертикальных перемещений объемов воздуха.

Влажноадиабатический градиент. Между адиабатическим *подъемом* сухого и влажного воздуха имеется принципиальное отличие.

Адиабатический подъем сухого воздуха ведет только к падению температуры в нем. Если же поднимается влажный ненасыщенный воздух, то вместе с адиабатическим понижением температуры (участок 1 графика на рис. 9) содержащийся в воздухе водяной пар постепенно приближается к состоянию насыщения, достигает которой на уровне конденсации z_k .

При дальнейшем подъеме влажный насыщенный воздух охлаждается по *влажноадиабатическому* закону. В нем происходит конденсация избыточного количества водяного пара, вследствие чего выделяется теплота конденсации. Выделение этой теплоты идет на совершение части работы расширения поднимающегося воздуха. Тем самым оно замедляет понижение температуры при подъеме (участок 2 графика на рис. 9). Таким образом, влажноадиабатический градиент температуры всегда меньше сухоадиабатического. Температура падает тем медленнее, чем больше влагосодержание воздуха в состоянии насыщения. С ростом высоты количество водяного пара становится меньше, влажноадиабатический градиент приближается к сухоадиабатическому, а наклон влажной адиабаты 2 (см. рис. 9) приближается к наклону сухой адиабаты 1.

При опускании насыщенного воздуха, не содержащего продукты конденсации, температура в нем растет по сухоадиабатическому закону на $0,98^\circ\text{C}$ на каждые 100 м. Если опускается насыщенный воздух, содержащий влагу, нагревание воздуха сопровождается испарением. Затраты энергии на процесс испарения приводят к замедлению нагревания объема воздуха, т.е. температура растет медленнее, чем при сухоадиабатическом опускании.

Адиабатические процессы объясняют многие свойства климата. Например, природу теплого горного ветра — фёна. Рис. 10 [4] иллюстрирует возникновение фена, а также адиабатические (участки Γ_a

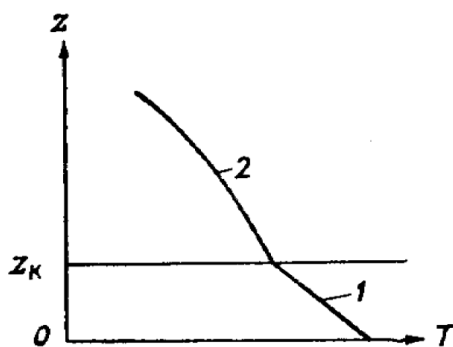


Рис. 9. Изменение температуры влажного воздуха с высотой:

1 — сухая адиабата; 2 — влажная адиабата

на графике) и влажноадиабатические (участок Γ_s на графике) процессы, происходящие при переваливании влажного воздуха через горный хребет.

В отличие от сухоадиабатического градиента, который практически постоянен, влажноадиабатический градиент изменяется в зависимости от температуры и давления. Рост температуры приводит к уменьшению, а рост давления — к увеличению влажноадиабатического градиента температуры (табл. 6).

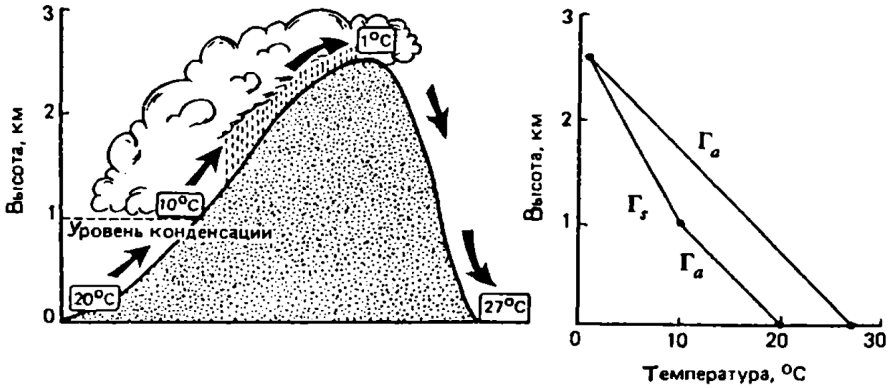


Рис. 10. Формирование теплого горного ветра фена [4]

Приняв температуру на уровне моря и на высоте 11 км равными их средним для земного шара значениям 288 и 217 К, получим стандартный, или нормальный, адиабатический вертикальный температурный градиент:

$$\text{grad}_{\text{ст}} T = \frac{\Delta T}{\Delta Z} = \frac{217 - 288}{11000 - 0} = 0,00645 \text{ К/м.} \quad (29)$$

В реальной атмосфере вертикальный градиент температуры может изменяться в широких пределах. Нередки инверсии температуры, когда наблюдается отрицательный градиент. Наибольшая изменчивость отличает пограничный слой атмосферы, где ярко выражены локальные (местные) неоднородности в распределении метеовеличин.

Таблица 6

Значения влажноадиабатического градиента для некоторых значений температуры и давления (°C/100 м) [1]

Давление p , гПа	Температура t , °C				
	-40	-20	0	+20	+40
1000	0,950	0,856	0,658	0,435	0,315
800	0,944	0,831	0,614	0,398	0,294
600	0,934	0,793	0,557	0,356	0,270
400	0,914	0,730	0,478	0,307	0,243

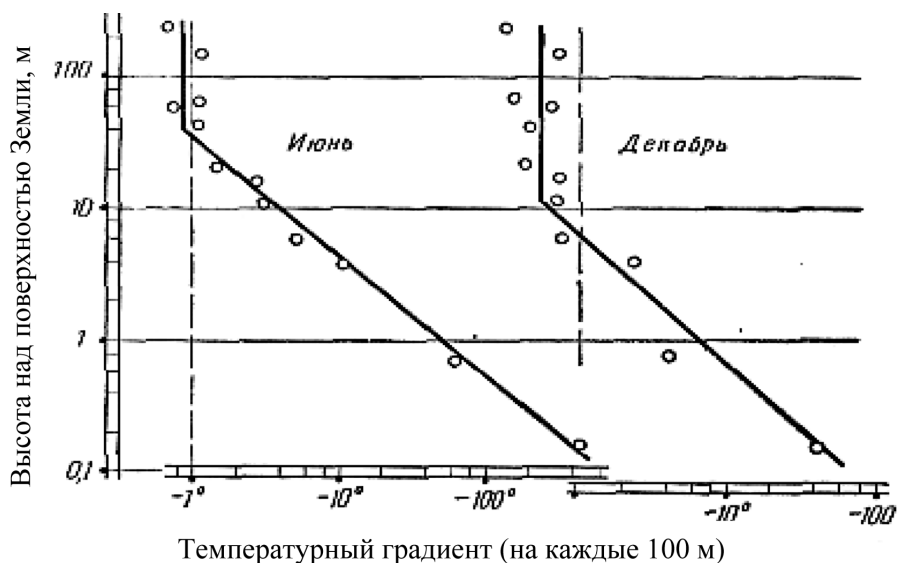


Рис. 11. Изменение градиента температуры с высотой [5]

Изменение температурного градиента с высотой. На рис. 11 показан график вертикального распределения среднего градиента температуры в июне и декабре. Согласно графикам (см. рис. 11), устойчивая тенденция уменьшения среднего вертикального температурного градиента с высотой наблюдается летом в нижнем 40-метровом слое, зимой — в нижнем 12-метровом слое. Прерывистой линией отмечен сухадиабатический градиент.

Фактическое изменение температурного градиента с высотой зависит от теплофизических свойств подстилающей поверхности, характера теплообмена и динамики расчетного слоя воздуха и отличается большим разнообразием.

Горизонтальный градиент температуры

Наличие горизонтальных градиентов температуры сказывается на точности измерений в плановых геодезических сетях. В *угловых* измерениях горизонтальный градиент температуры — ключевой фактор формирования полей боковой рефракции. В *линейных* измерениях горизонтальный градиент температуры в направлении распространения сигнала приводит к ошибке определения показателя преломления.

В зависимости от характера и механизма возникновения различают широтные, синоптические, региональные и местные горизонтальные градиенты температуры (табл. 7). Распределение прихода солнечной радиации на земном шаре формирует *широтные* градиенты температуры. Широтные градиенты определяют зональность глобального поля температуры. *Региональные* градиенты возникают на границе раздела резко отличающихся теплофизическими свойствами обширных поверхностей (береговая линия морей и океанов, предгорья крупных горных систем и т.п.). Широтные и региональные градиенты обнаруживаются при анализе многолетних данных о распределении температуры на Земле.

В *линейных измерениях* на расстоянии 5 км (дальность действия электронных тахеометров) региональный градиент температуры порядка 10^{-4} (см. табл. 7) приведет к ошибке определения показателя преломления, равной 10^{-4} N-ед (см. табл. 3), соответствующая ошибка определения расстояния, согласно формуле (9), равна:

$$\Delta D = \pm D \cdot \Delta n = \pm 5000 \text{ м} \cdot 10^{-4} \cdot 10^{-6} = 0,5 \text{ мм.}$$

Для оценки влияния региональных и широтных градиентов на точность измерения *горизонтальных углов* воспользуемся формулами (22) и (12):

$$\text{grad } n = -1 \cdot 10^{-6} \text{ grad } T = -10^{-6} \cdot 10^{-4} \text{ } ^\circ\text{C/м} = 10^{-4} \text{ N-ед./м.}$$

Тогда

$$r'' = -\frac{\rho'' D}{2} \text{ grad } n = -\frac{206265'' \cdot 5000 \text{ м}}{2} 10^{-4} \cdot 10^{-6} / \text{м} = 0,05''.$$

Результаты вычислений показывают, что учет широтных и региональных градиентов необходим только в протяженных геодезических сетях, где влияние этого вида горизонтальных градиентов температуры скажется в силу его систематического характера.

Синоптические градиенты возникают в зоне атмосферных фронтов, эволюция которых связана с возникновением и перемещением крупных барических образований — циклонов и антициклонов. По величине, степени влияния на геодезические измерения и протяженности района формирования синоптические градиенты сравнимы с региональными, отличие синоптических градиентов от региональных — в быстротечности периода их наблюдения в данной местности.

Т а б л и ц а 7
Горизонтальные градиенты температуры и соответствующие ошибки геодезических измерений [2]

Условия измерений	Высота над подстилающей поверхностью	Время	Градиент, °С/м	Направление градиента	ΔD , в мм	r''
Местные градиенты						
Над берегом реки Днестр, лето, ясно, штиль	1,5 м над берегом, 5,0 м над водой (на одном уровне)	8 ч 14 ч 20 ч	0,004 0,018 0,002	К берегу К реке К берегу		0,4 1,9 0,2
Над границей бетона и травянистого поля аэродрома	1,0 м 1,5 м	(22-23) ч	0,020 0,025	От бетона		2,1 2,6
Над границей редкого сухого леса и болота, лето, штиль, ясно	1,5 м	Днем Ночью	0,10 0,08	К болоту К лесу		10,3 8,3
Вблизи нагретой стены здания, ясно, слабый ветер	0,4 м от стены 1 м от стены	16 ч Полдень	1,7 0,27	От стены От стены		175 28
Региональные градиенты						
В предгорьях Сев. Кавказа			$0,11 \cdot 10^{-4}$	В сторону гор	$0,11 \cdot 10^{-4}$	0,001
Над берегом Ладожского озера	2 м	7 ч 13 ч	$1,54 \cdot 10^{-4}$ $1,45 \cdot 10^{-4}$	К берегу К озеру	$1,54 \cdot 10^{-4}$ $1,45 \cdot 10^{-4}$	0016 0,015
Синоптический градиенты						
Фронтальная зона между теплым и холодным воздухом	В свободной атмосфере		$1,0 \cdot 10^{-4}$		$1,0 \cdot 10^{-4}$	0,010
Широтный градиент						
Среднегодовой широтный градиент	В свободной атмосфере		$0,07 \cdot 10^{-4}$	К северу	$0,07 \cdot 10^{-4}$	0,0007

На формирование *местных (локальных) горизонтальных температурных градиентов* влияют микромасштабные факторы, которые рассмотрим в *Теме 6*. Здесь отметим лишь, что местные градиенты по абсолютной величине превосходят макромасштабные градиенты на порядки и достигают нескольких градусов на метр (см. табл. 7). Их влияние на точность измерения расстояний и горизонтальных углов может быть заметным даже на ограниченных расстояниях и обязательно должно приниматься в расчет при проектировании геодезических сетей. Типичным для местных температурных градиентов является выраженный суточный ход. Например, на границе водоем–суша: днем градиенты направлены в сторону водной поверхности, которая холоднее нагретой береговой линии; ночью — вода, аккумулировавшая за день значительное количество тепла, отдает его вышележащему слою воздуха, как следствие — воздух над водоемом теплее, градиент направлен в сторону берега.

Сказанное выше о горизонтальных градиентах температуры наглядно иллюстрирует табл. 7. В двух последних столбцах приведены соответствующие температурным градиентам значения ошибок определения расстояний ΔD и горизонтальных углов $\Delta\beta=r$ в расчете на 1 км дистанции. Направление градиентов указано в сторону понижения температуры.

Периодические изменения температуры и ее вертикального градиента

Основным источником тепла в нижних слоях атмосферы служит тепло, поступающее от нагретой подстилающей поверхности. Подстилающая поверхность, в свою очередь, нагревается под воздействием солнечной радиации, приток которой имеет ярко выраженный суточный и сезонный ход. Основные механизмы передачи тепла от подстилающей поверхности в вышележащие слои воздуха — *турбулентный теплообмен* (реализуется за счет хаотического перемешивания объемов воздуха), *конвекция* (вертикальные перемещения воздуха вследствие неравномерного нагрева поверхности) и *молекулярная теплопроводность* (тепло передается от одной частицы воздуха к другой). В пограничном слое атмосферы, благодаря развитию турбулентности, тепловой поток от подстилающей поверхности достигает значительных высот. Это приводит к формированию ярко выраженного суточного хода температуры в нижнем 1–1,5-километровом слое.

Суточный ход температуры и ее вертикального градиента. Периодичность в приходе солнечной радиации и соотношении механизмов теплообмена определяет закономерности в суточном ходе *температуры воздуха* (рис. 12) [5]:

максимум температуры вблизи земной поверхности отмечается около 15 ч (не в полдень, когда приход солнечной радиации максимальный, но чрезвычайно развита турбулентность, которая способствует переносу тепла в верхние слои воздуха и выравниванию температуры);

минимум температуры наблюдается в предрассветные часы;

с высотой суточная амплитуда уменьшается, а наступление моментов максимума и минимума запаздывает.

Суточный ход вертикального градиента температуры характеризуется следующими особенностями (рис. 13⁶):

днем преобладает нормальный ход температуры – градиент положительный;

ночью в приземном слое, как правило, формируется инверсия воздуха — градиент отрицательный;

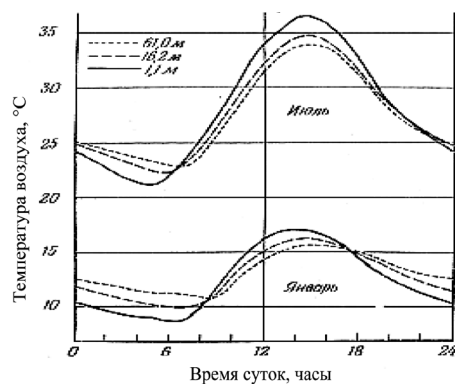


Рис. 12. Суточный ход температуры на трёх различных высотах по многолетним данным [5]

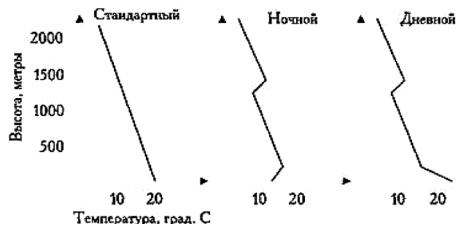


Рис. 13. Зависимость стратификации температуры от времени суток

в утренние и вечерние часы наблюдается смена знака градиента (переход через ноль).

Годовой ход температуры.

Годовые колебания температуры связаны с годовыми изменениями притока тепла от Солнца, зависят от характера подстилающей поверхности, рельефа и высоты места, местной циркуляции воздуха и т.д. Самая незначительная амплитуда годовых колебаний наблюдается в экваториальных и тропических зонах: над океанами — (5–10) °С, а над континентами — (15–20) °С. В умеренных широтах амплитуда колебаний увеличивается и составляет над морями и океанами (10–15) °С, а над материками — (40–50) °С. Максимальная амплитуда колебаний температуры наблюдается в полярных районах и составляет над океанами ~20 °С, над материками — около 70 °С.

⁶ <http://www.bp-tour.ru>

Непериодические изменения температуры

Важную роль в формировании случайных изменений температурного поля играют *синоптическая ситуация*⁷ и облачный покров. Перемещение циклонов и связанных с ними систем фронтов приводит к адвекции (горизонтальному движению) значительных объемов воздуха. Одна воздушная масса сменяет другую, что приводит к перестройке среднего температурного поля. Как правило, отличие в температуре воздушных масс по обе стороны атмосферного фронта составляет (2–3) °С. Собственно прохождение фронта связано с увеличением количества и плотности облачного покрова, выпадением атмосферных осадков.

Облачный покров способствует:

снижению дневной температуры за счет уменьшения притока солнечной радиации;

повышению ночной температуры — развивается «парниковый» эффект, уменьшающий ночное выхолаживание.

Как следствие — уменьшается суточная амплитуда температуры (рис. 14), становятся меньше по абсолютной величине вертикальный градиент температуры и функционально связанный с ним угол рефракции (рис. 15) [6]. При этом среднесуточная температура почти не меняется.

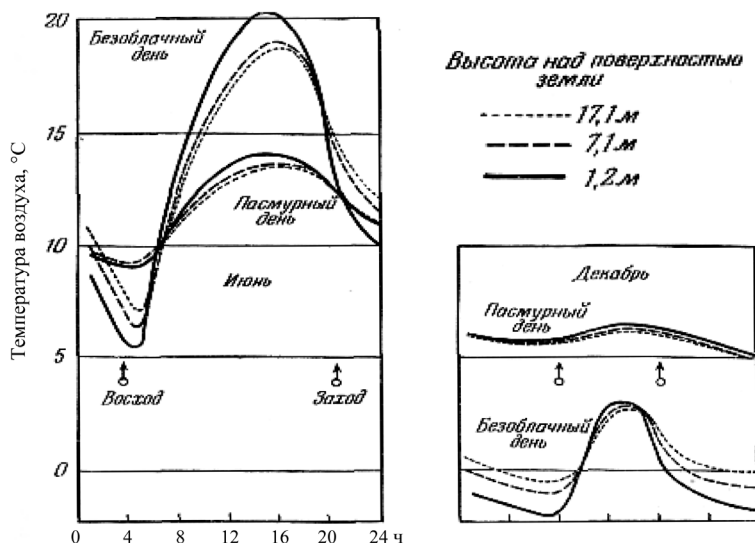


Рис. 14. Зависимость суточного хода температуры от облачности [5]

⁷ Совокупность взаимно связанных воздушных масс, фронтов, циклонов и антициклонов над некоторым участком земной поверхности, определяющая состояние погоды.

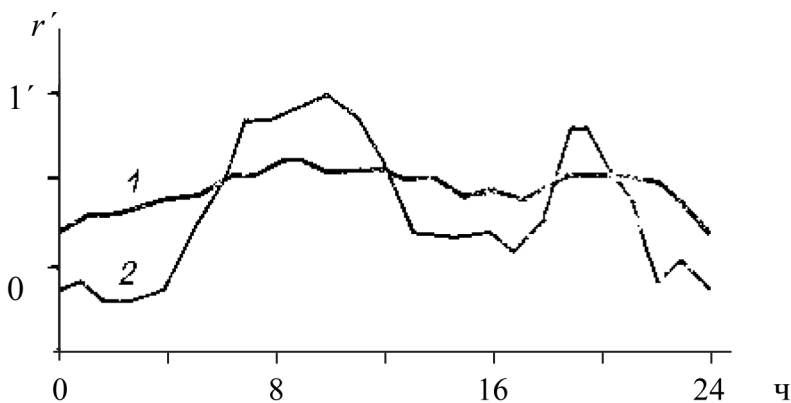


Рис. 15. Средние значения углов рефракции при пасмурной (1) и ясной (2) погоде [6]

Инверсии температуры

В среднем для тропосферы считается нормальным падение температуры с высотой, однако в приземном слое ночные инверсии — не редкость. Анализ градиентных измерений температуры, выполненных на Останкинской телебашне [7], показал, что летом ночью при малооблачной погоде:

- в нижнем 85-метровом слое инверсия наблюдается в 50% случаев;
- в слое 85–253 м число случаев инверсии увеличивается до 78%;
- в слое 253–503 м инверсия встречается в 6 % случаев.

Инверсионный скачок температуры, под которым понимают разность температуры на верхней и нижней границах инверсионного слоя может колебаться от долей градуса до 10–15 °С. Толщина инверсионного слоя — от нескольких десятков до нескольких сотен метров. В зависимости от высоты нижней границы различают приземные и приподнятые инверсии.

По механизму формирования инверсии подразделяют на:

радиационные инверсии — приземные инверсии, которые возникают вследствие радиационного выхолаживания подстилающей поверхности ночью, в результате которого нижний, прилегающий к поверхности, слой оказывается холоднее;

адвективные инверсии (рис. 16) — связаны с прохождением атмосферных фронтов, при прохождении холодного фронта инверсия бывает приподнятой, в зоне теплого фронта наблюдаются как приземная (теплый воздух пришел на холодную подстилающую поверхность), так и приподнятая инверсии;

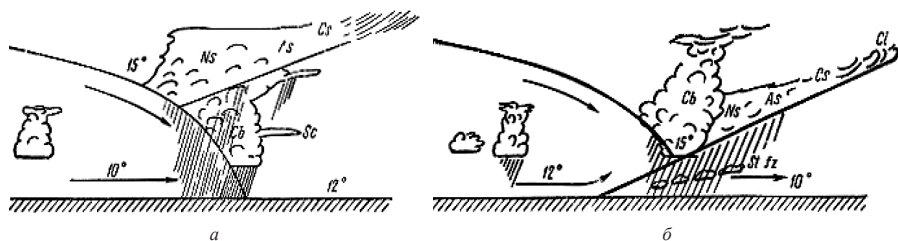


Рис. 16. Инверсия в зоне холодного (а) и тепло (б) фронтов

снежные инверсии — возникают в основном весной над снежным покровом, когда на таяние снега расходуется тепло из прилегающего к нему слоя воздуха;

инверсии **оседания** — приподнятые, наблюдаются в свободной атмосфере, преимущественно в устойчивых антициклонах, связаны с адиабатическим нагревом нисходящего потока воздуха в зоне повышенного давления.

Вопросы для самопроверки

1. Перечислите составляющие радиационного баланса атмосферы.
2. Назовите основные источники тепла в атмосфере.
3. На что расходуется тепло, поступившее в атмосферу?
4. От чего зависит количество прямой, рассеянной и поглощенной радиации в атмосфере?
5. Какую роль играют процессы конденсации и турбулентного теплообмена в тепловом балансе атмосферы?
6. От каких факторов зависят потери тепла в атмосфере?
7. Чему равен сухоадиабатический градиент температуры?
8. Чему равен и на каком основании получен стандартный адиабатический температурный градиент?
9. В каких пределах меняется горизонтальный градиент температуры?
10. Чему равно возможное влияние местных полей боковой рефракции на результаты угловых измерений в плановых геодезических сетях?
11. Перечислите основные закономерности в изменении стратификации температуры в течение суток.
12. Каким образом на формирование полей рефракции влияет облачный покров?
13. Назовите причины возникновения приземной инверсии температуры.

Тема 5. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ВЛАГИ В АТМОСФЕРЕ

В среднем в атмосфере содержится $1,29 \cdot 10^{13}$ т влаги, что эквивалентно слою воды 25,5 мм. Основная масса водяного пара сосредоточена в нижнем 10–12-километровом слое атмосферы. Представление о максимальной влажности атмосферного воздуха дает давление насыщения водяного пара E . Согласно данным табл. 8, при температуре $+30^\circ\text{C}$ парциальное давление водяного пара e не может превысить 42,43 гПа ($e \leq E$), с уменьшением температуры давление насыщения падает, и при температуре количество влаги в атмосфере не превышает 2,86 гПа.

Обсуждая влияние влажности воздуха на точность геодезических измерений, необходимо учитывать рабочий диапазон электромагнитных волн. В отличие от температуры и давления, требования к точности определения которых практически одинаковые в оптическом и радиодиапазонах, влияние влажности воздуха для радиоволн на два порядка больше, чем для световых. При линейных измерениях в *оптическом диапазоне* к изменению показателя преломления на 1 N -ед. приведет изменение влажности на 25 гПа (см. табл. 3). В электронной тахеометрии при измерении расстояний с относительной ошибкой 1/1 000 000 говорить о заметном влиянии влажности при температурах, меньших 20°C , не приходится (см. табл. 8). При наземных линейных измерениях в радиодиапазоне для получения расстояния с такой же точностью (1 мм/км) влажность следует определять со средней квадратической ошибкой 0,23 гПа. *Спутниковые геодезические измерения* выполняют в радиодиапазоне во всей толще атмосферы. Влияние содержащегося в атмосфере водяного пара на точность измерения расстояния до спутника, расположенного в зените (зенитная влажная тропосферная задержка), составляет от нескольких см до нескольких дм. Уменьшение угла α возвышения спутника над горизонтом приведет к увеличению влажной зенитной тропосферной задержки примерно обратно пропорциональному $\sin \alpha$ и может достигать до нескольких метров.

Единственный *источник влаги в атмосфере* — водяной пар, испарившийся с земной поверхности. Интенсивность испарения зависит от:

температуры и влажности земной поверхности — с теплой и влажной поверхности влага испаряется активней;

температуры и влажности прилегающего слоя воздуха — теплый и сухой воздух может принять большее количество водяного пара;

характера движений воздуха — турбулентное перемешивание, ветер, конвекция способствуют замене влажного воздуха новыми порциями с большим дефицитом влажности.

Давление насыщения водяного пара [1]

Температура, °С	–30	–20	–10	0	+10	+20	+30
<i>E</i> , гПа	0,51	1,25	2,86	6,11	12,27	23,37	42,43

Закономерности в распределении влажности

Зависимость интенсивности испарения от температуры объясняет *зональный характер* распределения *абсолютной* влажности. Содержание влаги в атмосферном воздухе убывает по направлению к полюсам с 18–20 гПа на экваторе до 1–2 гПа в приполярных районах.

В отличие от абсолютной влажности *относительная* влажность изменяется мало. На широтах 0–10° относительная влажность составляет максимум 85%, на широтах 60–70° — 80%. Понижение относительной влажности до наблюдается в тропиках обоих полушарий на широтах 30–40°.

Как правило, *с высотой* абсолютная влажность воздуха падает, что объясняется увеличением расстояния до земной поверхности, поставляющей водяной пар в атмосферу. Основной механизм передачи влаги в верхние слои атмосферы — турбулентный обмен. В приземном слое турбулентный поток водяного пара постоянен. В вышележащих слоях атмосферы парциальное давление водяного пара с высотой убывает в 4–5 раз быстрее, чем атмосферное давление. Уже на высоте 6 км парциальное давление водяного пара в 9–10 раз меньше, чем на уровне моря. Объясняется эта закономерность уменьшением интенсивности турбулентного обмена и активизацией процесса конденсации водяного пара. Последняя связана с падением температуры и уменьшением количества влаги, необходимого для насыщения воздуха. Иногда наблюдаются *инверсии* (рост с высотой) абсолютной влажности. *Приземные* инверсии влажности связаны с приземными инверсиями температуры. *Приподнятые* инверсии наблюдаются в слоях облакообразования.

Тесная связь между влажностью и температурой объясняет существование выраженного *суточного* и *годового хода* влажности, в целом повторяющего характер периодических изменений температуры.

Туманы

Конденсация водяного пара в *приземном слое* атмосферы приводит к формированию *тумана* и *дымки*, которые представляют собой совокупность взвешенных в воздухе капель воды и (или) кристаллов льда. Отличаются эти атмосферные явления дальностью видимости (табл. 9).

Виды тумана в зависимости от дальности видимости [1]

Вид тумана	Дальность видимости
Сильный туман	< 50 м
Умеренный туман	(50–500) м
Слабый туман	(500–1000) м
Сильная дымка	1–2 км
Умеренная дымка	2–4 км
Слабая дымка	4–10 км

Конденсация водяного пара в приземном слое связана с двумя процессами: понижением температуры и увеличением содержания водяного пара. Понижение температуры может быть вызвано:

адвективным, турбулентным и молекулярным переносом;
радиационным выхолаживанием;

адиабатическим расширением массы воздуха при ее вертикальных перемещениях.

К увеличению влагосодержания приводит:

испарение с подстилающей поверхности;

адвективный, турбулентный и молекулярный перенос водяного пара.

В зависимости от основного фактора формирования выделяют:

1. **Туманы охлаждения**, связанные с понижением температуры воздуха, к ним относятся:

адвективные туманы, вызванные приходом теплого влажного воздуха на холодную подстилающую поверхность: температура прилегающих к земной поверхности масс воздуха понижается, формируется приземная инверсия температуры, в толще которой начинается процесс конденсации; благоприятные для формирования адвективного тумана условия возникают в любое время суток в пасмурную погоду, в теплом секторе циклона, над водоемами вблизи береговой линии;

радиационные туманы, возникающие при радиационном охлаждении воздуха до точки росы, формируются, как правило, ночью, в безоблачную погоду, в антициклонах;

туманы восхождения, вызванные адиабатическим охлаждением воздуха при его поднятии, возникают на склонах;

2. **Туманы испарения**, связанные с увеличением испарения с подстилающей поверхности, формируются над теплой водной поверхностью вследствие адвективного переноса холодного воздуха.

На качестве геодезических измерений туман и дымка сказываются как непосредственно:

наличие взвешенных капель воды и частиц льда влияет на интенсивность принимаемого электромагнитного сигнала и точность визирования;

увеличение влажности приводит к росту показателя преломления; так и косвенно:

снижается приход солнечной радиации к подстилающей поверхности, как следствие, вертикальные и горизонтальные неоднородности в распределении показателя преломления в приземном слое атмосферы выражены меньше, рефракционные поля разрушаются.

В целом, влияние тумана и дымки на геодезические измерения является негативным. При планировании геодезических работ следует учитывать благоприятствующие формированию туманов региональные особенности (водоемы, орografiю) и синоптическую ситуацию, что позволит рационально организовать процесс измерений.

Облака

Облака, как и туманы, представляют собой совокупность взвешенных в атмосферном воздухе капель воды и (или) частиц льда. В отличие от тумана, облака приподняты над поверхностью земли. Основная масса облачности формируется в тропосфере. Изредка наблюдаются перламутровые (на высоте 20–25 км) и серебристые (на высоте 70–80 км) облака.

Облачность — один из основных погодообразующих факторов. От нее зависит приход солнечной радиации, соотношение составляющих теплового и радиационного баланса, возникновение атмосферных осадков. Негативное влияние облачности на геодезические измерения проявляется в ухудшении видимости (в условиях плотной сплошной облачности, при выпадении осадков). С другой стороны, наличие облачного покрова приводит к уменьшению горизонтальных и вертикальных градиентов температуры воздуха, что облегчает учет влияния атмосферы в линейных измерениях и уменьшает влияние рефракции на результаты угловых измерений.

Возникает облачность вследствие конденсации и сублимации водяного пара в атмосфере, вызванной, как правило, понижением температуры до точки росы. В зависимости от фактора формирования различают⁸: конвективные облака; волнистые облака; облака восходящего скольжения; облака турбулентного перемешивания.

Конвективная (кучевообразная) облачность сильно развита по вертикали, представляет собой изолированные облачные массы, формируется посредством термической или динамической конвекции. *Термическая*

⁸ <https://ru.wikipedia.org/wiki/Облака>

конвекция возникает вследствие неравномерного нагрева масс воздуха. Более теплый воздух поднимается вверх. До уровня конденсации он охлаждается по сухой адиабате, затем скорость падения температуры становится меньше за счет выделяемого при конденсации тепла. Условия для конвективного движения существуют вплоть до выравнивания температуры поднимающейся частицы и окружающего ее воздуха. Однако по инерции движение продолжается несколько выше — до уровня свободной конвекции. Уровень конденсации совпадает с нижней границей конвективной облачности, уровень свободной конвекции равен ее верхней границе. *Динамическая конвекция* развивается в горах и связана с вынужденным подъемом воздуха по склону.

Волнистые облака. В атмосфере наблюдаются волновые движения воздуха разного происхождения, разной длины и амплитуды. Формирование волновых движений может быть связано с синоптической ситуацией и обтеканием орографических препятствий (волны препятствий). Нисходящие потоки воздуха в *антициклонах* способствуют формированию приподнятой инверсии, на нижней границе которой формируются воздушные волны. При подъеме на гребень воздушной волны воздух охлаждается, при опускании в ложбину — нагревается. Охлаждение воздуха при подъеме может привести к конденсации содержащегося в нем водяного пара и формированию облачности, при опускании воздух нагревается, в облаках образуются просветы. Аналогичные процессы наблюдаются на гребнях и в ложбинах *волн препятствий*. Волнистые облака представляют собой валы и гряды, горизонтальные размеры которых — десятки и сотни километров. Вертикальная протяженность волнистой облачности сравнительно невелика — несколько десятков или сотен метров, изредка — до 2–3 км и больше.

Облака восходящего скольжения (слоистообразные облака) отличаются большим развитием по горизонтали в сравнении с вертикальными размерами, типичны для зоны теплого атмосферного фронта, простираются вдоль линии фронта иногда на несколько тысяч километров, достигая в ширину сотен километров, а по толщине — нескольких километров. Формирование слоистообразной облачности связано с понижением температуры воздуха: в зоне теплого атмосферного фронта теплый воздух, медленно поднимаясь по клину холодного воздуха, адиабатически охлаждается до точки росы, а содержащийся в нем водяной пар конденсируется.

Облака турбулентного перемешивания формируются при усилении ветра, вследствие которого активизируется турбулентное движение воздуха. Многие авторы объединяют этот вид облачности с волнистыми облаками в один тип — волнистообразные облака [1]. Турбулентные движения способствуют переносу водяного пара от подстилающей поверх-

ности, а также адиабатическому охлаждению поднимающегося воздуха. Повышение абсолютной влажности и понижение температуры создают условия, благоприятные для конденсации водяного пара и возникновения облачности. Вторая причина возникновения облаков турбулентного перемешивания связана с переходом в облачность тумана, поднятого вверх турбулентными движениями воздуха.

Условия формирования в значительной степени определяют внешний вид и структуру облачности, что позволяет связать *морфологическую* (по внешнему виду) (рис. 17) и приведенную выше *генетическую* классификации облачности (табл. 10).



Рис. 17. Основные виды облачности в соответствии с морфологической классификацией

Т а б л и ц а 1 0

Виды облачности

Тип облачности в генетической классификации	Род облачности в морфологической классификации
Конвективные облака	Кучевые (Cumulus, <i>Cu</i>) Кучево-дождевые (Cumulonimbus, <i>Cb</i>)
Волнистые облака	Перисто-кучевые (Cirrocumulus, <i>Cc</i>) Высококучевые (Altiocumulus, <i>Ac</i>) Слоисто-кучевые (Stratocumulus, <i>Sc</i>)
Облака восходящего скольжения	Перистые (Cirrus, <i>Ci</i>) Перисто-слоистые (Cirrostratus, <i>Cs</i>) Высокослоистые (Altostratus, <i>As</i>) Слоисто-дождевые (Nimbostratus, <i>Ns</i>)
Облака турбулентного перемешивания	Слоистые (Stratus, <i>St</i>)

Осадки

Под осадками понимают воду в жидком или твердом состоянии, выпадающую из облаков или осаждающуюся из воздуха на поверхности земли и на предметах.

Среди осадков, выпадающих из облаков, по интенсивности выделяют:

обложные осадки — равномерные, продолжительные по времени, выпадают из слоисто-дождевых облаков;

ливневые осадки — характеризуются быстрым изменением интенсивности и непродолжительностью. Они выпадают из кучево-дождевых облаков в виде дождя, нередко с градом;

морозящие осадки — в виде мороси выпадают из слоистых и слоисто-кучевых облаков.

По происхождению осадки, выпадающие из облаков, разделяют на: *конвективные осадки* формируются в условиях интенсивных нагрева и испарения (Рис. 18, а);

фронтальные осадки образуются в зоне атмосферных фронтов (Рисунок 18, б);

орографические осадки выпадают на наветренных склонах гор (Рис. 18, в).

Основные формы осадков. Условия и механизм формирования осадков определяют их характерные внешние признаки.

Из облаков выпадают:

дождь — жидкие осадки в виде капель диаметром 0,5–5 мм;

морось отличается от дождя диаметром капель (до 0,5 мм), капли настолько мелкие, что не образуют круги на поверхности луж;

снег — твердые осадки в виде снежных кристаллов или хлопьев;

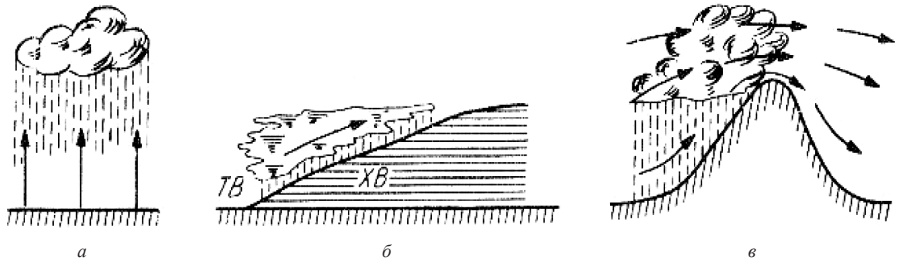


Рис. 18. Происхождение осадков⁹

⁹ <http://www.geo-site.ru/>

град — твердые осадки в виде кусочков льда, наблюдаются в теплое время года.

Образуются на поверхности земли и предметов:

роса — капли воды, образующиеся в теплое время года на поверхности земли и предметов при конденсации содержащейся в воздухе влаги;

иней в отличие от росы представляет собой твердый кристаллический осадок, образующийся при отрицательных температурах;

гололед представляет собой продукт намерзания выпавших из облаков осадков на поверхности земли и предметов.

Вопросы для самопроверки

1. От чего зависит максимально возможное содержание влаги в атмосферном воздухе?

2. В каком виде геодезических измерений учет влажности обязателен?

3. Назовите источник водяного пара в атмосфере.

4. От чего зависит интенсивность испарения?

5. Как изменяется содержание водяного пара с широтой?

6. Как влияет высота на влажность атмосферного воздуха?

7. В каких случаях формируется инверсия влажности?

8. Чем туман отличается от дымки?

9. На какие виды подразделяют туманы в зависимости от фактора формирования?

10. Охарактеризуйте влияние туманов на геодезические измерения.

11. Чем облачность отличается от туманов?

12. Как сказывается облачность на точности геодезических измерений?

13. Как разделяется облачность на виды по происхождению?

14. Назовите основные виды облаков в морфологической классификации.

15. Охарактеризуйте три основных механизма образования осадков.

16. Перечислите основные формы осадков.

Тема 6. ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ МИКРОМАСШТАБНЫХ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ

Ранее уже было отмечено, что проблема учета влияния атмосферы возникает вследствие *неоднородности* атмосферы. Если бы температура, давление и влажность вдоль визирной линии не менялись, то для учета влияния атмосферы в линейных измерениях можно было бы ограничиться измерением температуры, давления и влажности в точке стояния прибора (современные полевые метеодатчики вполне удовлетворяют требованиям к точности, предъявляемым в *линейных* геодезических измерениях). *Угловая* рефракция в однородных средах не возникает вовсе.

В реальной атмосфере значения метеовеличин меняются от точки к точке. В ряде случаев это изменение пренебрежимо мало, в других — случайные флуктуации значений показателя преломления компенсируются на протяжении измеряемой дистанции. В *Теме 6* обсудим те факторы, которые приведут к возникновению значимых, с точки зрения точности геодезических измерений, градиентов метеовеличин и показателя преломления на ограниченных расстояниях, сравнимых с дальностью действия современных наземных геодезических средств измерений.

Микромасштабные поля метеорологических величин и показателя преломления. Следует различать *макромасштабные* и *местные* (микромасштабные) поля показателя преломления. Макромасштабные поля формируются под воздействием таких факторов, как географическая широта места, характер вращения Земли вокруг Солнца и своей оси, материка, океаны, значительные по площади горные системы, образование и перемещение крупных барических образований, воздушных масс и ряда других. Влияние больших полей на результаты геодезических измерений, как правило, на порядок меньше, чем местных, имеет систематический характер и легче поддается учету. Под воздействием *глобальных* и *региональных* факторов, перечисленных выше, формируются общие закономерности в распределении температуры, давления и влажности, которые были изложены в *Темах 3–5*.

Под *местными* (локальными) будем понимать факторы, влияние которых ограничено по вертикали толщиной нижнего *пограничного* слоя атмосферы, а по горизонтали — несколькими километрами (дальность действия современных электронных тахеометров). Поля метеорологических величин и показателя преломления, которые сформировались под влиянием местных факторов, будем называть *микромасштабными*.

Пограничным слоем или слоем трения называют прилегающий к земле слой атмосферы, в котором вследствие шероховатости земной

поверхности наблюдается интенсивное турбулентное перемешивание. Турбулентным перемешиванием объясняется тот факт, что климат этого слоя атмосферы формируется под определяющим влиянием подстилающей поверхности. Именно в этом слое ярко выражен суточный ход метеовеличин. Толщина пограничного слоя зависит от стратификации воздуха, скорости ветра, времени суток и пр. и составляет в среднем около 1 км.

Факторы формирования местных метеорологических полей. Выделим *основные факторы*, отвечающие за распределение температуры, давления и влажности в нижнем слое атмосферы.

Температура зависит от: притока солнечной радиации к подстилающей поверхности; соотношения составляющих теплового и радиационного баланса подстилающей поверхности; механизма передачи тепла в верхние слои воздуха.

Влажность зависит от: интенсивности испарения с земной поверхности; механизма передачи влаги в верхние слои воздуха.

Давление зависит от развития и перемещения крупных барических образований.

Обсудим причины, по которым эти факторы могут претерпевать заметное изменение на ограниченных расстояниях, сравнимых с размером микромасштабных метеорологических полей.

Приток солнечной радиации к подстилающей поверхности зависит от солнечной активности, широты места, времени суток и года, количества и плотности облачного покрова, запыленности и рельефа. Рельеф влияет на приток солнечной радиации через наклон и ориентацию склонов относительно прямых солнечных лучей. Из перечисленных факторов только рельеф может существенно изменяться на ограниченных расстояниях, что позволяет отнести его к факторам формирования местных метеорологических полей.

Количественные соотношения основных составляющих теплового и радиационного балансов подстилающей поверхности зависят от ее альбедо (отражательной способности), излучательной способности, теплоемкости и теплопроводности. Значения теплофизических и радиационных характеристик зависят от химического состава почвы, ее шероховатости, физического состояния и растительного покрова. На отражательной способности сказываются цвет, шероховатость и влажность (через изменение цвета) почвы, высота, цвет и плотность растительного покрова. Теплоемкость и теплопроводность растут с увеличением влажности и плотности почвы.

Механизм передачи тепла в верхние слои воздуха зависит от интенсивности и соотношения основных механизмов теплообмена — турбу-

лентности, конвекции и молекулярной теплопроводности. На *турбулентность* воздуха влияют его температура и скорость ветра. Повышение температуры и усиление ветра приводят к преобладанию турбулентного типа теплопередачи. На скорость и направление ветра влияют как макромасштабные факторы, к которым можно отнести величину и направление барических градиентов, время суток, так и местные факторы — рельеф, шероховатость подстилающей поверхности, растительный покров (через изменение шероховатости). Наличие орографических препятствий приводит к перестройке поля ветра. Шероховатость, более всего зависящая от высоты растительного покрова и его плотности, изменяет вертикальный профиль ветра. *Конвекция* возникает вследствие неравномерного нагрева подстилающей поверхности и целиком определяется влиянием местных факторов: характера подстилающей поверхности и растительного покрова, их физического состояния, рельефа.

Интенсивность испарения зависит от температуры и влажности подстилающей поверхности, а также дефицита водяного пара в нижнем слое, который определяется влажностью и температурой воздуха. Ветер способствует горизонтальному переносу влаги и замене насыщенного водяным паром воздуха более сухим. Благодаря турбулентности, влага уносится вверх. Покрытая растительностью почва всегда сохраняет некоторое количество влаги, даже в отсутствие осадков.

Развитие и перемещение крупных барических образований зависит от термодинамических процессов, протекающих в значительной толще атмосферы на больших по площади пространствах.

Следует отметить, что при всем кажущемся разнообразии перечисленных факторов формирования *местных* полей показателя преломления и метеовеличин все они могут быть объединены одним общим понятием — *тип подстилающей поверхности*. Характеризуют тип подстилающей поверхности:

- химический состав почвы;
- физическое состояние почвы (плотность, температура, влажность);
- шероховатость;
- растительный покров (цвет, высота, плотность);
- рельеф (наклон и ориентация склонов относительно солнечных лучей и ветра).

Изменение одной из этих характеристик или их совокупности вдоль визирного луча ведет к изменению показателя преломления и его градиентов. Тип подстилающей поверхности отвечает за формирование *микrokлимата*, под которым будем понимать климат пограничного слоя

атмосферы. Надо отметить, что местные поля *давления* и его вертикального и горизонтального градиентов практически отсутствуют. Заметные, с точки зрения точности геодезических измерений, локальные изменения присущи *температуре, влажности* воздуха, а также их градиентам.

Влияние высоты на изменение показателя преломления и его градиентов вдоль измеряемой дистанции. Если высота визирного луча над подстилающей поверхностью не меняется на всем его протяжении, изменение показателя преломления и его градиентов вдоль траектории можно ожидать только при условии изменения *типа подстилающей поверхности*. В противном случае — изменение параметров атмосферы вдоль траектории неизбежно: и температура, и давление, и влажность зависят от *высоты*.

Подводя итог сказанному, выделим два ключевых фактора, влияющих на изменение показателя преломления и его градиента вдоль визирного луча:

- 1) тип подстилающей поверхности;
- 2) высота траектории.

Вопросы для самопроверки

1. Каковы размеры микромасштабных полей метеовеличин?
2. В чем принципиальное отличие в характере влияния макромасштабных и местных метеорологических полей на геодезические измерения?
3. Перечислите основные факторы формирования поля температуры в нижнем слое атмосферы. Какие из этих факторов могут претерпеть заметные изменения на расстояниях, сравнимых с размерами микромасштабных полей?
4. С чем может быть связано изменение влажности воздуха на ограниченных расстояниях?
5. Изменение какого фактора может привести к заметным изменениям давления вдоль измеряемой дистанции?
6. Назовите два основных фактора формирования микромасштабных метеорологических полей.

Тема 7. МЕТОДЫ УЧЕТА ВЛИЯНИЯ НЕЙТРАЛЬНОЙ АТМОСФЕРЫ, ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ В ГЕОДЕЗИЧЕСКОМ ПРОИЗВОДСТВЕ

Говоря о методах учета влияния атмосферы, остановимся только на тех, которые нашли применение в геодезическом производстве. Все методы имеет смысл разделить на две группы. К первой отнесем методы ослабления влияния атмосферы, ко второй — методы *определения поправок* за влияние атмосферы.

Методы ослабления влияния атмосферы на результаты геодезических измерений

Методы *ослабления* влияния атмосферы опираются на использование статистических закономерностей в пространственном и временном распределении метеовеличин и сводятся к производству измерений там и тогда, где и когда негативное влияние атмосферы на точность геодезических измерений меньше.

Все методы ослабления влияния атмосферы ориентированы на учет общих закономерностей распределения температуры, давления и влажности воздуха и полностью игнорируют влияние местных особенностей. На основании расчетов, выполненных при изучении *Темы 2*, был сделан вывод о том, что определение угла рефракции с требуемой точностью — задача на порядки более сложная, чем определение показателя преломления в линейных измерениях. Этим объясняется тот факт, что методы ослабления влияния атмосферы активно применяют именно в *угловых измерениях*.

Наибольшее влияние на величину угловой рефракции оказывают температурные градиенты. Влияние градиентов давления меньше, а их поведение более стабильно. Влиянием градиента влажности при измерениях в оптическом диапазоне в ряде случаев можно пренебречь. К закономерностям в распределении температурных градиентов, нашедшим отражение в методиках производства геодезических измерений следует отнести:

- 1) уменьшение температурных градиентов с высотой;
- 2) наличие утренней и вечерней изотермии воздуха.

Геометрическое нивелирование. Производство геометрического нивелирования регламентируется Инструкцией по нивелированию I, II, III и IV классов [3], в которой введены следующие ограничения:

длина визирного луча в нивелирных ходах I, II, III и IV классов не должна превышать 50, 75, 100 и 150 м, соответственно;

высота визирного луча над подстилающей поверхностью в нивелирных ходах I, II, III и IV классов не должна быть меньше 80; 50; 30 и 20 см, соответственно;

неравенство расстояний от нивелира до реек на станции в нивелирных ходах I, II, III и IV классов допускают не более 0,5; 1; 2 и 5 м, соответственно.

Все три ограничения позволяют уменьшить негативное влияние целого ряда факторов, в числе которых — вертикальная рефракция. Угол рефракции прямо пропорционален длине дистанции, что обосновывает ограничение длины визирного луча в качестве средства уменьшения влияния рефракции. Второе ограничение опирается на статистические данные, согласно которым вертикальный градиент температуры и функционально связанный с ним угол рефракции уменьшаются с высотой. При условии идентичности типа подстилающей поверхности и высоты визирного луча в направлении на заднюю и переднюю рейку третье ограничение позволяет компенсировать влияние ошибки в отсчетах на переднюю и заднюю рейки, вызванной рефракцией, на результат измерения превышения на станции. Эффективность отмеченных ограничений для целей ослабления влияния рефракции зависит от величины угла рефракции, стратификации температуры, степени неоднородности подстилающей поверхности и рельефа.

Измерение горизонтальных углов в плановых геодезических сетях.

Горизонтальная рефракция и формирующие ее горизонтальные градиенты температуры, как правило, на один-два порядка меньше, чем рефракция и температурные градиенты в вертикальной плоскости. Влияние *макромасштабных* полей рефракции на результаты измерений в рядах триангуляции I класса составляет в среднем около 0,2" на направления длиной 25–30 км. Ослабляется оно в результате уравнивания звеньев за условия азимутов Лапласа. Ошибки в углах и азимутах, обусловленные влиянием *местных* полей рефракции, при неблагоприятных условиях нередко достигают 3–7" и более [8]. Значительные горизонтальные градиенты температуры наблюдаются в непосредственной близости от нагретой стены здания, на границе раздела резко отличающихся подстилающих поверхностей (например, водоем – суша) и т.п. (см. табл. 7).

Используемые в геодезическом производстве методы ослабления влияния горизонтальной рефракции сводятся к производству измерений в периоды утренней и вечерней изотермии воздуха и примыкающие к ним симметричные временные интервалы. В моменты утренней и ве-

черней изотермии воздуха температурные градиенты и угол рефракции переходят через 0 и меняют знак на противоположный. Если выполнить измерения симметрично относительно этого момента и найти среднее значение, влияние рефракции будет в значительной мере ослаблено. Эти периоды называют «выгоднейшим» временем наблюдений.

Время $\tau_{\text{нач}}$ наступления выгоднейших условий при вечерних наблюдениях можно в первом приближении вычислить по формуле [8]

$$\tau_{\text{нач}} = \tau_{\text{зах}} - 2\tau',$$

где $\tau_{\text{зах}}$ — определенное по астрономическому ежегоднику время захода Солнца; τ' — время перехода радиационного баланса через нуль на высоте 2 м над подстилающей поверхностью на данной широте, определенное по графику многолетних значений (рис. 19). Заканчивать наблюдения рекомендуется примерно за полчаса до захода Солнца.

К ограничениям метода измерения горизонтальных углов в периоды, симметричные относительно моментов утренней и вечерней изотермии, следует отнести снижение оперативности геодезических измерений, которые привязаны во времени к непродолжительным периодам «выгоднейшего» времени наблюдений. Утренний период выгоднейшего времени наблюдений много короче, чем вечерний, а иногда и вовсе отсутствует.

Точность такого подхода зависит от точности определения момента изотермии. Изотермия над разными подстилающими поверхностями, на разной высоте наступает в разные периоды времени. В случае неоднородных трасс можно говорить лишь о некотором усредненном времени наступления момента изотермии.

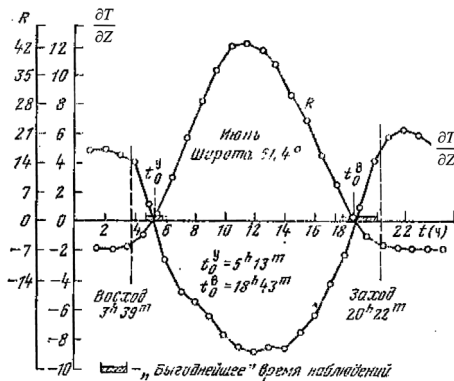


Рис. 19. Графики суточного хода радиационного баланса R и вертикального градиента температуры $\partial T/\partial Z$ (средние за июнь) [8]

Несмотря на перечисленные ограничения, метод измерений на момент изотермии является наиболее удачным решением проблемы ослабления влияния атмосферы на точность измерения горизонтальных углов.

Меры по ослаблению влияния боковой рефракции можно предусмотреть на этапе проектирования плановых геодезических сетей, если придерживаться следующих рекомендаций.

1. Следует избегать расположения протяженных визирных

линий вдоль границы раздела резко отличающихся поверхностей, характеризующейся значительными горизонтальными градиентами температуры (см. табл. 7).

2. По возможности визирные линии следует располагать на некотором удалении от границы раздела поверхностей или по нормали к ней (по мере удаления от границы раздела горизонтальный градиент температуры быстро уменьшается; а на визирной линии, расположенной по нормали к границе раздела, — не влияет на полученный результат).

3. При сходной ориентации смежных направлений относительно факторов формирования боковой рефракции, влияние рефракции на измеренные направления носит систематический характер и ослабляется при вычислении горизонтальных углов.

Тригонометрическое нивелирование. Для учета влияния рефракции на результаты тригонометрического нивелирования в геодезическом производстве используют коэффициент рефракции k , под которым понимают отношение радиуса кривизны Земли R_3 к среднему радиусу кривизны рефракционной кривой $\rho_{\text{ср}}$. В отличие от угла рефракции коэффициент рефракции не зависит от длины траектории:

$$k = \frac{R_3}{\rho_{\text{ср}}} = R_3 \text{grad}_{\text{ср}} n, \quad (30)$$

где $\text{grad}_{\text{ср}} n$ — средний для визирной линии вертикальный градиент показателя преломления.

Поправку h_r в измеренное превышение за влияние рефракции вычисляют по формуле:

$$h_r = -k \frac{D^2}{2R_3}. \quad (31)$$

Ослабить влияние вертикальной рефракции на результаты тригонометрического нивелирования, избежав при этом необходимости определять коэффициент рефракции, позволяет *одновременное двустороннее тригонометрическое нивелирование*. При использовании двустороннего тригонометрического нивелирования превышение измеряют в направлениях «прямо» и «обратно». Искомое превышение $h_{\text{ср}}$ между пунктами 1 и 2¹⁰:

$$h_{\text{ср}} = D \text{tg} \frac{z_{2-1} - z_{1-2}}{2} + \frac{i_1 - i_2}{2} + \frac{u_1 - u_2}{2} + (k_{2-1} - k_{1-2}) \frac{D^2}{4R_3}. \quad (32)$$

¹⁰ Приведена упрощенная формула двустороннего нивелирования, не учитывающая влияние разности высот пунктов 1, 2.

Последний член в формуле (32) представляет собой поправку за влияние вертикальной рефракции. При *одновременном* выполнении двустороннего тригонометрического нивелирования считают, что коэффициенты рефракции в направлении с пункта 1 на пункт 2 и в обратном направлении равны: $k_{1-2} = k_{2-1}$. То есть одновременное двустороннее тригонометрическое нивелирование является эффективным средством ослабления влияния вертикальной рефракции при условии, что . Обсудим причины, по которым это условие может не выполняться.

Коэффициент рефракции связан с углом рефракции формулой:

$$k = -\frac{2r''R_3}{Dc''}. \quad (33)$$

Таким образом, коэффициенты рефракции в направлениях «прямо» и «обратно» отличаются, если отличаются углы рефракции. Согласно формуле (6)

$$r'' = -\frac{c''}{D} \int_0^D \text{grad } n x dx,$$

угол рефракции зависит от:

длины траектории;

градиента $\text{grad } n$ показателя преломления в текущих точках визирного луча;

расстояния x от текущей точки визирного луча до точки стояния прибора.

Равенство длины траектории D в направлениях «прямо» и «обратно» позволяет исключить влияние первого фактора на отличие коэффициентов рефракции. Одновременное выполнение измерений обеспечивает учет временных изменений градиента показателя преломления, т.е. в каждой точке луча на момент измерений «прямо» и «обратно» градиенты показателя преломления можно считать одинаковыми, что исключает влияние второго фактора. Зависимость угла рефракции от третьего фактора проявляется в том, что влияние на конечный результат участков траектории, расположенных ближе к точке стояния прибора, больше. При измерениях в прямом и обратном направлениях прибор устанавливается на разных концах визирной линии. Т.е., несмотря на равенство градиентов показателя преломления в отдельных точках луча, результирующее значение угла рефракции в направлениях «прямо» и «обратно» может отличаться, потому что для одной и той же точки луча при измерениях в прямом и обратном направлениях ее вес (вклад в конечный результат) будет различным. Коэффициент при $\text{grad } n$ в направлении «прямо» равен x/D , в направлении «обратно» $(D-x)/D$

Вывод: одновременное двустороннее тригонометрическое нивелирование позволяет эффективно ослаблять влияние вертикальной рефракции при условии *симметричности трассы*.

То есть атмосферные условия на участках траектории, расположенных симметрично относительно ее середины, должны быть идентичными. С учетом ограниченных расстояний (дальность действия используемых в тригонометрическом нивелировании наземных геодезических приборов) пространственные изменения градиента показателя преломления вдоль визирного луча обусловлены изменением факторов формирования микромасштабных полей метеовеличин:

типа подстилающей поверхности;
высоты визирного луча.

Если изменение этих факторов вдоль визирного луча имеет симметричный характер, коэффициенты рефракции в прямом и обратном направлениях будут равны. На рис. 20, а показана трасса, характеризуемая симметричным расположением подстилающих поверхностей и симметричным профилем рельефа. В случае, представленном на рис. 20, б, отличие в значениях коэффициента рефракции в направлениях прямообратно обусловлено разной высотой визирного луча на ближних к точкам стояния прибора участках траектории. На рис. 20, в угол рефракции в прямом направлении зависит, в первую очередь, от градиента показателя преломления над степной поверхностью, а в обратном направлении больше влияние орошаемой пашни.

Обеспечив при одновременном двустороннем тригонометрическом нивелировании условия, близкие к представленным на рис. 20, а, можно получить превышение, практически свободное от влияния вертикальной рефракции. При условии симметричности трассы этот метод является наиболее эффективным и практически единственным надежным средством передачи отметки через водное препятствие.

Спутниковые измерения. В геодезии нашли применение *относительный и дифференциальный методы* спутниковых измерений [9]. В обоих случаях для повышения точности спутникового позиционирования наблюдения производят одновременно двумя спутниковыми приемниками. При дифференциальных измерениях один из приемников устанавливают на пункте с известными координатами (базовая станция), отличие между измеренными и точными координатами базовой станции (дифференциальные поправки) используют для уточнения результатов измерений на определяемом пункте. При относительных измерениях вычисляют приращения координат между базовой и определяемой станциями.

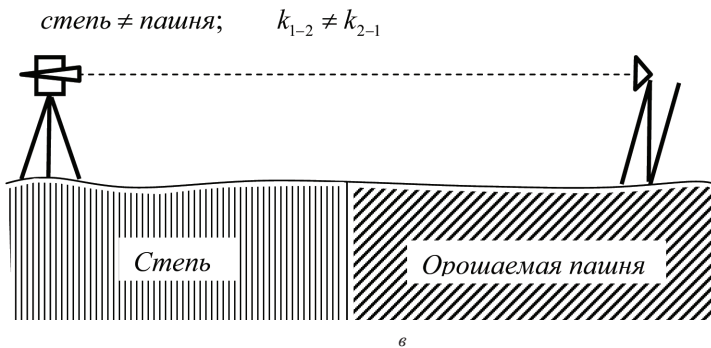
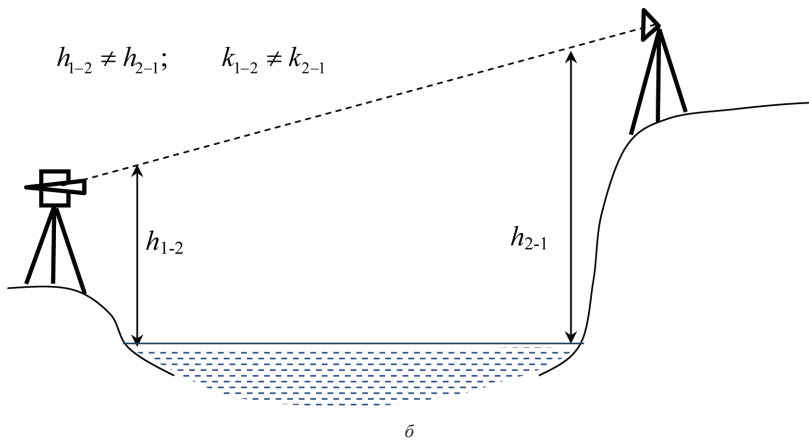
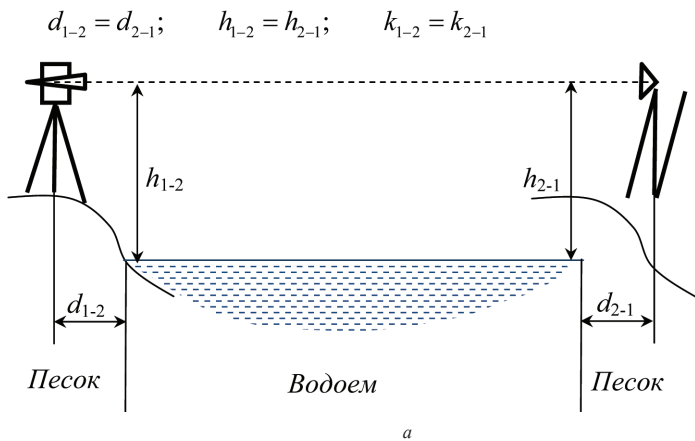


Рис. 20. Влияние высоты визирного луча и характера подстилающей поверхности на эффективность одновременного двустороннего тригонометрического нивелирования

В обоих случаях исключается влияние источников ошибок, идентичных для обоих спутниковых приемников. Относительный и дифференциальный методы спутниковых измерений можно рассматривать как средство ослабления влияния атмосферы на точность спутниковых измерений. Их эффективность зависит от сходства атмосферных условий, сформировавшихся в месте расположения базовой и определяемой станций.

Методы определения поправок за влияние атмосферы

Тригонометрическое нивелирование. Поправку в измеренное превышение за влияние вертикальной рефракции вычисляют по формуле (31).

Согласно формуле (30) коэффициент рефракции k зависит от радиуса кривизны рефракционной кривой и градиента показателя преломления:

$$k = \frac{R_3}{c_{cp}} = R_3 \text{grad}_{cp} n.$$

Для определения поправки за рефракцию с точностью 5 мм/км (случайная средняя квадратическая ошибка определения превышения в геометрическом нивелировании III класса) коэффициент рефракции следует определять с точностью

$$m_{hr} = m_k \frac{D^2}{2R_3} \Rightarrow m_k = m_{hr} \frac{2 \cdot R_3}{D^2} = 5 \cdot 10^{-3} \text{ м} \frac{2 \cdot 6371 \cdot 10^3 \text{ м}}{(10^3 \text{ м})^2} = 0,06. \quad (34)$$

Для обеспечения такой точности средний градиент показателя преломления должен быть известен со средней квадратической ошибкой

$$m_k = R_3 m_{\text{grad}_{cp} n} \Rightarrow m_{\text{grad}_{cp} n} = \frac{m_k}{R_3} = \frac{0,06}{6371000 \text{ м}} = 9,4 \cdot 10^{-9} / \text{м},$$

а градиенты температуры, давления и влажности — со средними квадратическими ошибками 0,006°C/м, 0,019 гПа/м и 0,14 гПа/м, соответственно (см. *Задачу 4*). Как видим, требования очень жесткие, они на порядок превышают точностные возможности современных полевых метеорологических датчиков.

В практике геодезического производства при расчете поправки за влияние вертикальной рефракции принято заменять фактическое значение коэффициента рефракции $k_{\text{факт}}$ его стандартным значением $k_{\text{ст}}$, характеризующим некоторое среднестатистическое состояние атмосферы.

Средний радиус кривизны рефракционной кривой равен семи радиусам Земли. Соответствующее значение коэффициента рефракции

$$k_{\text{ст}} = \frac{R_3}{c_{\text{ср}}} = \frac{1}{7} \approx 0,14$$

и называют *стандартным коэффициентом рефракции*. В программном обеспечении электронных тахеометров при обработке тригонометрического нивелирования используют, как правило, $k=+(0,13-0,14)$.

В реальной атмосфере коэффициент рефракции принимает значения от -6 до $+6^{11}$, т.е. фактический коэффициент рефракции может отличаться от его стандартного значения на величину в несколько десятков раз превышающую требования, предъявляемые в нивелировании III класса (см. формулу (34)).

Как правило, коэффициент рефракции равен его стандартному значению в течение получаса утром и вечером. Летом в дневные часы в ближнем приземном слое формируются условия, при которых коэффициент рефракции становится отрицательным (визирный луч пригибается к земле). В этом случае введение поправок, вычисленных с использованием стандартного коэффициента рефракции, приведет к снижению точности высотных измерений.

Данные, приведенные на рис. 21, дают представление об эффективности использования стандартного коэффициента рефракции. Здесь показаны превышения, измеренные методом тригонометрического нивелирования в июле в средних широтах по линии длиной около 1650 м, расположенной на средней высоте 4 м над водной поверхностью; точные значения, полученные из геометрического нивелирования и измеренные значения, исправленные за влияние рефракции с помощью стандартного коэффициента рефракции.

Использование стандартного коэффициента рефракции позволило лишь несколько уменьшить негативное влияние рефракции, ошибка определения превышения после введения поправки по формуле (31) доходила до 22 см, что неприемлемо даже в техническом нивелировании.

Наземные линейные измерения. В современном геодезическом производстве наземные линейные измерения, как правило, выполняют посредством электронных тахеометров. В качестве источников излучения в электронных тахеометрах используют лазеры с длиной волны излучения, близкой к (800–900) нм (инфракрасный диапазон).

¹¹ Островский А.Л. Достижения и задачи рефрактометрии // Геопрофи. – 2008. – № 1. – С. 6–

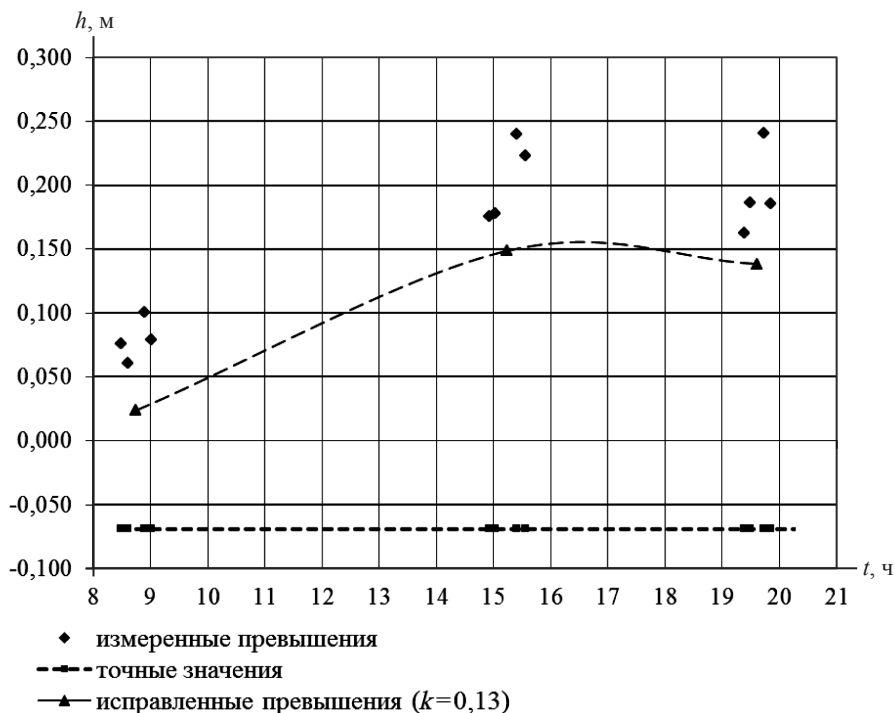


Рис. 21. Эффективность использования стандартного коэффициента рефракции на линии длиной 1650 м

В электронных тахеометрах по умолчанию при расчетах используют значение показателя преломления для данной волны излучения для стандартных условий на уровне моря. Стандарты могут несколько различаться, в модели Международной Стандартной Атмосферы (International Standard Atmosphere, ISA) за стандартные приняты значения температуры $+15^{\circ}\text{C}$, атмосферного давления — 1013,25 гПа и относительной влажности — 0%. При инженерных расчетах используют так называемые «нормальные» значения температуры, атмосферного давления и абсолютной влажности, равные $+20^{\circ}\text{C}$, 1013,25 гПа и 13,33 гПа, соответственно. Подставив эти значения в формулу, подобную формуле (18), получают *нормальное значение индекса преломления*.

Формулы для вычисления нормального индекса преломления отличаются коэффициентами при отношениях $\frac{p}{T}$ и $\frac{e}{T}$, значения коэффициентов зависят от длины волны излучения, генерируемого в данном

тахеометре. Например, в электронном тахеометре Nikon NPL–632 с длиной волны излучения 870 нм, нормальное значение индекса преломления принимают равным 275 *N*-ед, а фактический индекс преломления вычисляют по упрощенной зависимости:

$$N = (n - 1)10^6 = 79,51 \frac{p}{T}. \quad (35)$$

Поправку в измеренное расстояние за отличие фактического состояния атмосферы от стандартных условий обозначают через *ppm* и выражают в мм/км:

$$ppm = N_{\text{норм}} - N,$$

где *N* — значение индекса преломления, вычисленное по фактическим значениям температуры и давления (отличием фактической влажности от ее нормального значения пренебрегают, что оправдано при измерениях в оптическом диапазоне).

Температуру и давление, как правило, определяют только в точке стояния прибора, пренебрегая возможным изменением состояния атмосферы вдоль измеряемой дистанции. Традиционный подход к повышению надежности линейных измерений сводится к увеличению числа пунктов, в которых производят метеорологические измерения. Для обеспечения эффективности такого подхода при выборе числа дополнительных пунктов и места их расположения следует принимать в расчет изменение вдоль измеряемой дистанции двух факторов формирования микромасштабных полей метеовеличин — типа подстилающей поверхности и высоты визирного луча над ней.

Опираясь на изложенный выше материал, сформулируем некоторые *общие рекомендации*, которые позволят в *условиях производства* сделать вывод о целесообразности дополнительных метеоизмерений и помогут рационально их организовать.

1. Для учета изменения высоты визирного луча при линейных измерениях *на наклонных трассах* без всяких дополнительных затрат можно учесть изменение давления, обусловленное его нормальным вертикальным градиентом $grad_{\text{норм}} p = +0,12$ гПа/м.

Для получения расстояния с точностью 1 мм /км показатель преломления следует определять с точностью (см. *Задачу 1*)

$$m_n = \frac{m_D}{D} = \frac{10^{-3} \text{ м}}{10^3 \text{ м}} = 10^{-6} = 1 \text{ } N\text{-ед.} \quad (36)$$

К изменению показателя преломления на 1 *N*-ед., согласно формуле (20) и данным табл. 3, приводит изменение давления на

$$\Delta p = \frac{\Delta N}{\partial N / \partial p} = \frac{1 \cdot 10^{-6}}{0,3 \cdot 10^{-6}} = 3,3 \text{ гПа.} \quad (37)$$

Такое изменение давление наблюдается при изменении ΔZ высоты на

$$\Delta Z = \frac{\Delta p}{\text{grad}_{\text{норм}} p} = \frac{3,3 \text{ гПа}}{0,12 \text{ гПа/м}} = 27,5 \text{ м.} \quad (38)$$

Вывод: для определения наклонной дальности с относительной ошибкой 1/1 000 000 учет изменения давления с высотой необходим в случае, если средняя высота дистанции отличается от высоты точки стояния прибора, в которой измеряли температуру и давление, на 27,5 м (т.е. при перепаде высот между начальной и конечной точками дистанции, равном 55 м).

Используя формулы (36)–(38), можно сделать вывод о целесообразности учета изменения давления с высотой, отталкиваясь от требований к точности линейных измерений, предъявляемых при решении конкретной производственной задачи.

При необходимости в исправленную тахеометром наклонную дальность следует ввести *дополнительную поправку*, равную

$$(\Delta D)_{\text{доп}} = D(\text{км}) \text{ppm}_{\text{доп}}, \quad (39)$$

где

$$\text{ppm}_{\text{доп}} = \Delta Z \text{grad}_{\text{норм}} p 0,3. \quad (40)$$

2. При высоких требованиях к точности линейных измерений и выраженной *неоднородности подстилающей поверхности* необходимы измерения температуры в дополнительных точках. Для вычисления поправки следует использовать среднее для трассы значение температуры. Количество дополнительных метеопунктов, их местоположение зависят от количества и взаимной ориентации представленных подстилающих поверхностей.

К сожалению, сформулировать жесткий математический критерий целесообразности дополнительных измерений температуры, подобный рассмотренному выше, невозможно. Как минимум, следует принимать в расчет следующее:

для получения расстояния с точностью 1 мм на дистанции 1 км, следует учитывать отличие средней для дистанции температуры от измеренной в точке стояния прибора, равное 1°С;

в облачную ветреную погоду горизонтальная неоднородность атмосферы выражена меньше, изменением типа подстилающей поверхности в большинстве случаев можно пренебречь;

при увеличении высоты визирного луча изменение типа подстилающей поверхности сказывается меньше.

При выборе места для размещения дополнительных датчиков температуры следует учитывать геометрию расположения поверхностей вдоль визирного луча:

если конфигурация расположения поверхностей аналогична представленной на рис. 20, *в*, достаточно измерить температуру в конечных точках траектории;

в случае, сходном с представленным на рис. 20, *а* (атмосферные условия в середине дистанции резко отличаются от сформировавшихся в начальной и конечной точках), измерять температуру на концах дистанции не имеет смысла. Усилия должны быть направлены на учет температурного поля на среднем участке трассы.

Спутниковые геодезические измерения. Большую часть пути спутниковый сигнал проходит в вакууме. Затем сигнал входит в *ионосферу*, которая для радиоволн является диспергирующей средой (показатель преломления зависит от длины волны излучения и концентрации заряженных частиц)¹². Дальнейший путь радиосигнал проходит в *нейтральной атмосфере*. Здесь скорость излучения $v_{\text{троп}}$ зависит от физического состояния атмосферы вдоль траектории, которое характеризуют температура, давление и влажность воздуха. Зависимость показателя преломления радиоволн от метеовеличин описывает формула (19). Задержку сигнала в нейтральной атмосфере, несмотря на то, что она включает совокупное влияние тропосферы и стратосферы, принято называть *тропосферной задержкой* $d_{\text{троп}}$:

$$D_{\text{вак}} = c\tau_{\text{троп}} > D_{\text{троп}} = v_{\text{троп}} \tau_{\text{троп}}; \quad (41)$$

$$d_{\text{троп}} = D_{\text{вак}} - D_{\text{троп}}, \quad (42)$$

где $D_{\text{вак}}$ и $D_{\text{троп}}$ — расстояние, пройденное радиосигналом за время $\tau_{\text{троп}}$ в вакууме и тропосфере, соответственно.

Тропосферная задержка формируется в нижнем слое атмосферы толщиной 40–45 км. Единственным достоверным источником информации о температуре, давлении и влажности воздуха во всей толще нейтральной атмосферы служат данные радиозондирования атмосферы.

¹² Влияние ионосферы на результаты спутниковых геодезических измерений рассмотрено в *Теме 8*.

Именно они позволили приближенно оценить величину тропосферной задержки, которая составляет около 2,3–2,5 м для спутника, расположенного в зените.

Привлечение данных радиозондирования атмосферы для вычисления тропосферной задержки при массовых спутниковых геодезических измерениях не представляется возможным: сеть аэрологических станций очень разрежена, а время запуска радиозондов невозможно согласовать со спутниковыми измерениями. Программное обеспечение (ПО), используемое при обработке спутниковых измерений, позволяет учесть влияние тропосферной задержки с помощью моделей атмосферы. Все модели, используемые в коммерческом ПО, по своей сути являются статистическими, т.к. содержат эмпирические параметры, характеризующие некоторое среднестатистическое состояние атмосферы. Наибольшее распространение получили модели, позволяющие учесть фактические значения метеовеличин в месте расположения спутникового приемника. Это модели Хопфилд, Саастамойнена и др.

Процесс вычисления тропосферной задержки и эффективность используемых в геодезической практике моделей обсудим на примере модели Хопфилд [10]. Используя результаты наземных метеорологических измерений, вычисляют высоту тропосферы для сухой составляющей показателя преломления:

$$H_c = 40136 + 148,72(T - 273,15), \quad (43)$$

где T — температура воздуха в точке расположения приемника в Кельвинах.

Высоту тропосферы для влажной составляющей показателя преломления N_w принимают равной 11000 м (нижний слой атмосферы, в котором сосредоточена основная масса атмосферной влаги). Для определения сухой d_c и влажной d_w зенитных тропосферных задержек используют формулы:

$$d_c = \frac{10^{-6}}{5} \cdot 77,63 \frac{P}{T} H_c; \quad (44)$$

$$d_w = \frac{10^{-6}}{5} \cdot \left(-12,96 \frac{e}{T} + 371914 \frac{e}{T^2} \right) H_w,$$

где P и e — давление и влажность (парциальное давление водяного пара) в точке расположения приемника, гПа.

Полная тропосферная задержка для спутника, расположенного на произвольной высоте α над горизонтом, рассчитывается по формуле

$$d_{\text{троп}} = d_c \frac{1}{\sin(\sqrt{\alpha^2 + 6,25})} + d_b \frac{1}{\sin(\sqrt{\alpha^2 + 2,25})}. \quad (45)$$

В реальной атмосфере значения метеовеличин у поверхности земли и характер их вертикального распределения сильно варьируются. Особенно ярко разнообразие вертикального распределения параметров атмосферы выражено в нижнем слое тропосферы. Отличие смоделированной с помощью модели Хопфилд тропосферной задержки от ее точного значения может составлять десятки сантиметров. Уменьшить влияние ошибки определения тропосферной задержки на точность спутниковых измерений позволяют относительный и дифференциальный методы спутниковых измерений.

Примеры решения задач по Теме 7

Задача 5. Вычислить поправку в превышение за влияние вертикальной рефракции, если превышение измерено методом тригонометрического нивелирования на трассе протяженностью 1500 м (наклонная дальность), стандартный коэффициент рефракции принять равным 0,14, средний радиус кривизны земного сфероида — 6371 км.

Решение. Воспользуемся формулой (31):

$$h_r = -k \frac{D^2}{2 \cdot R_z} = -0,14 \frac{1500^2}{2 \cdot 6371 \cdot 10^3} = -25 \text{ мм.}$$

Задача 6. В условиях предыдущей задачи вычислить ошибку Δ_{h_r} определения поправки за рефракцию, если на момент измерений фактический градиент температуры $grad_{\text{cp}} T$ на высоте визирного луча был равен $+0,1^\circ\text{C}/\text{м}$. Сравнить полученное значение с точностью геометрического нивелирования IV класса. Градиент давления принять равным его нормальному значению $grad_{\text{норм}} p = +0,12 \text{ гПа}/\text{м}$, влиянием градиента влажности пренебречь.

Решение. По формуле (22) вычислим средний для трассы градиент показателя преломления:

$$\begin{aligned} grad_{\text{cp}} n &= -1 \cdot 10^{-6} grad_{\text{cp}} T + 0,3 \cdot 10^{-6} grad_{\text{норм}} p = \\ &= -1 \cdot 10^{-6} \cdot 0,1 \text{ }^\circ\text{C}/\text{м} + 0,3 \cdot 10^{-6} \cdot 0,12 \text{ гПа}/\text{м} = -0,064 \cdot 10^{-6} / \text{м}. \end{aligned}$$

Воспользуемся формулой (30) для определения фактического значения коэффициента рефракции:

$$k_{\text{факт}} = R_3 \text{grad}_{\text{cp}} n = 6371 \cdot 10^3 \text{ м} \cdot (-0,064 \cdot 10^{-6} / \text{м}) = -0,41.$$

Тогда фактическая поправка за влияние вертикальной рефракции будет равна:

$$(h_r)_{\text{факт}} = -k_{\text{факт}} \frac{D^2}{2R_3} = -(-0,41) \frac{1500^2}{2 \cdot 6371 \cdot 10^3} = +72 \text{ мм}.$$

Ошибка определения поправки за рефракцию составила:

$$\Delta_{h_r} = h_r - (h_r)_{\text{факт}} = (-25 + 72) \text{ мм} = 97 \text{ мм}.$$

Согласно инструкции случайная средняя квадратическая ошибка определения превышения в нивелирном ходе IV класса — 10 мм/км. Предельная случайная средняя квадратическая ошибка с учетом расстояния 1500 м равна:

$$\Delta_{\text{пред}} = 3 \cdot 10 \text{ мм} \cdot D(\text{в км}) = 45 \text{ мм}.$$

Вывод: Ошибка, обусловленная использованием стандартного коэффициента рефракции, в данном случае превысила допустимое значение в 2 раза.

Задача 7. Вычислить наклонную дальность, исправленную за влияние атмосферы $D_{\text{испр}}$, если температура и давление, измеренные в точке стояния прибора равны -15°C и 1020 гПа, соответственно, а измеренное расстояние составило 1025,098 м. При вычислении нормального и фактического значений индекса преломления использовать формулу (35).

Решение. Вычислим нормальный $N_{\text{норм}}$ и фактический N индексы преломления:

$$N_{\text{норм}} = (n-1)10^6 = 79,51 \frac{p}{T} = 79,51 \frac{1013,25}{273+20} = 275 \text{ N-ед.};$$

$$N = (n-1)10^6 = 79,51 \frac{p}{T} = 79,51 \frac{1020}{273+(-15)} = 314 \text{ N-ед.}$$

Поправка за отличие температуры и давления от нормальных условий:

$$ppm = N_{\text{норм}} - N = 275 - 314 = -39 \text{ мм/км}.$$

Поправка в измеренное расстояние:

$$\Delta D = ppm D(\text{км}) = -39 \text{ мм/км} \cdot 1,025 = -40 \text{ мм}.$$

Наклонная дальность после коррекции:

$$D_{\text{испр}} = D + \Delta D = (1025,098 - 0,040) \text{ м} = 1025,058 \text{ м}.$$

Задача 8. В условиях предыдущей задачи сравнить ошибку определения расстояния, обусловленную неучетом поправки ppm , с приборной погрешностью (для Nikon NPL-632 ошибка измерения расстояния с призмой — 3мм+2мм/км).

Решение. Ошибка определения расстояния Δ_D вследствие неучета поправки за фактическое состояние атмосферы равна 39 мм/км или в относительной мере

$$\frac{\Delta_D}{D} = \frac{0,039}{1000} = \frac{1}{25000}.$$

Абсолютная и относительная приборные погрешности равны, соответственно:

$$3 \text{ мм} + 2 \text{ мм/км} = 5,0 \text{ мм/км} \quad \text{и} \quad \frac{0,005}{1000} = \frac{1}{205000}.$$

Вывод. Неучет фактического состояния атмосферы может привести к ошибке, почти в 8 раз превышающей влияние приборной погрешности.

Задача 9. Оценить влияние ошибки определения показателя преломления, вычисленного по результатам измерения температуры и давления в начальной точке дистанции $t_{\text{нач}} = +25^\circ\text{C}$, $p_{\text{нач}} = 1005$ гПа, если трасса протяженностью около 2 км проходит над двумя резко отличающимися подстилающими поверхностями, температура на высоте траектории в конце измеряемой дистанции $t_{\text{кон}} = +30^\circ\text{C}$, протяженность трассы над каждой подстилающей поверхностью примерно одинаковая, давление вдоль трассы практически не менялось.

Решение. Индекс преломления в начале трассы равен:

$$N_{\text{нач}} = 79,51 \frac{p}{T_{\text{нач}}} = 79,51 \frac{1005}{273 + 25} = 268 \text{ N-ед.}$$

Т.к. протяженность участков трассы одинаковая, среднеинтегральное значение индекса преломления вычислим, используя среднюю температуру:

$$N_{\text{ср}} = 79,51 \frac{p}{\left(\frac{T_{\text{нач}} + T_{\text{кон}}}{2}\right)} = 79,51 \frac{1005}{273 + \left(\frac{25 + 30}{2}\right)} = 266 \text{ N-ед.}$$

Ошибка определения индекса преломления:

$$\Delta_N = N_{\text{нач}} - N_{\text{ср}} = (268 - 266)N \text{ -ед.} = 2 \text{ N-ед.}$$

Ошибка определения расстояния:

$$\Delta_D (\text{мм}) = \Delta_N D (\text{км}) = 4 \text{ мм.}$$

В относительной мере:

$$\frac{\Delta_D}{D} = \frac{0,004}{2000} = \frac{1}{500000}.$$

Вывод. В данных условиях измерение температуры и давления только в начальной точке дистанции практически не сказалось на точности измерения наклонной дальности.

Задача 10. Используя модель Хопфилд, вычислить значение тропосферной задержки для спутника, расположенного на высоте 40° над горизонтом, если температура, давление и влажность в точке расположения спутникового приемника равны соответственно — 10°C , 1015 и 1 гПа.

Решение. По формуле (43) вычислим высоту тропосферы для сухой составляющей показателя преломления:

$$H_c = 40136 + 148,72t = 40136 + 148,72 \cdot (-10) = 38649 \text{ м.}$$

Согласно формуле (44) сухая и влажная составляющие зенитной тропосферной задержки равны:

$$d_c = \frac{10^{-6}}{5} \cdot 77,63 \frac{p}{T} H_c = \frac{10^{-6}}{5} \cdot 77,63 \frac{1015}{(273,15 + (-10))} 38649 = 2,315 \text{ м;}$$

$$d_b = \frac{10^{-6}}{5} \cdot \left(-12,96 \frac{e}{T} + 371914 \frac{e}{T^2} \right) H_b =$$

$$= \frac{10^{-6}}{5} \cdot \left(-12,96 \frac{1}{(273,15 + (-10))} + 371914 \frac{1}{(273,15 + (-10))^2} \right) 11000 = 0,012 \text{ м.}$$

Воспользуемся формулой (45) для вычисления полной тропосферной задержки с учетом высоты спутника над горизонтом:

$$d_{\text{троп}} = d_c \frac{1}{\sin(\sqrt{\alpha^2 + 6,25})} + d_b \frac{1}{\sin(\sqrt{\alpha^2 + 2,25})} =$$

$$= 2,315 \frac{1}{\sin(\sqrt{40^2 + 6,25})} + 0,012 \frac{1}{\sin(\sqrt{40^2 + 2,25})} = 3,614 \text{ м.}$$

Вопросы для самопроверки

1. На каких закономерностях в распределении температуры воздуха базируются методы ослабления влияния атмосферы?
2. Какие ограничения позволяют ослабить влияние вертикальной рефракции на точность геометрического нивелирования?
3. В чем суть метода измерений на момент изотермии? Влияние какого рода ошибок он позволяет уменьшить?
4. Что такое коэффициент рефракции? Как он связан с радиусом кривизны рефракционной кривой? С градиентом показателя преломления?
5. От чего зависит эффективность одновременного двустороннего тригонометрического нивелирования в качестве средства ослабления влияния вертикальной рефракции?
6. Каким образом относительный и дифференциальный методы спутниковых измерений ослабляют влияние атмосферы?
7. Какое значение коэффициента рефракции называют стандартным? На каком основании оно получено?
8. Какие значения может принимать коэффициент рефракции в реальной атмосфере?
9. Что такое ppm ?
10. Какие меры позволяют повысить точность определения поправки за влияние атмосферы при наземных линейных измерениях?
11. Какая величина характеризует влияние нейтральной атмосферы на точность спутниковых измерений?
12. Для чего используют модель Хопфилд?
13. Какой прием позволяет снизить влияние ошибок моделирования тропосферной задержки?

Тема 8. ИОНОСФЕРА И ЕЕ ВЛИЯНИЕ НА РЕЗУЛЬТАТЫ СПУТНИКОВЫХ ГЕОДЕЗИЧЕСКИХ ИЗМЕРЕНИЙ

Ионосферой называют верхнюю ионизованную часть атмосферы. Принято считать, что нижняя граница ионосферы располагается на высоте 50 км, а за верхнюю границу принимают значение, близкое к 1000 км. *Ионизация* газа в верхних слоях атмосферы происходит под воздействием солнечного и космического излучения. Получившие достаточную энергию электроны способны покинуть свои орбиты, что приводит к образованию положительно заряженных ионов. Свободные электроны присоединяются к нейтральным молекулам газа — возникают отрицательные ионы. Молекулярные ионы существуют непродолжительное время, сталкиваясь, они образуют нейтральные молекулы (процесс *рекомбинации*). Концентрация заряженных частиц в ионосфере зависит от соотношения интенсивности процессов ионизации и рекомбинации.

Состав ионосферы. Ионосфера представляет собой смесь газа из нейтральных атомов и молекул (в основном O_2 и N_2) с квазинейтральной плазмой. В качестве абсолютной характеристики степени ионизации используют *электронную концентрацию* N_e — число свободных электронов в $см^3$. В среднем в ионосфере в $1 см^3$ содержится 10^5 – 10^6 электронов. Количество свободных электронов во всей толще ионосферы на вертикальной трассе характеризует интегральная электронная концентрация – ТЕС (Total Electron Content) [11]:

$$TEC = \int_{L_n}^{L_u} N_e dl, \quad (46)$$

где L_u и L_n — высота верхней и нижней границы ионосферы.

Концентрация электронов меняется с высотой, что послужило основанием для выделения в ионосфере трех максимумов ионизации — D , E , F , в слое F выделяют области F_1 и F_2 . Основные характеристики ионосферных слоев для средних широт приведены в табл. 11¹³.

Влияние ионосферы на результаты спутниковых геодезических измерений. При изучении влияния ионосферы на точность спутниковых измерений, следует различать фазовые и кодовые измерения. В первом случае в расчетах участвует фазовая скорость, с которой распространяется несущая частота. Во втором случае скорость радиосигнала характеризуется групповой скоростью распространения огибающей, формирующей модулированный сигнал.

¹³ http://femto.com.ua/articles/part_1/1448.html

Значения некоторых характеристик ионосферных слоев
Таблица 11

Слой	Высота максимума, км	Температура, К	Концентрация электронов, см ⁻³			Основной фактор ионизации
			День (min.)	День (max.)	Ночь	
<i>D</i>	70	220	100	200	10	Рентгеновское солнечное излучение, в полярных районах – солнечный ветер
<i>E</i>	110	270	$1,5 \cdot 10^5$	$3 \cdot 10^5$	3000	Рентгеновское и ультрафиолетовое солнечное излучение
<i>F</i> ₁	180	800–1500	$3 \cdot 10^5$	$5 \cdot 10^5$	–	Ультрафиолетовое солнечное излучение
<i>F</i> ₂ (зима)	220–280	1000–2000	$6 \cdot 10^5$	$25 \cdot 10^5$	10^5	Солнечное и космическое излучение
<i>F</i> ₂ (лето)	250–320		$2 \cdot 10^5$	$8 \cdot 10^5$	$3 \cdot 10^5$	

Фазовая скорость

$$v_{\phi} = \frac{c}{n_{\phi}} = \frac{c}{1 - \Delta_{\text{ион}}} \quad (47)$$

больше групповой скорости

$$v_{\text{гр}} = \frac{c}{n_{\text{гр}}} = \frac{c}{1 + \Delta_{\text{ион}}}, \quad (48)$$

поэтому при фазовых измерениях влияние ионосферы сказывается через фазовое *опережение*, при кодовых измерениях возникает групповая *задержка* радиосигнала.

Ионосферная задержка $\Delta_{\text{ион}}$ в первом приближении связана с частотой излучения и *ТЕС* формулой вида [11]:

$$\Delta_{\text{ион}} = 40,3 \frac{TEC}{\nu^2}, \quad (49)$$

здесь f — частота электромагнитных колебаний.

Для определения *ТЕС* используют *ионосферные модели*, например, модель Клобучара, дающую удовлетворительную точность относительных спутниковых измерений при расстояниях между пунктами, не превышающими 20 км [11].

При использовании двухчастотных спутниковых приемников реализуют *дисперсионный метод* учета влияния ионосферы, основанный на зависимости ионосферной задержки от частоты (см. формулу (49)). Дальность, свободную от влияния ионосферы, получают по формуле [12]:

$$D = \frac{L_1^2}{(L_1^2 - L_2^2)} \rho_1 - \frac{L_2^2}{(L_1^2 - L_2^2)} \rho_2,$$

где ρ_1 и ρ_2 — псевдодальности, измеренные на частотах L_1 и L_2 .

Вопросы для самопроверки

1. В чем заключается понятие ионосферы?
2. Какова нижняя граница ионосферы?
3. Какие факторы влияют на концентрацию электронов в ионосфере?
4. В чем принципиальное отличие влияния ионосферы на фазовую и групповую скорость распространения радиоволн?
5. Для чего используют модель Клобучара?
6. В чем заключается дисперсионный метод учета влияния ионосферы?

Заключение

В заключение сформулируем некоторые общие принципы организации геодезических измерений, соблюдение которых позволит ослабить влияние атмосферы.

Точность геодезических измерений зависит от степени неоднородности атмосферы вдоль измеряемой дистанции. Неоднородность атмосферы по отношению к характеру распространения электромагнитного излучения характеризует градиент показателя преломления. Точность линейных измерений снижается при наличии градиента показателя преломления вдоль измеряемой дистанции. Точность угловых измерений зависит от величины градиента показателя преломления в плоскости измерений в направлении, нормальном к визирному лучу.

Все методы учета влияния атмосферы, нашедшие применение в геодезическом производстве, опираются на статистические закономерности в пространственном и временном распределении параметров атмосферы. Учесть возможные изменения состояния атмосферы вдоль измеряемой дистанции они не позволяют. В пограничном слое атмосферы изменения показателя преломления вдоль измеряемой дистанции возникают вследствие изменения характера подстилающей поверхности и высоты визирного луча над ней.

При производстве *тригонометрического нивелирования* следует помнить, что ошибки за вертикальную рефракцию можно уменьшить, если уменьшить протяженность трассы, увеличить высоту визирного луча над подстилающей поверхностью, производить измерения в облачную и ветреную погоду. На симметричных по свойствам трассах хорошие результаты дает использование одновременного двустороннего нивелирования (коэффициенты рефракции в прямом и обратном направлении в этом случае практически равны, что позволяет исключить влияние рефракции).

В точном и высокоточном *геометрическом нивелировании* при нивелировании из середины следует избегать такой подстановки прибора, при которой трассы в направлении на заднюю и переднюю рейку резко отличаются высотой визирного луча и характером подстилающей поверхности.

Для уменьшения влияния горизонтальной рефракции при проектировании *угловых и линейно-угловых плановых сетей* следует избегать расположения протяженных визирных линий вдоль границы резко отличающихся поверхностей.

При высоких требованиях к точности *наземных линейных измерений* ограничиться измерениями температуры и давления в точке стояния при-

бора можно только в случае однородной подстилающей поверхности и в отсутствие перепадов рельефа.

Надежность учета влияния атмосферы при *спутниковых измерениях* повышается при использовании относительного метода спутниковых измерений и двухчастотных приемников.

Список литературы

1. *Матвеев Л.Т.* Курс общей метеорологии. Физика атмосферы. — Л.: Гидрометеоздат, 1984. — 752 с.
2. *Юношев Л.С.* Боковая рефракция света при измерениях углов. — М.: Недра, 1969. — 96 с.
3. Инструкция по нивелированию I, II, III и IV классов. — М.: ЦНИИГАиК, 2003. — 135 с.
4. *Магницкий В.А.* Общая геофизика. — М.: Изд-во МГУ, 1995. — 317 с.
5. *Гейгер Р.* Климат приземного слоя воздуха. — М.: ИЛ, 1960. — 488 с.
6. *Алексеев А.В., Кабанов М.В., Куштин И.Ф., Нелюбин Н.Ф.* Оптическая рефракция в земной атмосфере (наклонные трассы). — Новосибирск: Наука, 1983. — 230 с.
7. *Дементьев В.Е.* Рефракция и миражи. — М.: Галлея-принт, 2009. — 390 с.
8. Справочник геодезиста (в 2-х книгах). Кн. 1/ Под ред. В.Д. Большакова и Г.П. Левчука. — М.: Недра, 1985. — 455 с.
9. РТМ 68-14-01. Спутниковая технология геодезических работ. Термины и определения. — М.: ЦНИИГАиК, 2001. — 14 с.
10. Hopfield H.S. Two-quartic tropospheric refractivity profile for correcting satellite data // *Journal of Geophysical Research*, 1969, — 74(18), — P. 4487–4499.
11. *Шануров Г.А., Мельников С.Р.* Геотроника: Учебное пособие. — М.: МИИГАиК, 2001. — 136 с.
12. *Антонович К.М.* Использование спутниковых радионавигационных систем в геодезии (в 2-х т.). — М.: ФГУП «Картгеоцентр», 2005. — 334 с.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	3
Список сокращений и условных обозначений	3
Тема 1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ ОБ АТМОСФЕРЕ ЗЕМЛИ	5
Атмосфера Земли	5
Основные термины и определения, используемые при изучении Физики атмосферы Земли	6
Строение атмосферы	9
Понятие о барических системах	12
Вопросы для самопроверки	13
Тема 2. ВЛИЯНИЕ НЕЙТРАЛЬНОЙ АТМОСФЕРЫ НА РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОДЕЗИЧЕСКИХ ИЗМЕРЕНИЙ	14
Показатель преломления и его градиент в качестве «геодезических» параметров атмосферы	14
Требования к точности определения показателя преломления и его градиента при геодезических измерениях	17
Примеры решения задач по Теме 2	18
Показатель преломления и его градиент как функции метеопараметров	20
Требования к точности определения метеопараметров и их градиентов	22
Вопросы для самопроверки	25
Тема 3. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ДАВЛЕНИЯ В АТМОСФЕРЕ	26
Изменение давления с высотой	26
Горизонтальный барический градиент. Ветер	28
Пояса давления	30
Периодические и непериодические изменения давления	31
Вопросы для самопроверки	31
Тема 4. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ В АТМОСФЕРЕ	32
Тепловой баланс атмосферы	32
Изменение температуры с высотой	37
Горизонтальный градиент температуры	40
Периодические изменения температуры и ее вертикального градиента	43
Непериодические изменения температуры	45
Инверсии температуры	46
Вопросы для самопроверки	47

Тема 5. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ВЛАГИ В АТМОСФЕРЕ.....	48
Закономерности в распределении влажности.....	49
Туманы.....	49
Облака.....	51
Осадки.....	54
Вопросы для самопроверки.....	55
Тема 6. ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ МИКРОМАСШТАБНЫХ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ.....	56
Вопросы для самопроверки.....	59
Тема 7. МЕТОДЫ УЧЕТА ВЛИЯНИЯ НЕЙТРАЛЬНОЙ АТМОСФЕРЫ, ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ В ГЕОДЕЗИЧЕСКОМ ПРОИЗВОДСТВЕ... 60	
Методы ослабления влияния атмосферы на результаты геодезических измерений.....	60
Методы определения поправок за влияние атмосферы.....	67
Примеры решения задач по Теме 7.....	74
Вопросы для самопроверки.....	78
Тема 8. ИОНОСФЕРА И ЕЕ ВЛИЯНИЕ НА РЕЗУЛЬТАТЫ СПУТНИКОВЫХ ГЕОДЕЗИЧЕСКИХ ИЗМЕРЕНИЙ.....	79
Вопросы для самопроверки.....	81
Заключение.....	82
Список литературы.....	83

Для заметок

Для заметок

Внутривузовское издание

Подписано в печать 20.03.2017. Гарнитура Таймс
Формат 60×90/16 Бумага офсетная

Объем 5,5 усл. печ. л
Тираж 25 экз. Заказ № 14

Отпечатано в УПП «Репрография» МИИГАиК