



ДОНСКОЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ТЕХНИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ
УПРАВЛЕНИЕ ДИСТАНЦИОННОГО ОБУЧЕНИЯ И ПОВЫШЕНИЯ
КВАЛИФИКАЦИИ

Кафедра «Высшая геодезия и фотограмметрия»

Практикум по дисциплине

«Физика земли и атмосферы»

для обучающихся по специальности 21.05.01
«Прикладная геодезия», специализация
«Инженерная геодезия»

Автор
Редичкин Н.Н.

Ростов-на-Дону, 2017

Аннотация

Методические указания предназначены для обучающихся по специальности 21.05.01 «Прикладная геодезия», специализация «Инженерная геодезия».

Содержатся работы, в которых приведены теоретические и практические методы решения задач по дисциплине «Физика Земли и атмосферы». Эти работы рассматривают вопросы, связанные с внутренним строением Земли; составом и строением атмосферы и практическим определением величин, определяющих движение литосферных плит.

Автор

к.т.н., доцент кафедры «ВГиФ» Редичкин Н.Н.





Оглавление

Лабораторная работа № 1 Внутреннее строение Земли.....	4
Состав и строение земной коры.....	7
Лабораторная работа №2 Строение атмосферы	14
Строение атмосферы	15
Состав атмосферы	18
Энергообмен.....	24
Лабораторная работа №3	26

ЛАБОРАТОРНАЯ РАБОТА № 1 ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМЛИ

Химический состав Земли (рис. 1) схож с составом других планет земной группы, например, Венеры или Марса.

В целом преобладают такие элементы, как железо, кислород, кремний, магний, никель. Содержание легких элементов невелико. Средняя плотность вещества Земли $5,5 \text{ г/см}^3$.

О внутреннем строении Земли достоверных данных весьма мало. Рассмотрим рис. 2. Он изображает внутреннее строение Земли. Земля состоит из земной коры, мантии и ядра (рис. 3).



Рис. 1. Химический состав Земли

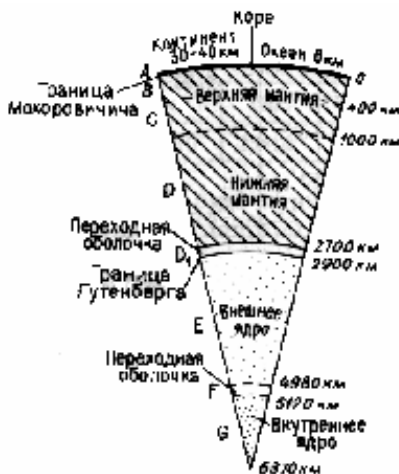


Рис. 2. Внутреннее строение Земли

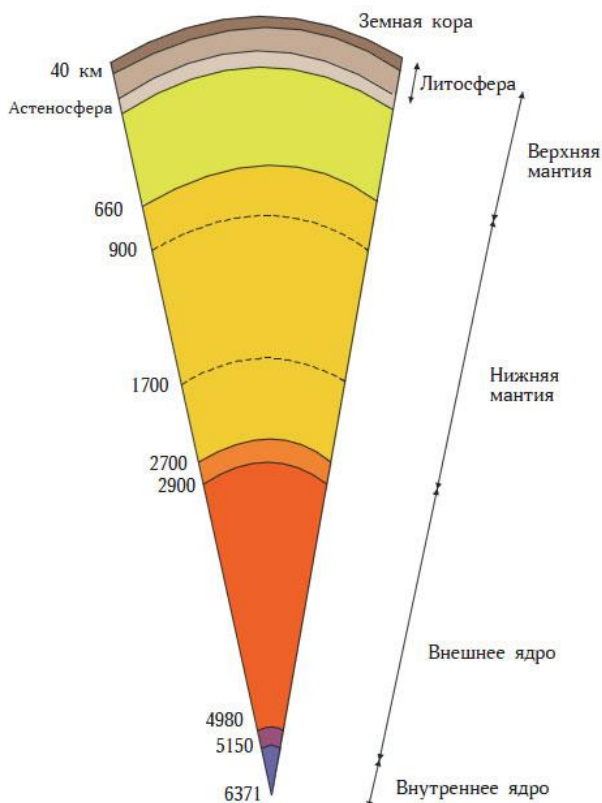


Рис. 3. Земная кора, мантия, ядро

Ядро (рис. 4) расположено в центре Земли, его радиус составляет около 3,5 тыс км. Температура ядра достигает 10 000 К, т. е. она выше, чем температура внешних слоев Солнца, а его плотность составляет 13 г/см^3 (сравните: вода — 1 г/см^3). Ядро предположительно состоит из сплавов железа и никеля.

Внешнее ядро Земли имеет большую мощность, чем внутреннее (радиус 2200 км) и находится в жидком (расплавленном) состоянии. Внутреннее ядро подвержено колоссальному давлению. Вещества, слагающие его, находятся в твердом состоянии.

Мантия — геосфера Земли, которая окружает ядро и со-

ставляет 83 % от объема нашей планеты (см. рис. 4). Нижняя ее граница располагается на глубине 2900 км. Мантия разделяется на менее плотную и пластичную верхнюю часть (800-900 км), из которой образуется **магма** (в переводе с греческого означает «густая мазь»; это расплавленное вещество земных недр — смесь химических соединений и элементов, в том числе газов, в особом полужидком состоянии); и кристаллическую нижнюю, толщиной около 2000 км.



Рис. 4. Строение Земли: ядро, мантия и земная кора

Земная кора - внешняя оболочка литосферы (см. рис. 4). Ее плотность примерно в два раза меньше, чем средняя плотность Земли, — 3 г/см^3 .

От мантии земную кору отделяет **граница Мохоровичича** (ее часто называют границей Мохо), характеризующаяся резким нарастанием скоростей сейсмических волн. Она была установлена в 1909 г. хорватским ученым **Андреем Мохоровичичем** (1857 – 1936).

Поскольку процессы, происходящие в самой верхней части мантии, влияют на движения вещества в земной коре, их объединяют под общим названием **литосфера** (каменная оболочка). Мощность литосферы колеблется от 50 до 200 км.

Ниже литосферы располагается **астеносфера** — менее твердая и менее вязкая, но более пластичная оболочка с температурой $1200 \text{ }^\circ\text{C}$. Она может пересекать границу Мохо, внедряясь в земную кору. Астеносфера — это источник вулканизма. В ней находятся очаги расплавленной магмы, которая внедряется в земную кору или изливается на земную поверхность.

Состав и строение земной коры

По сравнению с мантией и ядром земная кора представляет собой очень тонкий, жесткий и хрупкий слой. Она сложена более легким веществом, в составе которого в настоящее время обнаружено около 90 естественных химических элементов. Эти элементы не одинаково представлены в земной коре. На семь элементов — кислород, алюминий, железо, кальций, натрий, калий и магний — приходится 98 % массы земной коры (см. рис. 6).

Своеобразные сочетания химических элементов образуют различные горные породы и минералы. Возраст самых древних из них насчитывает не менее 4,5 млрд лет.



Рис. 5. Строение земной коры

Физика земли и атмосферы



Рис. 6. Состав земной коры

Минерал — это относительно однородное по своему составу и свойствам природное тело, образующееся как в глубинах, так и на поверхности литосферы. Примерами минералов служат алмаз, кварц, гипс, тальк и др. (Характеристику физических свойств различных минералов вы найдете в приложении 2.) Состав минералов Земли приведен на рис. 7.

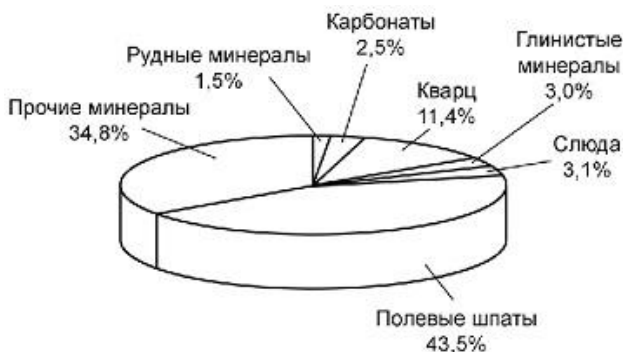


Рис. 7. Общий минеральный состав Земли

Горные породы состоят из минералов. Они могут слагаться как из одного, так и из нескольких минералов.

Осадочные горные породы — глина, известняк, мел, песчаник и др. — образовались путем осаждения веществ в водной среде и на суше. Они лежат пластами. Геологи называют их стра-

ницами истории Земли, так как по ним можно узнать о природных условиях, существовавших на нашей планете в давние времена.

Среди осадочных горных пород выделяют органогенные и не органогенные (обломочные и хемогенные).

Органогенные горные породы образуются в результате накопления останков животных и растений.

Обломочные горные породы образуются в результате выветривания, переотложения с помощью воды, льда или ветра продуктов разрушения ранее возникших горных пород (табл. 1).

Таблица 1

Обломочные горные породы в зависимости от размеров обломков

Название породы	Размер обломков (частиц)
Глыбы	Более 50 см
Валуны	10-50 см
Галька	1-10 см
Щебень	5 мм — 1 см
Гравий	1 мм — 5 мм
Песок и песчаники	0,005 мм — 1 мм
Глина	Менее 0,005 мм

Хемогенные горные породы формируются в результате осаждения из вод морей и озер, растворенных в них веществ.

В толще земной коры из магмы образуются **магматические горные породы** (рис. 8), например, гранит и базальт.

Осадочные и магматические породы при погружении на большие глубины под влиянием давления и высоких температур подвергаются значительным изменениям, превращаясь в **метаморфические горные породы**. Так, например, известняк превращается в мрамор, кварцевый песчаник — в кварцит.

В строении земной коры выделяют три слоя: осадочный, «гранитный», «базальтовый».

Осадочный слой (см. рис. 9) образован в основном осадочными горными породами. Здесь преобладают глины и глинистые сланцы, широко представлены песчаные, карбонатные и вулканогенные породы. В осадочном слое встречаются зале-

жи таких **полезных ископаемых**, как каменный уголь, газ, нефть. Все они органического происхождения. Например, каменный уголь -это продукт преобразования растений древних времен. Мощность осадочного слоя колеблется в широких пределах — от полного отсутствия в некоторых районах суши до 20-25 км в глубоких впадинах.

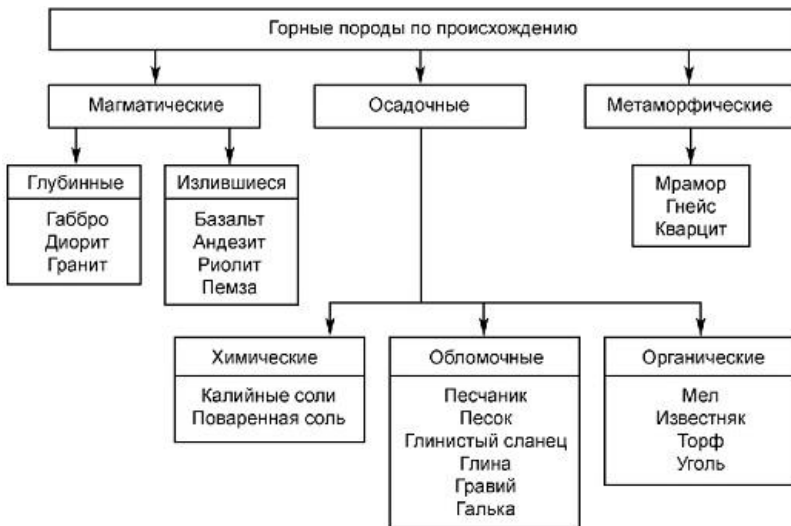


Рис. 8. Классификация горных пород по происхождению

«Гранитный» слой состоит из метаморфических и магматических пород, близких по своим свойствам к граниту. Наиболее распространены здесь гнейсы, граниты, кристаллические сланцы и др. Встречается гранитный слой не везде, но на континентах, где он хорошо выражен, его максимальная мощность может достигать нескольких десятков километров.

«Базальтовый» слой образован горными породами, близкими к базальтам. Это метаморфизованные магматические породы, более плотные по сравнению с породами «гранитного» слоя.

Мощность и вертикальная структура земной коры различны. Выделяют несколько типов земной коры (рис. 9). Согласно наиболее простой классификации различают океаническую и материковую земную кору.

Континентальная и океаническая кора различны по толщине. Так, максимальная толщина земной коры наблюдается под

горными системами. Она составляет около 70 км. Под равнинами мощность земной коры составляет 30-40 км, а под океанами она наиболее тонкая — всего 5-10 км.

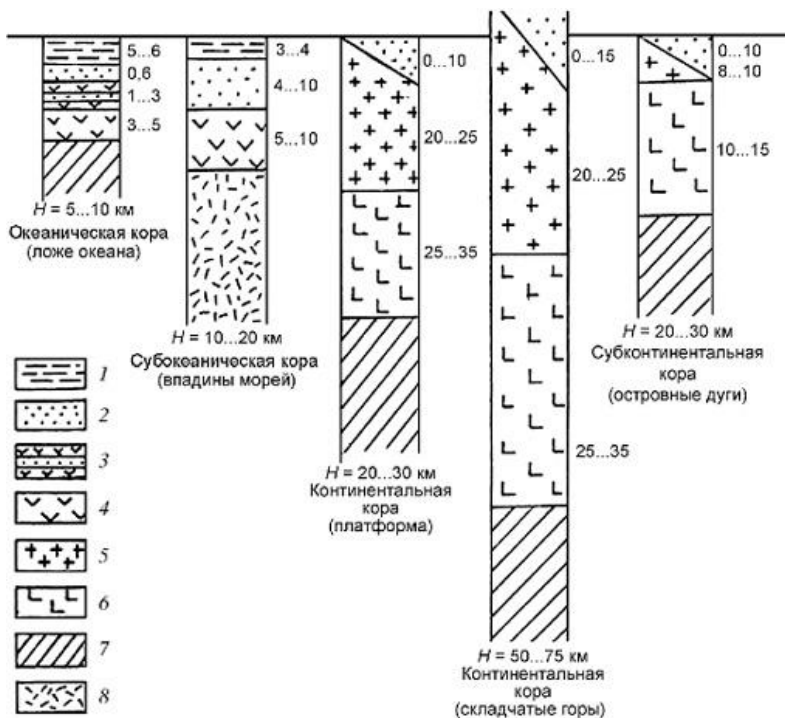


Рис. 9. Типы земной коры:

- 1 — вода; 2- осадочный слой; 3 — переслаивание осадочных пород и базальтов; 4 — базальты и кристаллические ультраосновные породы; 5 — гранитно-метаморфический слой; 6 — гранулитово-базитовый слой; 7 — нормальная мантия; 8 — разуплотненная мантия

Различие континентальной и океанической земной коры по составу пород проявляется в том, что гранитный слой в океанической коре отсутствует. Да и базальтовый слой океанической коры весьма своеобразен. По составу пород он отличен от аналогичного слоя континентальной коры.

Граница суши и океана (нулевая отметка) не фиксирует перехода континентальной земной коры в океаническую. Замещение континентальной коры океанической происходит в океане при-

мерно на глубине 2450 м (рис. 10).



Рис. 10. Строение материковой и океанической земной коры

Выделяют и переходные типы земной коры — субокеаническую и субконтинентальную.

Субокеаническая кора расположена вдоль континентальных склонов и подножий, может встречаться в окраинных и средиземных морях. Она представляет собой континентальную кору мощностью до 15-20 км.

Субконтинентальная кора расположена, например, на вулканических островных дугах.

По материалам сейсмического зондирования - скорости прохождения сейсмических волн — мы получаем данные о глубинном строении земной коры. Так, Кольская сверхглубокая скважина, впервые позволившая увидеть образцы пород с глубины более 12 км, принесла много неожиданного. Предполагалось, что на глубине 7 км должен начаться «базальтовый» слой. В действительности же он обнаружен не был, а среди горных пород преобладали гнейсы.

Изменение температуры земной коры с глубиной. Приповерхностный слой земной коры имеет температуру, определяемую солнечным теплом. Это **гелиометрический слой** (от греч. гелио — Солнце), испытывающий сезонные колебания температуры. Средняя его мощность — около 30 м.

Ниже расположен еще более тонкий слой, характерной чертой которого является постоянная температура, соответствующая среднегодовой температуре места наблюдений. Глубина этого

слоя увеличивается в условиях континентального климата.

Еще глубже в земной коре выделяется геотермический слой, температура которого определяется внутренним теплом Земли и с глубиной возрастает.

Увеличение температуры происходит главным образом за счет распада радиоактивных элементов, входящих в состав горных пород, прежде всего радия и урана.

Величину нарастания температуры горных пород с глубиной называют **геотермическим градиентом**. Он колеблется в довольно широких пределах — от 0,1 до 0,01 °С/м — и зависит от состава горных пород, условий их залегания и ряда других факторов. Под океанами температура с глубиной нарастает быстрее, чем на континентах. В среднем с каждыми 100 м глубины становится теплее на 3 °С.

Величина, обратная геотермическому градиенту, называется **геотермической ступенью**. Она измеряется в м/°С.

Тепло земной коры — важный энергетический источник.

Часть земной коры, простирающаяся до глубин, доступных для геологического изучения, образует **недра Земли**. Недра Земли требуют особой охраны и разумного использования.

ЛАБОРАТОРНАЯ РАБОТА №2 СТРОЕНИЕ АТМОСФЕРЫ

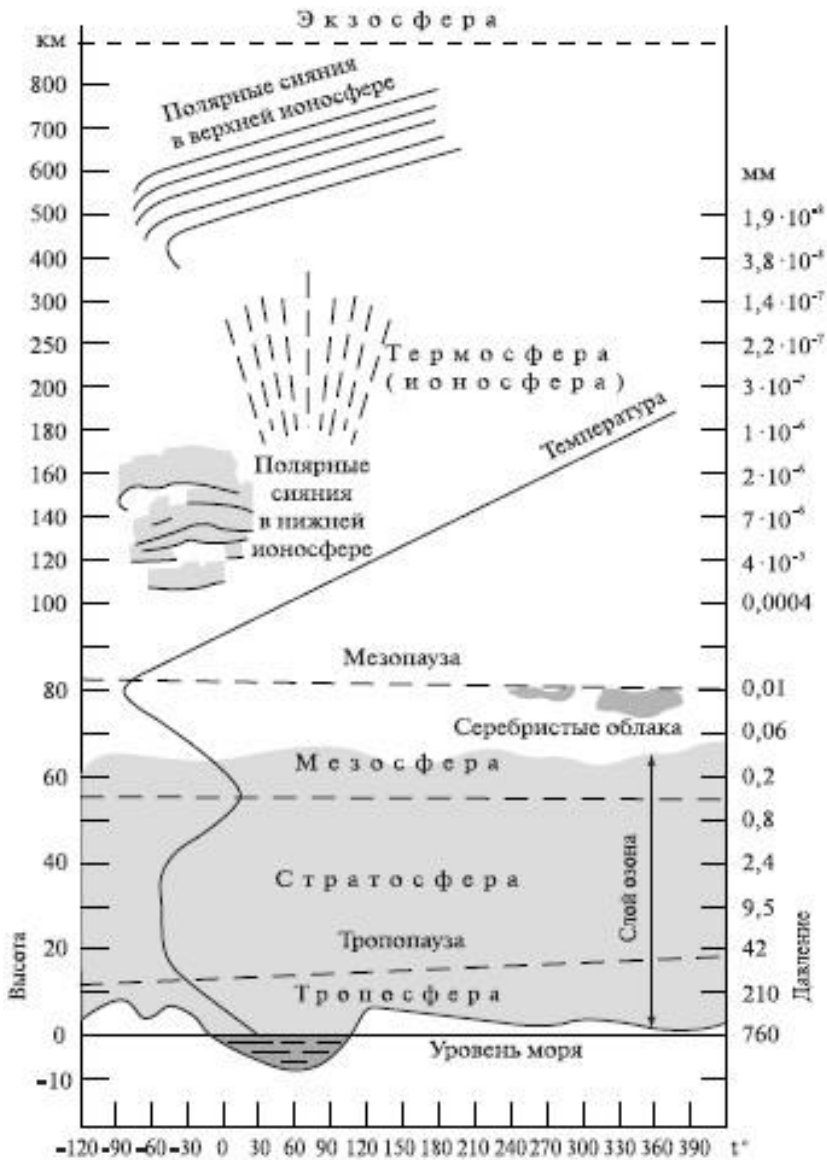


Рис. 11. Строение атмосферы

Строение атмосферы

По сравнению с жидкостями и твердыми телами, в газообразных веществах сила притяжения между молекулами минимальна. По мере увеличения расстояния между молекулами газы способны расширяться беспредельно, если им ничто не препятствует. Нижней границей атмосферы является поверхность Земли. Строго говоря, этот барьер непроницаем, так как газообмен происходит между воздухом и водой и даже между воздухом и горными породами, но в данном случае этими факторами можно пренебречь. Поскольку атмосфера является сферической оболочкой, у нее нет боковых границ, а имеются только нижняя граница и верхняя (внешняя) граница, открытая со стороны межпланетного пространства. Через внешнюю границу происходит утечка некоторых нейтральных газов, а также поступление вещества из окружающего космического пространства. Большая часть заряженных частиц, за исключением космических лучей, обладающих высокой энергией, либо захватывается магнитосферой, либо отталкивается ею. На атмосферу действует также сила земного притяжения, которая удерживает воздушную оболочку у поверхности Земли. Атмосферные газы сжимаются под действием собственного веса. Это сжатие максимально у нижней границы атмосферы, поэтому и плотность воздуха здесь наибольшая. На любой высоте над земной поверхностью давление воздуха равно весу вышележащего столба атмосферы, приходящемуся на единицу площади. Поэтому с высотой давление монотонно уменьшается; а поскольку оно находится в прямой связи с плотностью, то и плотность воздуха уменьшается с высотой. Если бы атмосфера представляла собой «идеальный газ» с не зависящим от высоты постоянным составом, неизменной температурой и на нее действовала бы постоянная сила тяжести, то давление уменьшалось бы в 10 раз на каждые 20 км высоты. Реальная атмосфера незначительно отличается от идеального газа примерно до высоты 100 км, а затем давление с высотой убывает медленнее, так как изменяется состав воздуха. Небольшие изменения в описанную модель вносит и уменьшение силы тяжести по мере удаления от центра Земли, составляющее вблизи земной поверхности ок. 3% на каждые 100 км высоты. В отличие от атмосферного давления температура с высотой не понижается непрерывно. Как показано на рис. 11, она убывает приблизительно до высоты 10 км, а затем вновь начинает расти. Это происходит при поглощении ультрафиолетовой солнечной радиации кислородом. При этом образуется газ озон, молекулы которого состоят из трех атомов кислорода (O₃). Он

тоже поглощает ультрафиолетовое излучение, и поэтому этот слой атмосферы, называемый озоносферой, нагревается. Выше температура вновь понижается, так как там гораздо меньше молекул газа, и соответственно сокращается поглощение энергии. В еще более высоких слоях температура вновь повышается вследствие поглощения атмосферой наиболее коротковолнового ультрафиолетового и рентгеновского излучения Солнца. Под воздействием этого мощного излучения происходит ионизация атмосферы, т.е. молекула газа теряет электрон и приобретает положительный электрический заряд. Такие молекулы становятся положительно заряженными ионами. Благодаря наличию свободных электронов и ионов этот слой атмосферы приобретает свойства электропроводника. Полагают, что температура продолжает повышаться до высот, где разреженная атмосфера переходит в межпланетное пространство. На расстоянии нескольких тысяч километров от поверхности Земли, вероятно, преобладают температуры от 5000° до $10\ 000^{\circ}$ С. Хотя молекулы и атомы имеют очень большие скорости движения, а, следовательно, и высокую температуру, этот разреженный газ не является «горячим» в привычном смысле. Из-за мизерного количества молекул на больших высотах их суммарная тепловая энергия весьма невелика. Таким образом, атмосфера состоит из отдельных слоев (т.е. серии концентрических оболочек, или сфер), выделение которых зависит от того, какое свойство представляет наибольший интерес. На основании осредненного распределения температур метеорологи разработали схему строения идеальной «средней атмосферы»

В атмосфере можно выделить несколько слоев, различающихся по температуре и плотности (см. рис. 12).

Тропосфера

Тропосфера — самый нижний слой атмосферы, толщина которого над полюсами составляет 8-10 км, в умеренных широтах — 10-12 км, а над экватором — 16-18 км.

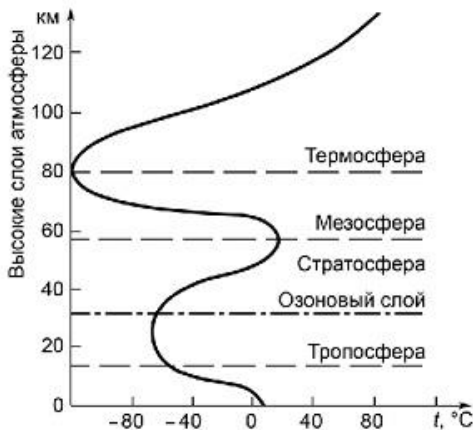


Рис. 12. Строение атмосферы Земли по слоям

Воздух в тропосфере нагревается от земной поверхности, т. е. от суши и воды. Поэтому температура воздуха в этом слое с высотой понижается в среднем на $0,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ на каждые 100 м. У верхней границы тропосферы она достигает $-55\text{ }^{\circ}\text{C}$. При этом в районе экватора на верхней границе тропосферы температура воздуха составляет $-70\text{ }^{\circ}\text{C}$, а в районе Северного полюса $-65\text{ }^{\circ}\text{C}$.

В тропосфере сосредоточено около 80 % массы атмосферы, находится почти весь водяной пар, возникают грозы, бури, облака и осадки, а также происходит вертикальное (конвекция) и горизонтальное (ветер) перемещение воздуха.

Можно сказать, что погода в основном формируется в тропосфере.

Стратосфера

Стратосфера — слой атмосферы, расположенный над тропосферой на высоте от 8 до 50 км. Цвет неба в этом слое кажется фиолетовым, что объясняется разреженностью воздуха, из-за которой солнечные лучи почти не рассеиваются.

В стратосфере сосредоточено 20 % массы атмосферы. Воздух в этом слое разрежен, практически нет водяного пара, а потому почти не образуются облака и осадки. Однако в стратосфере наблюдаются устойчивые воздушные течения, скорость которых достигает 300 км/ч.

В этом слое сосредоточен **ОЗОН** (озоновый экран, озоносфера), слой, который поглощает ультрафиолетовые лучи, не пропуская их к Земле и тем самым защищая живые организмы

Физика земли и атмосферы

на нашей планете. Благодаря озону температура воздуха на верхней границе стратосферы находится в пределах от -50 до 4-55 °С.

Между мезосферой и стратосферой расположена переходная зона — стратопауза.

Мезосфера

Мезосфера — слой атмосферы, расположенный на высоте 50-80 км. Плотность воздуха здесь в 200 раз меньше, чем у поверхности Земли. Цвет неба в мезосфере кажется черным, в течение дня видны звезды. Температура воздуха снижается до -75 (-90) °С.

На высоте 80 км начинается **термосфера**. Температура воздуха в этом слое резко повышается до высоты 250 м, а потом становится постоянной: на высоте 150 км она достигает 220-240 °С; на высоте 500-600 км превышает 1500 °С.

В мезосфере и термосфере под действием космических лучей молекулы газов распадаются на заряженные (ионизированные) частицы атомов, поэтому эта часть атмосферы получила название **ионосфера** — слой очень разреженного воздуха, расположенный на высоте от 50 до 1000 км, состоящий в основном из ионизированных атомов кислорода, молекул окиси азота и свободных электронов. Для этого слоя характерна высокая наэлектризованность, и от него, как от зеркала, отражаются длинные и средние радиоволны.

В ионосфере возникают полярные сияния — свечение разреженных газов под влиянием электрически заряженных летящих от Солнца частиц — и наблюдаются резкие колебания магнитного поля.

Экзосфера

Экзосфера — внешний слой атмосферы, расположенный выше 1000 км. Этот слой еще называют сферой рассеивания, так как частицы газов движутся здесь с большой скоростью и могут рассеиваться в космическое пространство.

Состав атмосферы

Атмосфера — это смесь газов, состоящая из азота (78,08 %), кислорода (20,95 %), углекислого газа (0,03 %), аргона (0,93 %), небольшого количества гелия, неона, ксенона, криптона (0,01 %), озона и других газов, но их содержание ничтожно (табл. 2). Современный состав воздуха Земли установился более сотни миллионов лет назад, однако резко возросшая производственная

Физика земли и атмосферы

деятельность человека все же привела к его изменению. В настоящее время отмечается увеличение содержания CO_2 примерно на 10-12 %.

Входящие в состав атмосферы газы выполняют различные функциональные роли. Однако основное значение этих газов определяется прежде всего тем, что они очень сильно поглощают лучистую энергию и тем самым оказывают существенное влияние на температурный режим поверхности Земли и атмосферы.

Таблица 2

Химический состав сухого атмосферного воздуха у земной поверхности

Газ	Объемная концентрация, %	Молекулярная масса, ед.
Азот	78,084	28,0134
Кислород	20,9476	31,9988
Аргон	0,934	39,948
Углекислый газ	0.0314	44,00995
Неон	0,001818	20,179
Гелий	0,000524	4,0026
Метан	0,0002	16,04303
Криптон	0,000114	83,8
Водород	0,00005	2,01594
Закись азота	0,0000087	44,0128
Ксенон	от 0 до 0,00001	131,3
Двуокись серы	от 0 до 0,000007 летом;	64,0628/47,9982
	от 0 до 0,000002 зимой	
Озон	От 0 ло 0,000002	46,0055/17,03061
Двуокись азога	Следы	28,01055
Аммиак	Следы	
Окись углерода	Следы	

Азот, самый распространенный газ в атмосфере, химически мало активен.

Кислород, в отличие от азота, химически очень активный элемент. Специфическая функция кислорода — окисление органического вещества гетеротрофных организмов, горных

пород и недоокисленных газов, выбрасываемых в атмосферу вулканами. Без кислорода не было бы разложения мертвого органического вещества.

Роль углекислого газа в атмосфере исключительно велика. Он поступает в атмосферу в результате процессов горения, дыхания живых организмов, гниения и представляет собой, прежде всего, основной строительный материал для создания органического вещества при фотосинтезе. Кроме этого, огромное значение имеет свойство углекислого газа пропускать коротковолновую солнечную радиацию и поглощать часть теплового длинноволнового излучения, что создаст так называемый парниковый эффект, о котором речь пойдет ниже.

Влияние на атмосферные процессы, особенно на тепловой режим стратосферы, оказывает и **озон**. Этот газ служит естественным поглотителем ультрафиолетового излучения Солнца, а поглощение солнечной радиации ведет к нагреванию воздуха. Средние месячные значения общего содержания озона в атмосфере изменяются в зависимости от широты местности и времени года в пределах 0,23-0,52 см (такова толщина слоя озона при наземных давлении и температуре). Наблюдается увеличение содержания озона от экватора к полюсам и годовой ход с минимумом осенью и максимумом весной.

Характерным свойством атмосферы можно назвать то, что содержание основных газов (азота, кислорода, аргона) с высотой изменяется незначительно: на высоте 65 км в атмосфере содержание азота — 86 %, кислорода — 19, аргона — 0,91, на высоте же 95 км — азота 77, кислорода — 21,3, аргона — 0,82 %. Постоянство состава атмосферного воздуха по вертикали и по горизонтали поддерживается его перемешиванием.

Кроме газов, в воздухе содержатся **водяной пар** и **твердые частицы**. Последние могут иметь как естественное, так и искусственное (антропогенное) происхождение. Это цветочная пыльца, крохотные кристаллики соли, дорожная пыль, аэрозольные примеси. Когда в окно проникают солнечные лучи, их можно увидеть невооруженным глазом.

Особенно много твердых частиц в воздухе городов и крупных промышленных центров, где к аэрозолям добавляются выбросы вредных газов, их примесей, образующихся при сжигании топлива.

Концентрация аэрозолей в атмосфере определяет прозрачность воздуха, что сказывается на солнечной радиации, достигающей поверхности Земли. Наиболее крупные аэрозоли —

ядра конденсации (от лат. **condensatio** — уплотнение, сгущение) — способствуют превращению водяного пара в водяные капли.

Значение водяного пара определяется прежде всего тем, что он задерживает длинноволновое тепловое излучение земной поверхности; представляет основное звено больших и малых круговоротов влаги; повышает температуру воздуха при конденсации водяных паров.

Количество водяного пара в атмосфере изменяется во времени и пространстве. Так, концентрация водяного пара у земной поверхности колеблется от 3 % в тропиках до 2-10 (15) % в Антарктиде.

Среднее содержание водяного пара в вертикальном столбе атмосферы в умеренных широтах составляет около 1,6-1,7 см (такую толщину будет иметь слой сконденсированного водяного пара). Сведения относительно водяного пара в различных слоях атмосферы противоречивы. Предполагалось, например, что в диапазоне высот от 20 до 30 км удельная влажность сильно увеличивается с высотой. Однако последующие измерения указывают на большую сухость стратосферы. По-видимому, удельная влажность в стратосфере мало зависит от высоты и составляет 2-4 мг/кг.

Изменчивость содержания водяного пара в тропосфере определяется взаимодействием процессов испарения, конденсации и горизонтального переноса. В результате конденсации водяного пара образуются облака и выпадают атмосферные осадки в виде дождя, града и снега.

Процессы фазовых переходов воды протекают преимущественно в тропосфере, именно поэтому облака в стратосфере (на высотах 20-30 км) и мезосфере (вблизи мезопаузы), получившие название перламутровых и серебристых, наблюдаются сравнительно редко, тогда как тропосферные облака нередко закрывают около 50 % всей земной поверхности.

Количество водяного пара, которое может содержаться в воздухе, зависит от температуры воздуха.

В 1 м³ воздуха при температуре -20 °С может содержаться не более 1 г воды; при 0 °С — не более 5 г; при +10 °С — не более 9 г; при +30 °С — не более 30 г воды.

Вывод: чем выше температура воздуха, тем больше водяного пара может в нем содержаться.

Воздух может быть **насыщенным** и **не насыщенным** водяным паром. Так, если при температуре +30 °С в 1 м³ воздуха содержится 15 г водяного пара, воздух не насыщен водяным

паром; если же 30 г — насыщен.

Абсолютная влажность — это количество водяного пара, содержащегося в 1 м³ воздуха. Оно выражается в граммах. Например, если говорят «абсолютная влажность равна 15», то это значит, что в 1 м³ содержится 15 г водяного пара.

Относительная влажность воздуха — это отношение (в процентах) фактического содержания водяного пара в 1 м³ воздуха к тому количеству водяного пара, которое может содержаться в 1 м³ при данной температуре. Например, если по радио во время передачи сводки погоды сообщили, что относительная влажность равна 70 %, это значит, что воздух содержит 70 % того водяного пара, которое он может вместить при данной температуре.

Чем больше относительная влажность воздуха, т. е. чем ближе воздух к состоянию насыщения, тем вероятнее выпадение осадков.

Всегда высокая (до 90 %) относительная влажность воздуха наблюдается в экваториальной зоне, так как там в течение всего года держится высокая температура воздуха и происходит большое испарение с поверхности океанов. Такая же высокая относительная влажность и в полярных районах, но уже потому, что при низких температурах даже небольшое количество водяного пара делает воздух насыщенным или близким к насыщению. В умеренных широтах относительная влажность меняется по сезонам — зимой она выше, летом — ниже.

Особенно низкая относительная влажность воздуха в пустынях: 1 м³ воздуха там содержит в два-три раза меньше возможного при данной температуре количество водяного пара.

Для измерения относительной влажности пользуются гигрометром (от греч. *hygros* — влажный и *metreco* — измеряю).

При охлаждении насыщенный воздух не может удержать в себе прежнего количества водяного пара, он стужается (конденсируется), превращаясь в капельки тумана. Туман можно наблюдать летом в ясную прохладную ночь.

Облака — это тот же туман, только образуется он не у земной поверхности, а на некоторой высоте. Поднимаясь вверх, воздух охлаждается, и находящийся в нем водяной пар конденсируется. Образовавшиеся мельчайшие капельки воды и составляют облака.

В образовании облаков участвуют и **твердые частицы**, находящиеся в тропосфере во взвешенном состоянии.

Облака могут иметь различную форму, которая зависит от

условий их образования (см. табл. 3).

Самые низкие и тяжелые облака — слоистые. Они располагаются на высоте 2 км от земной поверхности. На высоте от 2 до 8 км можно наблюдать более живописные кучевые облака. Самые высокие и легкие — перистые облака. Они располагаются на высоте от 8 до 18 км над земной поверхностью.

Таблица 3

Виды облаков в атмосфере Земли

Семейства	Роды облаков	Внешний облик
А. Облака верхнего яруса — выше 6 км	I. Перистые	Нитевидные, волокнистые, белые
	II. Перисто-кучевые	Слои и гряды из мелких хлопьев и завитков, белые
	III. Перисто-слоистые	Прозрачная белесая вуаль
Б. Облака среднего яруса — выше 2 км	IV. Высококучевые	Пласты и гряды белого и серого цвета
	V. Высокослоистые	Ровная пелена молочно-серого цвета
В. Облака нижнего яруса — до 2 км	VI. Слоисто-дождевые	Сплошной бесформенный серый слой
	VII. Слоисто-кучевые	Непросвечиваемые слои и гряды серого цвета
	VIII. Слоистые	Непросвечиваемая пелена серого цвета
Г. Облака вертикального развития — от нижнего до верхнего яруса	IX. Кучевые	Клубы и купола ярко-белого цвета, при ветре с разорванными краями
	X. Кучево-дождевые	Мощные кучевообразные массы темно-свинцового цвета

Энергообмен

Солнце является главным источником энергии, поступающей на Землю. Находясь на расстоянии около 150 млн. км от Солнца, Земля получает примерно одну двухмиллиардную часть излучаемой им энергии, главным образом в видимой части спектра, которую человек называет «светом». Большая часть этой энергии поглощается атмосферой и литосферой. Земля также излучает энергию, в основном в виде длинноволновой инфракрасной радиации. Таким образом, устанавливается равновесие между получаемой от Солнца энергией, нагреванием Земли и атмосферы и обратным потоком тепловой энергии, излучаемой в пространство. Механизм этого равновесия крайне сложен.

Пыль и молекулы газов рассеивают свет, частично отражая его в мировое пространство. Еще большую часть приходящей радиации отражают облака. Часть энергии поглощается непосредственно молекулами газов, но в основном – горными породами, растительностью и поверхностными водами. Водяной пар и углекислый газ, присутствующие в атмосфере, пропускают видимое излучение, но поглощают инфракрасное. Тепловая энергия накапливается главным образом в нижних слоях атмосферы. Подобный эффект возникает в теплице, когда стекло пропускает свет внутрь и почва нагревается. Поскольку стекло относительно непрозрачно для инфракрасной радиации, в парнике аккумулируется тепло. Нагрев нижних слоев атмосферы за счет присутствия водяного пара и углекислого газа часто называют парниковым эффектом.

Существенную роль в сохранении тепла в нижних слоях атмосферы играет облачность. Если облака рассеиваются или возрастает прозрачность воздушных масс, температура неизбежно понижается по мере того, как поверхность Земли беспрепятственно излучает тепловую энергию в окружающее пространство. Вода, находящаяся на поверхности Земли, поглощает солнечную энергию и испаряется, превращаясь в газ – водяной пар, который выносит огромное количество энергии в нижние слои атмосферы. При конденсации водяного пара и образовании при этом облаков или тумана эта энергия освобождается в виде тепла. Около половины солнечной энергии, достигающей земной поверхности, расходуется на испарение воды и поступает в нижние слои атмосферы.

Таким образом, вследствие парникового эффекта и испарения воды атмосфера прогревается снизу. Этим отчасти объясняется высокая активность ее циркуляции по сравнению с

Физика земли и атмосферы

циркуляцией Мирового океана, который прогревается только сверху и потому значительно стабильнее атмосферы.

Помимо общего нагревания атмосферы солнечным «светом», значительное прогревание некоторых ее слоев происходит за счет ультрафиолетового и рентгеновского излучения Солнца.

ЛАБОРАТОРНАЯ РАБОТА №3

Вертикальные движения земной коры происходят вследствие глобальной динамики Земли, движения литосферные плит, землетрясений, вулканической деятельности и других природных явлений. Кроме того, техногенные процесс создают условия изменения направлений и интенсивность естественного движения земной коры. Особенно большое движение земной коры наблюдается при добыче полезных ископаемых, откачке подземных вод при строительстве АС.

Вертикальные движения земной коры определяются повторным нивелированием I-II класса. Нивелирование I – класса повторяется через 25 лет; сейсмические районы через 15 лет. Нивелирование II класса повторяется через 35 и 25 лет соответственно.

Данные по варианту:

$$h_{A-1} = 17.495 \text{ м} + 16 \text{ мм} * 4 = 17.56 \text{ м}$$

$$h_{B-6} = 9.881 \text{ м} - 15 \text{ мм} * 4 = 9.82 \text{ м}$$

$$S_{A-1} = 92.3 \text{ км} + 0.91 \text{ км} * 4 = 95.94 \text{ км}$$

$$S_{B-6} = 111.5 \text{ км} - 0.85 \text{ км} * 4 = 108.10 \text{ км}$$

$$H_A = 57.244 \text{ м} + 2.52 \text{ м} * 4 = 67.32 \text{ м}$$

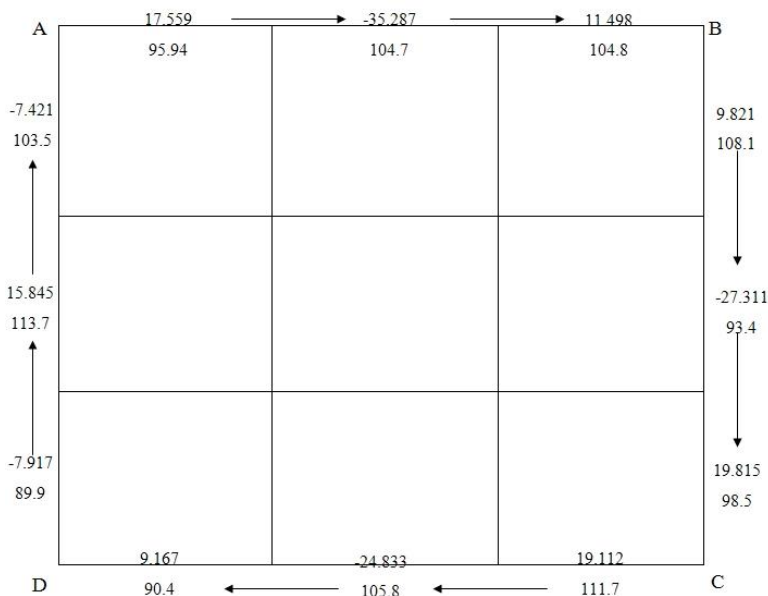


Рис. 13. Схема полигона нивелирования

Физика земли и атмосферы

$$f_{\text{доп}} = \pm 3 \text{ мм} \sqrt{L(\text{км})}$$

$$f_{\text{фак}} = 0.048 \text{ м}$$

$$L = 1220.44 \text{ км}$$

$$f_{\text{доп}} = 104.8 \text{ мм}$$

Ниже представлена таблица с расчетом отметок реперов (см. табл. 4)

Таблица 4

№ точки	Измеренные превышения, м	Поправки, м	Исправленные превышения, м	Отметки, м
A				67,32
	17,559	-0,004	17,555	
1				84,879
	-35,287	-0,004	-35,291	
2				49,588
	11,498	-0,004	11,494	
B				61,082
	9,821	-0,004	9,817	
6				70,899
	-27,311	-0,004	-27,315	
10				43,584
	19,815	-0,004	19,811	
C				63,395
	19,112	-0,004	19,108	
12				82,503
	-24,833	-0,004	-24,837	
11				57,666
	9,167	-0,004	9,163	
D				66,829
	-7,917	-0,004	-7,921	
7				58,909
	15,845	-0,004	15,841	
3				74,749
	-7,421	-0,004	-7,425	
A				67,32
	0,048	-0,048	0,000	

Физика земли и атмосферы

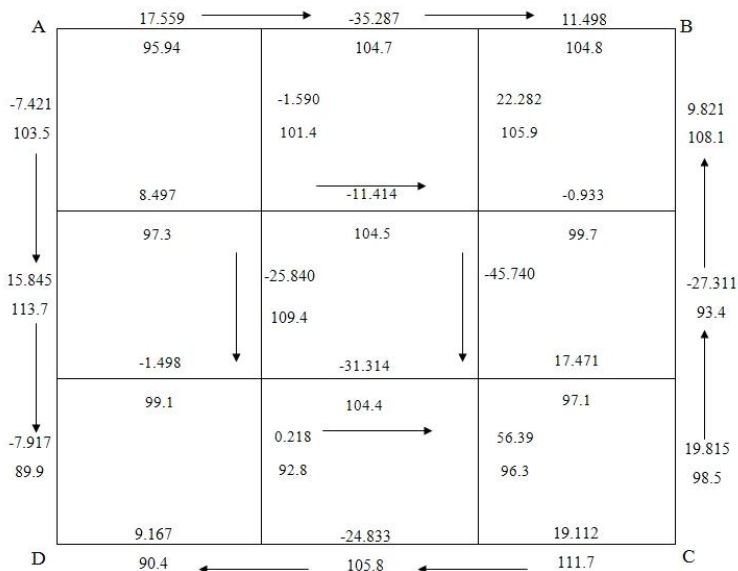


Рис. 14. Схема полигона нивелирования

Ниже представлена таблица с расчетом отметок реперов методом приближения (см. табл. 5)

Вычисление отметок реперов методом приближения (цикл 1)

№ точки	Направление	h	L	P=100/L	1 приближение		2 приближение		3 приближение		4 приближение		5 приближение		6 приближение		7 приближение									
					H	ср.вес	H	ср.вес	H	ср.вес	H	ср.вес	H	ср.вес	H	ср.вес	H	ср.вес	H	ср.вес						
4	1	-1,590	101,4	0,986193	83,289	83,2672	83,289	83,2673	83,289	83,2673	83,289	83,2673	83,289	83,2673	83,289	83,2673	83,289	83,2673	83,289	83,2673						
	3	8,497	97,3	1,027749	83,246		83,246		83,246		83,246		83,246		83,246		83,246		83,246		83,246	83,246	83,246	83,246	83,246	
	5	11,415	104,5	0,956938	-		83,266		83,266		83,266		83,266		83,266		83,266		83,266		83,266	83,266	83,266	83,266	83,266	83,266
	8	25,840	109,4	0,914077	-		83,269		83,269		83,269		83,269		83,269		83,269		83,269		83,269	83,269	83,269	83,269	83,269	83,269
5	2	22,282	105,9	0,944287	71,870	71,8510	71,870	71,8515	71,870	71,8515	71,870	71,8515	71,870	71,8515		71,8515		71,8515		71,8515						
	4	-11,415	104,5	0,956938	71,852		71,852		71,852		71,852		71,852		71,852		71,852		71,852		71,852	71,852	71,852			
	6	0,933	99,7	1,003009	71,832		71,832		71,832		71,832		71,832		71,832		71,832		71,832		71,832	71,832	71,832			
	9	45,740	94,7	1,055966	-		71,853		71,853		71,853		71,853		71,853		71,853		71,853		71,853	71,853	71,853			
8	4	-25,840	109,4	0,914077	57,427	57,4289	57,427	57,4285	57,427	57,4285	57,427	57,4285	57,427	57,4285	57,427	57,4285	57,427	57,4285	57,427	57,4285						
	7	-1,498	99,1	1,009082	57,411		57,411		57,411		57,411		57,411		57,411		57,411		57,411		57,411	57,411				
	9	31,314	104,4	0,957854			57,427		57,427		57,427		57,427		57,427		57,427		57,427		57,427	57,427				
	11	-0,218	92,8	1,077586	57,448		57,448		57,448		57,448		57,448		57,448		57,448		57,448		57,448	57,448				
9	5	-45,740	94,7	1,055966	26,111	26,1129	26,111	26,1129	26,112	26,1129	26,111	26,1129	26,111	26,1129		26,1129		26,1129		26,1129						
	8	-31,314	104,4	0,957854	26,115		26,114		26,114		26,114		26,114		26,114		26,114		26,114		26,114	26,114				
	10	-17,471	97,1	1,029866	26,113		26,113		26,113		26,113		26,113		26,113		26,113		26,113		26,113	26,113				
	12	-56,39	96,3	1,038422	26,113		26,113		26,113		26,113		26,113		26,113		26,113		26,113		26,113	26,113				

Вычисление отметок точек II класса методом приближений
(2 цикл)

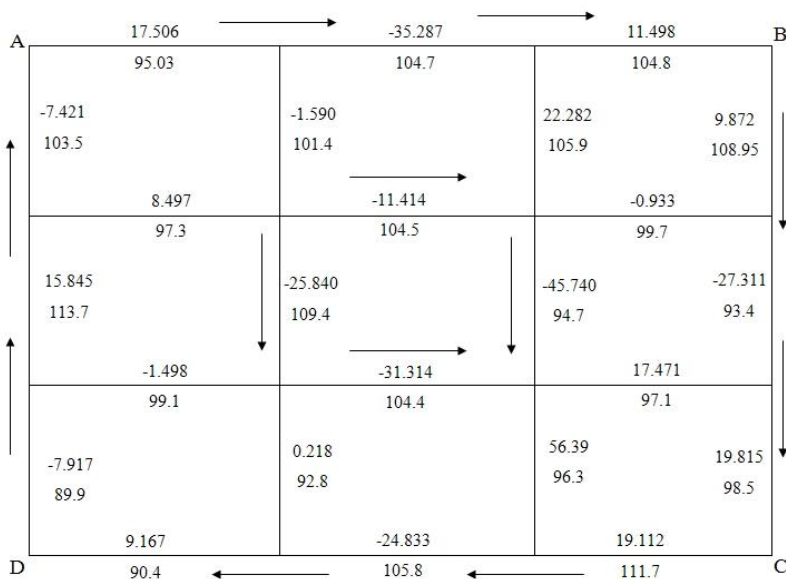


Рис.15. «Схема полигона нивелирования»

Данные по варианту:

$$h_{A-1} = 17.495 \text{ м} + 3,8 \text{ мм} * 4 = 17.511 \text{ м}$$

$$h_{B-6} = 9.881 \text{ м} - 3,1 \text{ мм} * 4 = 9.869 \text{ м}$$

$$S_{A-1} = 92.3 \text{ км} + 0.91 \text{ км} * 4 = 95.90 \text{ км}$$

$$S_{B-6} = 111.5 \text{ км} - 0.85 \text{ км} * 4 = 108.30 \text{ км}$$

$$H_A = 57.244 \text{ м} + 2.4 \text{ м} * 4 = 64.84 \text{ м}$$

Таблица 6

№ точки	Измеренные превышения	Поправки	Исправленные превышения	Отметки
A				64,44
	17,511	-0,004	17,507	
1				81,947
	-35,287	-0,004	-35,291	
2				46,656
	11,498	-0,004	11,494	
B				58,150
	9,869	-0,004	9,868	
6				68,017
	-27,311	-0,004	-27,315	
10				40,703
	19,815	-0,004	19,811	
C				60,514
	19,112	-0,004	19,108	
12				79,622
	-24,833	-0,004	-24,837	
11				54,785
	9,167	-0,003	9,164	
D				63,949
	-7,917	-0,003	-7,920	
7				56,028
	15,845	-0,004	15,841	
3				71,869
	-7,421	-0,004	-7,425	
A				64,44
	0,046	-0,047	0,000	

$$f_{\text{доп}} = \pm 3 \text{ мм} \sqrt{L(\text{км})}$$

$$f_{\text{фак}} = 0.047 \text{ м}$$

$$L = 1220.6 \text{ км}$$

$$f_{\text{доп}} = 104.8 \text{ мм}$$

Ниже представлена таблица с расчетом отметок реперов (см. табл. 7).

Вычисление отметок реперов методом приближения (цикл 2)

№ точки	Направление	h	L	P=100/L	1 приближение		2 приближение		3 приближение		4 приближение		5 приближение		6 приближение	
					H	ср.вес	H	ср.вес	H	ср.вес	H	ср.вес	H	ср.вес	H	ср.вес
4	1	-1,590	101,4	0,98619	82,761	82,7635	82,761	82,7674	82,761	82,7689	82,761	82,7692	82,761	82,7693	82,761	82,7694
	3	8,497	97,3	1,02775	82,766		82,766		82,766		82,766		82,766			
	5	11,415	104,5	0,95694	-		82,762		82,768		82,769		82,769			
	8	25,840	109,4	0,91408	-		82,782		82,782		82,783		82,783			
5	2	22,282	105,9	0,94429	71,342	71,3473	71,342	71,3529	71,342	71,3537	71,342	71,3538	71,342	71,3539	71,342	71,3539
	4	- 11,415	104,5	0,95694	71,348		71,352		71,354		71,354		71,354			
	6	0,933	99,7	1,00301	71,351		71,351		71,351		71,351		71,351			
	9	45,740	94,7	1,05597	-		71,365		71,366		71,367		71,367			
8	4	- 25,840	109,4	0,91408	56,923	56,9416	56,927	56,9418	56,929	56,9425	56,929	56,9427	56,9293	56,9427	56,9294	56,9427
	7	-1,498	99,1	1,00908	56,930		56,930		56,930		56,930		56,930			
	9	31,314	104,4	0,95785			56,939		56,940		56,941		56,9408			
	11	-0,218	92,8	1,07759	56,967		56,967		56,967		56,967		56,967			
9	5	- 45,740	94,7	1,05597	25,607	25,6248	25,613	25,6263	25,614	25,6267	25,6138	25,6268	25,6139	25,6268		
	8	- 31,314	104,4	0,95785	25,628		25,628		25,629		25,6287		25,6287			
	10	- 17,471	97,1	1,02987	25,633		25,633		25,633		25,633		25,633			
	12	-56,39	96,3	1,03842	25,632		25,632		25,632		25,632		25,632			

Таблица 8

№	I цикл	II цикл	Разность	Скорость движения за 30 лет
A	67,324	66,844	-0,480	-0,01600
B	61,082	60,554	-0,528	-0,01761
C	63,395	62,915	-0,480	-0,01601
D	66,829	66,349	-0,480	-0,01601
1	84,879	84,351	-0,528	-0,01761
2	49,588	49,060	-0,528	-0,01761
3	74,749	74,269	-0,480	-0,01600
4	0,000	82,769	82,769	2,75898
5	0,000	71,354	71,354	2,37846
6	70,899	70,418	-0,481	-0,01602
7	58,909	58,428	-0,480	-0,01600
8	0,000	56,943	56,943	1,89809
9	0,000	25,627	25,627	0,85423
10	43,584	43,104	-0,480	-0,01602
11	57,666	57,185	-0,480	-0,01601
12	82,503	82,022	-0,480	-0,01601

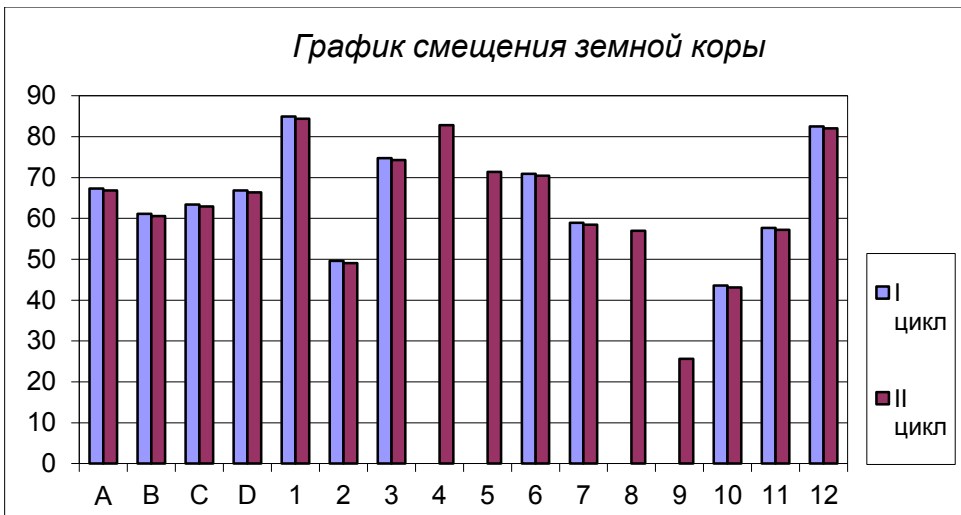


Рис.16. График смещения земной коры за 30 лет



Рис.17. График разности отметок реперов за 1 год



Рис.18. График разности отметок реперов за 30 лет

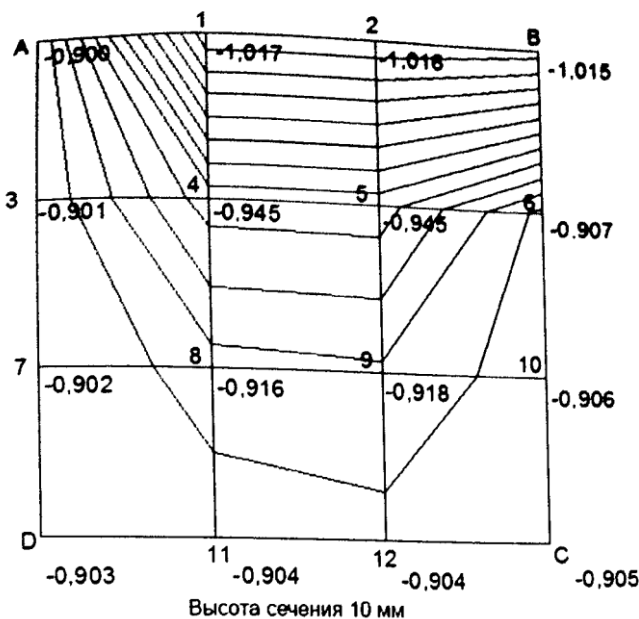


Рис.19. Линии равных осадков за 30 лет

Физика земли и атмосферы

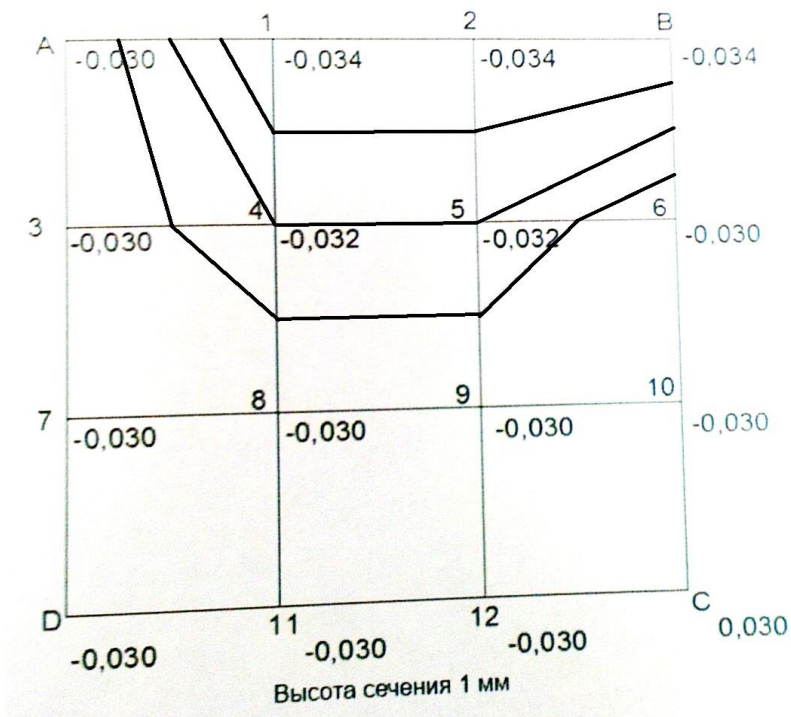


Рис.20. Линии равных осадок за 1 год