

Министерство образования Республики Беларусь

Учреждение образования
«Полоцкий государственный университет»

С. М. Чураков

ГЕОМОРФОЛОГИЯ И ГЕОЛОГИЯ

Учебно-методический комплекс
для студентов специальности 1-56 02 01 «Геодезия»

Новополоцк
ПГУ
2009

УДК 551(075.8)
ББК 26.823я73
Ч93

Рекомендовано к изданию методической комиссией
геодезического факультета в качестве учебно-методического
комплекса (протокол № 42 от 18.12.2008)

РЕЦЕНЗЕНТЫ:

доц., к.т.н. каф. прикладной геодезии и фотограмметрии
УО «ПГУ» А. А. МИХЕЕВА;
инженер-геолог-гидрогеолог, зам. генерального директора
ОАО «Трест № 16, г. Новополоцк» В. Л. ЕВСЕЕНКО

Чураков, С. М.

Ч93 Геоморфология и геология : учеб.-метод. комплекс для студентов спец.
1-56 02 01 «Геодезия» / С. М. Чураков. – Новополоцк : ПГУ, 2009. – 164 с.
ISBN 978-985-418-965-9.

Содержит рабочую программу, конспект лекций, задания к лабораторным работам и методические указания по их выполнению, материалы, обеспечивающие проведение текущего контроля качества усвоения знаний и умений студентов.

Предназначен для студентов высших и средних заведений топографо-геодезических специальностей. Может быть полезен другим специалистам в области геодезии, геологии и проектирования зданий и сооружений и организации ландшафта.

УДК 551(075.8)
ББК 26.823я73

ISBN 978-985-418-965-9

© Чураков С. М., 2009
© УО «Полоцкий государственный университет», 2009

ВВЕДЕНИЕ

Задачей курса является изучение основ геологии и геоморфологии, необходимых студентам при последующем изучении специальных дисциплин и в будущей практической деятельности в качестве геодезиста.

Геология изучает строение земной коры, состав горных пород, из которых она сложена, процессы, происходящие на поверхности и в недрах Земли. Геология изучает и историю Земли, а именно процессы, происшедшие в земной коре в прошлом, смену физико-географических условий на Земле и историю органической жизни Земли.

Геология – комплекс наук о Земле, она объединяет ряд самостоятельных геологических дисциплин (рис. 1)

Минералогия – наука о свойствах минералов, об условиях их образования и распространения в земной коре.

Петрография – наука, изучающая вещественный состав горных пород.

Геохимия – наука, изучающая вещественный состав земных недр, распределение, взаимодействие и перемещение химических элементов в них.

Историческая геология занимается изучением истории закономерностей развития земной коры. Тесно связаны с ней науки: палеогеография, палеонтология и стратиграфия. Так **палеонтология** рассматривает последовательность накопления горных пород вместе с содержащимися в них руководящими окаменелостями; **стратиграфия** – имеет целью установление последовательности образования пластов, их возраст, а **палеогеография** изучает климат и ландшафты прошлых лет.

Наука **тектоника** изучает строение и историю развития какого-либо участка земной коры.

Геофизика позволяет получить обширную информацию о физических явлениях и процессах, протекающих в оболочках Земли и ее ядре.

Данные **космической геологии** используются при составлении карт, прогнозе месторождений полезных ископаемых, при решении вопросов охраны окружающей среды.

Планетология – исследует планеты и спутники Солнечной системы с помощью космических аппаратов.

Важнейшее практическое значение для изучения и использования в народном хозяйстве минеральных богатств земных недр имеют ветви геологии: учение о полезных ископаемых, учение о поисках и разведке месторождений полезных ископаемых.

Геологические процессы обуславливают неровности поверхности земной коры, совокупность которых называется рельефом. Изучением рельефа земной поверхности, его происхождением, историей развития, составом и современной динамикой рельефа земной поверхности занимается геоморфология.



Рис. 1

Курс «Геоморфология и геология» для геодезистов имеет следующие значения:

1. Он знакомит студентов с Землей как с физическим телом, со сложным рельефом земной топографической поверхности, отличающейся от геометрически правильных поверхностей, и является вводным к курсу «Гравиметрия».

2. Изучение курса дает возможность специалистам ориентироваться в геологической и физико-географической обстановке при планировании и производстве топографо-геодезических работ.

3. Курс знакомит студентов геодезической специальности с той областью знаний, где инженерная геодезия имеет особенно большое применение.

4. Знание геоморфологии позволяет специалисту грамотно, точно и наглядно изобразить рельеф при производстве съемочных работ.

Рельеф земной поверхности, являющийся основным объектом изучения геоморфологии, подвержен геологическим процессам, постоянно меняющим его внешний облик, отображается на картах. И именно геодезист должен принятыми методами изображения правильно показать и отобразить геологическую историю, которая создала и создает тот или иной тип рельефа, выразить динамику развития рельефа в современное время в зависимости от происходящих геологических процессов.

Создавая государственные, местные и специальные геодезические сети, геодезист невольно сталкивается с процессами внутренней и внешней динамики Земли. Особенно важным при выполнении этих видов работ становится учёт сейсмической и тектонической активности, изучение тех внутренних процессов, которые связаны с магматизмом и сейсмическими явлениями района проведения геодезических работ.

Непрерывные изменения рельефа и фигуры Земли приводят к деформации геодезических сетей, земной поверхности, зданий и сооружений, к старению топографических карт.

Знание геоморфологических законов, закономерностей развития геологических и техногенных процессов позволяет выявить и научно обосновать сроки обновления геодезических сетей и топографических карт, сроки проведения специальных геодезических наблюдений за деформируемыми объектами. Это повышает значение знаний геоморфологии и геологии для решения не только прикладных, но и фундаментальных геодезических задач.

РАБОЧАЯ ПРОГРАММА

1. Пояснительная записка

Дисциплина «Геоморфология и геология» ориентирована на получение студентами первого курса специальности 1-56 02 01 – «Геодезия» основополагающих знаний по происхождению, строению и развитию рельефа земной поверхности и его связи с происходящими геологическими процессами.

Такая направленность обучения предполагает формирование и студентов понятия о геологических процессах, изменяющих лик Земли, ознакомление студентов с основными теоретическими положениями и практическими способами геологии и геоморфологии.

Целью преподавания дисциплины является формирование у студентов общих представлений и знаний о геологических процессах, происходящих как на поверхности, так и в недрах Земли и связи этих процессов с рельефом земной поверхности.

В результате изучения дисциплины «Геоморфология и геология» специалист должен знать:

- геологические процессы, изменяющие лик Земли и формирующие те или иные формы рельефа;
- процессы образования форм рельефа и закономерности распространения их на земной поверхности;
- методы и признаки определения характера прошедших и происходящих геологических процессов, формирующих тот или иной тип рельефа;
- основные законы геоморфологии, являющиеся необходимой предпосылкой правильного изображения форм рельефа.

Имея фундаментальную теоретическую и практическую подготовку, специалист должен уметь:

- выявлять факторы, сыгравшие главную роль в особенностях образования отдельных форм рельефа, а также значение этих форм в ландшафте;
- использовать принцип актуализма при анализе древних отложений;
- пользоваться геологическими картами и разрезами;
- строить геологические карты и разрезы;
- определять основные породообразующие минералы и горные породы;
- выполнять математические действия с поверхностями топографического порядка;
- строить геоморфологические схемы;

- грамотно и правильно изображать рельеф при производстве топографических съемок;
- определить характер прошедших и протекающих геологических процессов, формирующих тип рельефа.

Изучение дисциплины «Геоморфология и геология» является базой для последующего изучения дисциплин: «Геодезия», «Высшая геодезия», «Картография». Методика преподавания дисциплины предполагает наряду с лекциями проведение лабораторных занятий, а для заочной формы обучения, помимо указанных форм, выполнение контрольной работы.

2. Содержание учебного материала

Название темы, вопросы	Наименование темы, изучаемые вопросы	Количество аудиторных часов
1	2	3
1	Общие сведения о Земле.	4
1.1	Солнечная система и ее основные особенности.	
1.2	Земля и ее геосферы.	
1.3	Минералы и горные породы.	
2	Геодинамические эндогенные процессы, их влияние на рельеф и особенности изображения при топографических съемках.	6
2.1	Тектонические движения.	
2.2	Магматизм.	
2.3	Сейсмические явления.	
3	Геотектонические гипотезы.	1
4	Основные этапы развития Земли.	2
4.1	Определение возраста горных пород. Фации.	
4.2	Краткие сведения об эрах и периодах геологической истории Земли.	
4.3	Геологические карты и разрезы и их содержание.	
4.3.1	Геологические карты.	
4.3.2	Геологические разрезы.	
5	Природные экзогенные процессы, их рельефообразующее значение и особенности изображения при топографических съемках.	11
5.1	Выветривание.	
5.2	Эоловые процессы.	
5.3	Флювиальные процессы.	

5.4	Подземные воды. Суффозионные и карстовые процессы.	
5.5	Ледниковые и флювиогляциальные процессы.	
5.6	Морские процессы.	
5.7	Гравитационные процессы.	
5.8	Криогенные процессы.	
5.9	Техногенные процессы.	
6	Морфография и морфометрия.	10
6.1	Топографическая поверхность и ее свойства.	
6.2	Элементы, формы и типы рельефа земной поверхности.	
6.3	Классификации форм рельефа.	
6.4	Общая характеристика форм рельефа.	
6.5	Типы рельефа.	
6.5.1	Холмисто-моренный рельеф.	
6.5.2	Долинно-балочный рельеф.	
6.5.3	Горный рельеф.	
6.5.4	Структурный рельеф.	
6.5.5	Карстовый рельеф.	
6.5.6	Вулканический рельеф.	
6.5.7	Эоловый рельеф.	
7	Космические исследования Земли.	2
	Итого:	36

3. Информационная часть

3.1. Перечень лабораторных работ

№ п/п	Название выполняемой лабораторной работы	Кол-во часов, отводимых на выполнение
1	Изучение минералов.	4
2	Изучение горных пород.	4
3	Построение карты гидроизобат.	4
4	Нахождение и построение на топографической карте инвариантных линий и характерных точек рельефа.	10
5	Геоморфологическое дешифрирование аэроснимков и построение геоморфологической схемы.	4
6	Построение геологического разреза.	10
	Итого:	36

3.2. Информационно-методическое обеспечение

3.2.1. Основная литература

1. Плотровский, В. В. Геоморфология с основами геологии / В. В. Плотровский. – М.: Недра, 1977. – 224 с.
2. Леонтьев, О. К. Общая геоморфология / О. К. Леонтьев. – М.: Высшая школа, 1988. – 319 с.

3.2.2. Дополнительная литература

1. Колпашников, Г. А. Инженерная геология / Г. А. Колпашников. – Минск: Технопонт, 2005. – 134 с.
2. Говард, А. Г. Геология и охрана окружающей среды / А. Г. Говард. – Л.: Недра, 1988. – 583 с.
3. Чернышов, С. Н. Задачи и упражнения по инженерной геологии / С. Н. Чернышов. – М.: Высшая школа, 2002. – 254 с.
4. Чураков, С. М. Геоморфология и геология: учебно-методический комплекс / С. М. Чураков. – Новополоцк: УО «ПГУ», 2009.

КОНСПЕКТ ЛЕКЦИЙ

1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ЗЕМЛЕ

1.1. Солнечная система и ее основные особенности

Из многих тысяч галактик Вселенной наша галактика – Млечный Путь – представляет собой огромное скопление миллиардов звезд, межзвездного газа и пыли. Однако пыль и газ составляют лишь несколько процентов от всей массы Галактики. Остальное вещество Галактики приходится на звезды. По своей форме наша Галактика в разрезе напоминает форму двояковыпуклой гигантской линзы клочковатой структуры. В центре плотность вещества больше, там больше звезд. К краям линзы плотность материи уменьшается, и появляются разрывы, которые имеют вид спиралей. Поэтому Галактика и называется спиральной.

Световой луч, идущий от центра Галактики к ее краю, проходит за 50 тысяч лет и, следовательно, диаметр Галактики составляет примерно 100 тысяч световых лет. Толщина ее на порядок меньше.

Примерно посередине между центральной частью Галактики и ее периферией, между спиральными ветвями (рукавами), находится Солнечная система. Она обращается вокруг центра Галактики со скоростью около 200 километров в секунду и завершает полный оборот по «галактической» орбите примерно за 270 миллионов лет.

В Солнечную систему входит Солнце, восемь больших планет вместе с их спутниками, астероиды, метеориты, кометы, а также бесчисленное множество метеоритных тел различных размеров – от десятков метров до пылинок, вращающихся по эллиптическим орбитам (рис. 2).

Центральное положение Солнечной системы занимает Солнце. Его масса приблизительно в 750 раз превышает массу всех планет, входящих в Солнечную систему. Его объем более чем в миллион раз превышает объем Земли. Плотность вещества Солнца составляет около $1,4 \text{ г/см}^3$. Однако, с точки зрения физики, Солнце представляет собой газовый шар.

По массе, химическому составу, количеству спутников и плотности планеты делятся на две группы : 1) планеты земной группы – Меркурий, Венера (♀), Земля и Марс (♂); 2) планеты-гиганты – Юпитер, Сатурн, Уран и Нептун. Первую группу планет иногда называют внутренними, а вторую – внешними.

Наиболее важная величина, по которой можно судить о составе планет, – их средняя плотность. Эта величина у планет резко неодинакова.

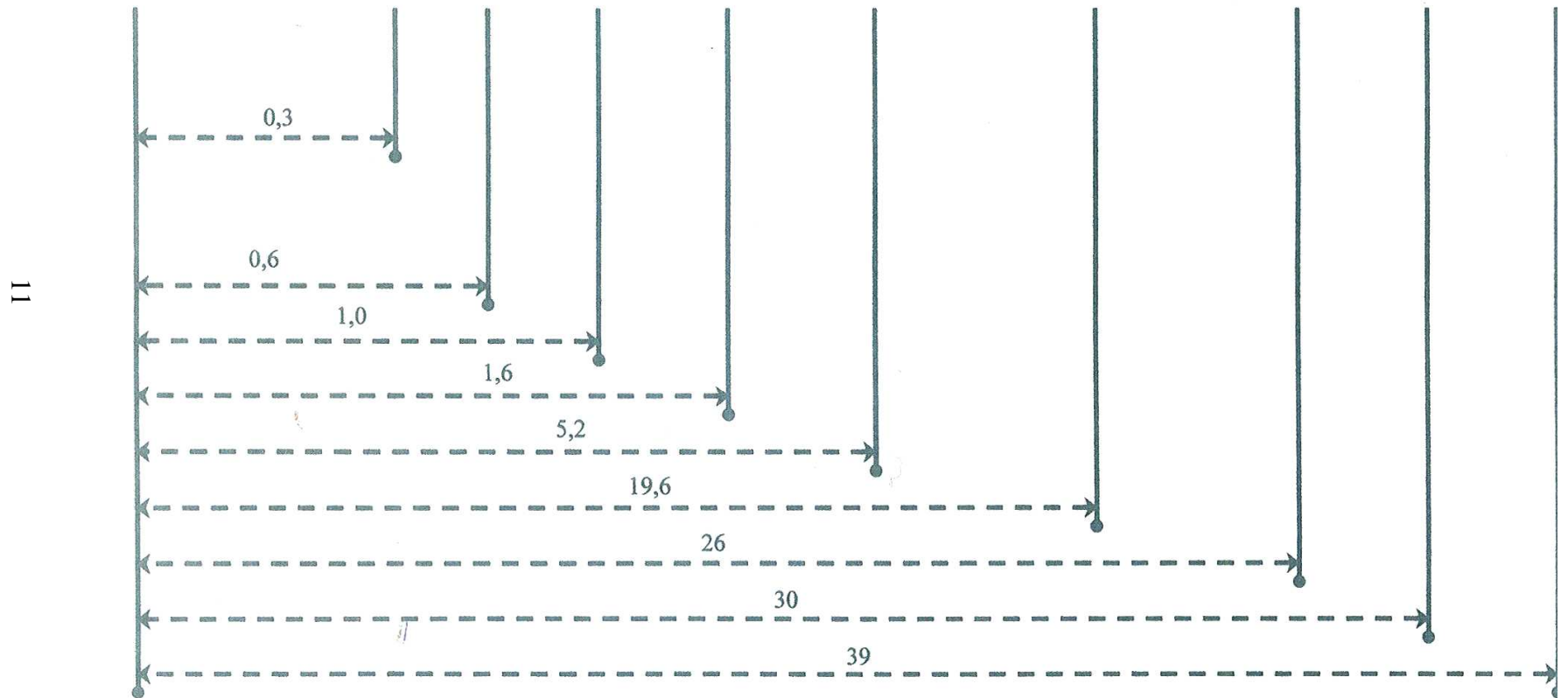
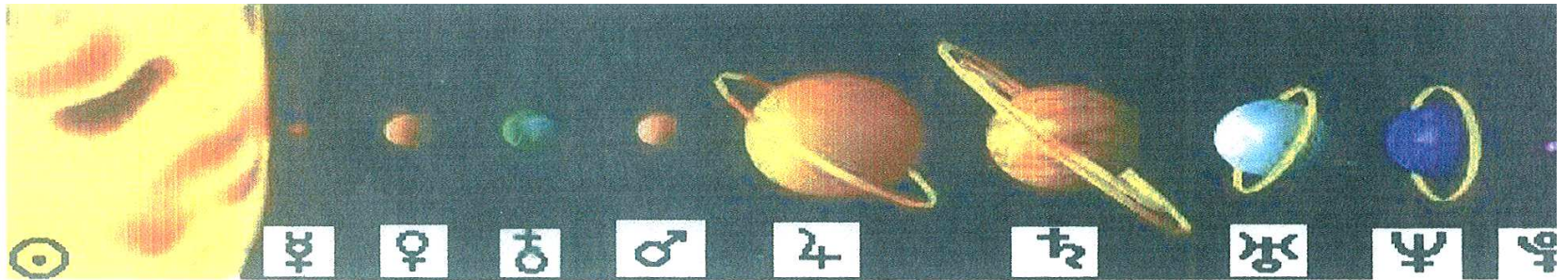


Рис. 2

Внутренние планеты состоят в основном из твердых материалов, и их плотность находится в пределах $3,35 - 5,62 \text{ г/см}^3$. Внешние планеты имеют плотность от $0,75$ до $1,56 \text{ г/см}^3$, что свидетельствует об их газовом составе.

В табл. 1 представлены основные свойства планет по сравнению с Землей.

Таблица 1

Основные свойства планет по сравнению с Землей

Планеты	Масса Земля – 1,0	Радиус Земля – 1,0	Средняя плотность, г/см^3
Внутренние планеты			
Меркурий	0,0543	0,383	5,62
Венера	0,8136	0,9551	5,15
Земля	1,0000	1,0000	5,517
Марс	0,1069	0,528	4,00
Луна	0,0123	0,273	3,35
Малые планеты			
Астероиды	<0,00013	<0,038	~3,5
Внешние планеты			
Юпитер	318,35	10,97	1,35
Сатурн	95,3	9,03	0,71
Уран	14,54	3,72	1,56
Нептун	17,2	3,38	2,47

Различие в средних плотностях планет свидетельствует о том, что внутренние планеты имеют разный химический состав, разное соотношение силикатного материала и металлического.

Основные же особенности нашей Солнечной системы сводятся к следующим:

1. Центром системы является Солнце. Вокруг него вращается восемь больших планет, кольцо астероидов (около 1600 штук), расположенное между орбитами Марса и Юпитера, большое число комет и метеорных частиц, массы рассеянного газа и пыли.

2. Почти все вещество Солнечной системы заключено в Солнце (99,86 %).

3. Орбиты больших планет – эллипсы близкие к окружностям. Астероиды движутся по вытянутым эллипсам. Орбиты комет – сильно вытянутые эллипсы.

4. Плоскости орбит восьми больших планет и плоскость солнечного экватора почти совпадают между собою.

5. Почти все вращения (вокруг Солнца и вокруг собственной оси) в Солнечной системе происходит в одном направлении.

6. В расстояниях планет от Солнца наблюдается определенная закономерность; каждая последующая планета отстоит от Солнца в два раза дальше, чем предыдущая.

7. Внутренние планеты отличаются от внешних высокой плотностью, сравнительно небольшими размерами, меньшими скоростями их вращения вокруг осей и меньшим количеством спутников.

8. Планеты, обладающие ничтожной частью массы Солнечной системы, равной одной семисотой ее доли, обладают 98 % всего количества вращения в Солнечной системе.

Вопросы происхождения и образования Земли – это одна из важнейших проблем науки. На основании новых данных космохимии, геохимии и геофизики постепенно выясняются вероятные пути образования Земли, формирования ее химического состава и основных оболочек. Более 200 гипотез о происхождении звезд, планет и Вселенной было предложено к этому времени. Однако признание получили лишь отдельные гипотезы.

В 1755 году немецкий философ И. Кант издал книгу «Общая естественная история и теория неба». По теории Канта, первозданная Вселенная состояла из первобытного хаоса, частицы которого были твердыми и неподвижными. Затем, на основе закона всемирного тяготения, хаос приобрел движение, и массы частиц стали соединяться в более крупные тела. В 1797 году французский математик П. Лаплас опубликовал гипотезу, по которой Солнечная система состояла из раскаленной газовой туманности, но в отличие от теории И. Канта, она сразу получила вращение. По Канту и Лапласу, вращение раскаленной туманности, ускорявшееся по мере сжатия, привело под действием центробежной силы к отслоению колец материи и образованию планет, вращающихся каждая по своей орбите вокруг Солнца. Небулярная (nebula – туманность) гипотеза Канта-Лапласа, в ряду других космогонических воззрений, считалась ведущей более 150 лет.

В 1948 году академик О. Ю. Шмидт выдвинул принципиально новую гипотезу образования планет Солнечной системы. Формирование Солнечной системы по гипотезе О. Ю. Шмидта происходило несколько миллиардов лет назад, когда Солнце встретило при своем движении во Вселенной большую газопылевую туманность. Значительная часть холодного облака межзвездной материи последовала за Солнцем и стала вращаться вокруг него. Отдельные мелкие частицы слипались в крупные сгустки. Последние, сталкиваясь друг с другом, обрастали новым материалом, образуя зародыши планет. За счет сжатия вещества в сгустках начался процесс самогравитации, распад радиоактивных элементов и, как следствие, нагрев внутренней части сгустков.

Современная теория планетарного образования Земли предполагает, что причиной появления планет нашей системы явился взрыв сверхновой звезды, происшедший около 5 млрд. лет назад. При этом концентрация материального вещества (пыли, смесей газов, тяжелых металлов, сульфидов), благодаря сильному сжатию пылегазовой туманности при взрыве, оказалась настолько значительной, что это привело к началу термоядерного синтеза, росту температуры, давлению, возникновению явления самогравитации в Протосолнце и зарождению протопланет. Химические реакции и процессы горения, при этом всего за несколько десятков миллионов лет разогрели Протосолнце до 900 – 1000 °С. Оно обрело магнетизм и способность самоизлучать. В начальный период образования протопланет преобладали процессы аккреции вещества (аккреция – слипание). Соударение частиц, сгустков и комков в процессе аккреции привело к выделению энергии, последующим почти плавлением вещества и перераспределением его не только в протопланетах, но и во всем протооблаке.

Приливными взаимодействиями Протоземля была связана с Луной и составляла с последней двойную звезду Земля – Луна. Около 4,6 млрд. лет назад планеты двойной звезды Земля – Луна находились довольно близко друг от друга (в пределах 5 – 20 радиусов Земли). Луна (возможно, небесное тело, равное по массе Марсу) своим воздействием «раскрутила» Землю, изменила своей орбитой и массой наклон оси вращения Земли по отношению к нормали эклиптики на 23,5°. Приливные силы, при расстояниях между Землей и Луной от 32 до 124 тыс. км, были настолько значительны, что амплитуды поднятий достигали 1,5 км (в настоящее время суммарные приливные воздействия Солнца и Луны составляют около 75 см). Возникновение приливных горбов на Земле привело к увеличению угловой скорости ее вращения. В результате внешняя оболочка Протолуны была сорвана Протоземлей, а облегченная Луна стала спутником Земли.

1.2. Земля и ее геосферы

По форме Земля представляет собой геоид – воображаемую уровенную поверхность, характеризующуюся тем, что направление силы тяжести во всех ее точках перпендикулярно. Такую поверхность можно получить, мысленно продолжив уровень воды в мировом океане под континентами. По данным геофизических исследований масса Земли равна $5,98 \times 10^{27}$ г, а объем – $1,083 \times 10^{27}$ см³. Следовательно, средняя плотность вещества Земли составляет 5,52 г/см³. Опытные определения плотности горных пород дали следующие результаты. Плотность осадочных пород изменяется от 2,4 до

2,5 г/см³, метаморфических 2,7 – 2,8 г/см³ и магматических – 2,9 – 3,0 г/см³. В центре Земли, по данным геофизических исследований плотность достигает – 12,0 – 13,0 г/см³. Температура Земли на поверхности зависит от тепла, получаемого от Солнца, обеспечивающего температурный режим поверхности Земли на 99,5 %, и только 0,5 % приходится на энергетический фактор радиоактивности Земли и повышения температуры ее недр.

Нижняя граница пояса постоянных температур в различных районах Земли колеблется по глубине от первых метров до 20 – 30 м. Глубже (в поясе нарастания температур) распределение температур сложное, не закономерно и для каждого района различное. Мерой повышения температуры с глубиной является геотермическая ступень – расстояние по вертикали, ниже пояса постоянных температур, при котором температура повышается на 1°С.

Данные бурения глубоких скважин показали, что теоретические расчеты не всегда совпадают с практическими результатами.

Выделяют несколько источников тепловой энергии Земли. Главные из них: радиационное тепло, химико-плотностная дифференциация вещества геосфер Земли и приливное течение.

Гравитационное поле Земли выражается в распределении силы тяжести в Земле и на ее поверхности. На распределение силы тяжести влияют форма земной поверхности, состав горных пород, залегающих в недрах Земли, высота точки наблюдения над уровнем моря и др. На каждый метр высоты сила тяжести уменьшается на 0,308 миллигала (0,308 см/с²). В направлении от поверхности в глубь Земли сила тяжести возрастает в среднем на один миллигал на каждые 12 метров. Достигая максимальной величины в 10,3 м/с² (1037 гал) на глубине 2900 м (на границе Гутенберга) она резко уменьшается и в центре Земли равна нулю.

Сила тяжести зависит от плотности пород, которая изменяется, как на поверхности Земли, так и в глубину. Это обстоятельство позволяет строить карты равного значения силы тяжести для различных участков дневной поверхности. Такие карты называют гравиметрическими. Они используются при поисках рудных полезных ископаемых и в научных целях (например, при изучении оползневых процессов).

Электрическое поле Земли можно сравнить со сферическим конденсатором, отрицательный заряд которого находится в верхних слоях Земли, а положительный – в верхних слоях атмосферы. Нижние слои атмосферы при этом выступают как изолятор. Напряженность электрического поля не постоянна и изменяется в течение суток, времени года, активности Солнца,

атмосферных явлений и изменения магнитного поля Земли. Своим происхождением электрическое поле Земли обязано вращению оболочек Земли и конвекционному перемещению внутреннего вещества Земли. При этом механическая энергия перемешиваемого вещества системы накапливает возникающие электрические токи и связанный с ними магнетизм.

Магнитное поле Земли меняет свое положение через каждые 1200 – 1500 лет. В настоящее время северный магнитный полюс располагается вблизи южного географического полюса (Земля Виктория в Антарктиде), а южный магнитный полюс – вблизи северного географического (Сев. Гренландия). Магнитность Земли колеблется от 0,6 – 0,7 эрстед у магнитных полюсов до 0,25 – 0,42 эрстед у экватора. Магнитное поле Земли продолжается и в атмосфере, но сила его убывает пропорционально расстоянию в кубе.

Все горные породы обладают остаточной намагниченностью, что позволяет, используя палеомагнитный метод, установить, как меняет свое магнитное поле Земля с течением времени.

Магнитное поле Земли и окружающего пространства в жизни планеты имеет важное значение. Оно предохраняет Землю от магнитных солнечных бурь. Пространство, в котором проявляется напряженность магнитного поля, называется магнитосферой. Со стороны, обращенной к Солнцу, магнитосфера сжата межпланетным полем и магнитным давлением солнечного ветра. Под действием солнечного ветра магнитосфера приобретает резко ассиметричную форму. Магнитосфера вместе с радиационными поясами служит щитом от уничтожающего действия корпускулярного излучения Солнца и межпланетного магнитного поля.

Метод, основанный на изменении скоростей прохождения упругих продольных и поперечных сейсмических волн, и анализ полученных данных показал, что Земля состоит из оболочек различной плотности, концентрически обволакивающих друг друга. Внешние оболочки – атмосфера и гидросфера – самые легкие, они составляют лишь ничтожную долю массы планеты. Остальная часть Земли состоит из трех оболочек: коры, мантии и ядра. Более детальное подразделение отдельных глубинных зон Земли показано на рис. 3.

Различают два типа земной коры: континентальную и океаническую. Каждый тип земной коры состоит из трех слоев: континентальный – из осадочного, гранитного и базальтового; океанический – осадочного, базальтового и габбросерпентинитового.

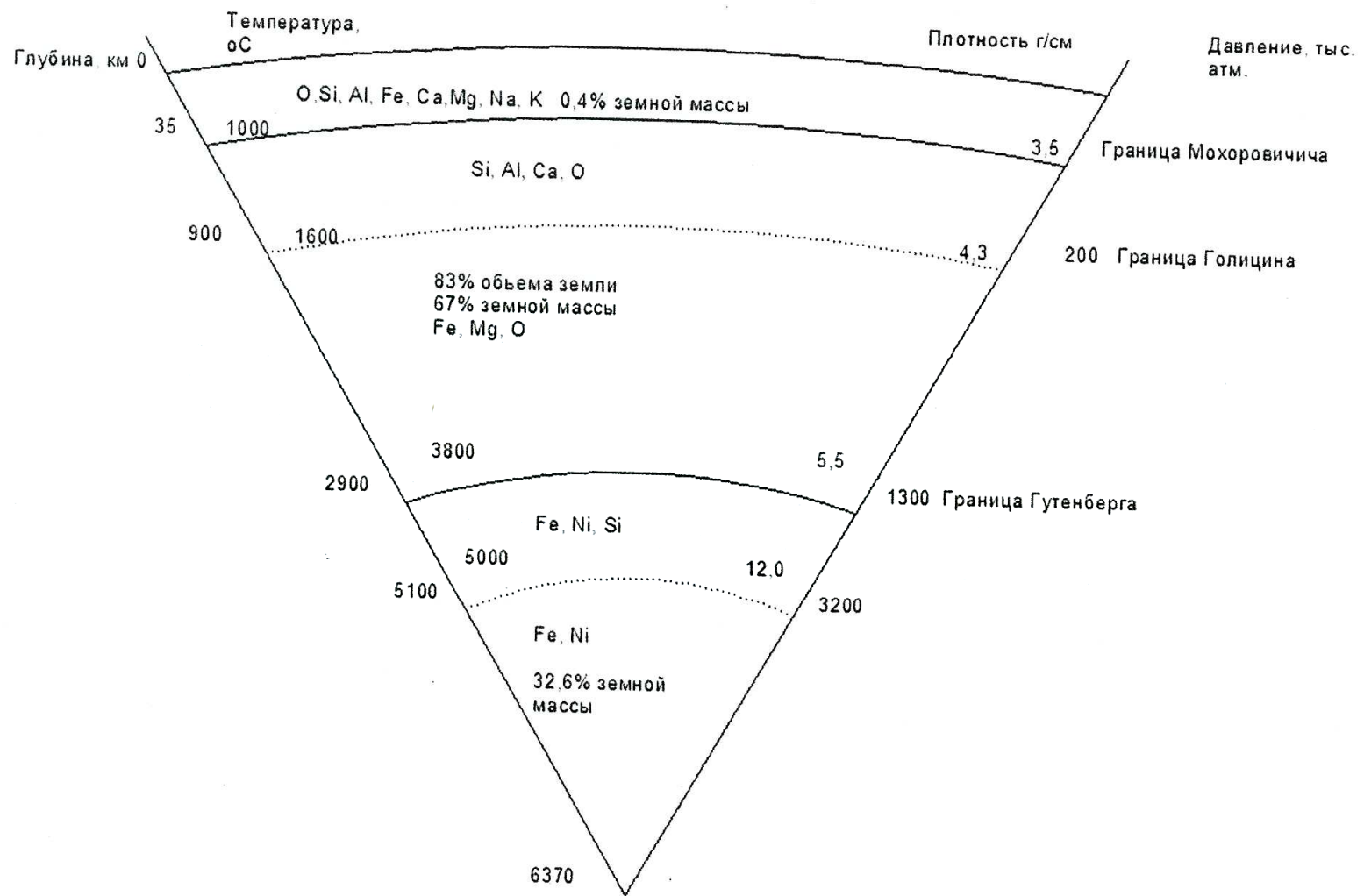


Рис. 3

Осадочный слой континентальной коры представлен в основном глинами, песками, мергелями и карбонатными породами. Мощность слоя изменяется от нуля до 15 км. Плотность пород – $2,2 \text{ г/см}^3$.

Древние кристаллические горные породы слагают второй – гранитный слой. Породы этого слоя сильно метаморфизованы и содержат большое количество кремнезема. Нижний базальтовый слой залегает на глубине 15 – 20 км и сложен породами среднего и основного состава, близкого к базальтам. На границе континентов и океанов выделяют переходный тип коры – корамантийскую смесь, в котором отмечается отсутствие гранитного слоя. Нижний, базальтовый слой отделен от нижележащих сфер поверхностью «Мохо». При переходе этой границы меняются химический состав вещества, его плотность, происходит скачкообразное увеличение скорости распространения упругих волн (продольных от $6,8 - 7,4$ до $8,1 - 8,4$ км/с; поперечных от $3,7 - 4,1$ до $4,4 - 4,7$ км/с). Плотность горных пород слагающих земную кору $1,5 - 3,3 \text{ г/см}^3$.

Земная кора составляет около 0,8 % массы Земли. Мощность коры непостоянна и изменяется от 5 – 7 км под океанами до 70 – 80 км под континентальными складчатыми сооружениями. Температура с глубиной увеличивается примерно на 3°C на каждые 100 м и у подошвы земной коры приближается к 1000°C . Горное давление составляет порядка 1000 МПа.

Океаническая кора обычно имеет осадочный, базальтовый и габбро-серпентинитовый слой. Осадочный слой океанической коры в основном сложен осадками, привнесенными веками, Мощность его незначительна. Базальтовый слой имеет магматические породы (типа габбро) и основные магматические породы (серпентиниты). Мощность его достигает $4,7 - 5$ км. Второй и третий слои океанической коры сформировались за счет поступления мантийного вещества и процессов его перекристаллизации. По рифтовым зонам мантийное вещество поступает на поверхность дна океанов и формирует океаническую кору. Среди оболочек мантии наиболее изучена верхняя мантия. По скорости распространения упругих волн ($8,1 - 8,4$ км/с) и плотности пород ($3,3 - 3,6 \text{ г/см}^3$) сделан вывод, что сфера сложена ультраосновными породами – перидатитами с нарастанием температур до 2400°C и градиентом нарастания температур $0,37^\circ\text{C}$ на 100 м. Расчетное значение давления у нижней границы сферы составляет 13 тыс. МПа. Особенностью этой сферы является то, что часть ее проявляет свойства вязкой жидкости со снижением скорости распространения

упругих продольных волн до 7,9 км/с. Эту часть сферы называют астеносферой («ослабленным» слоем). Мощность астеносферы непостоянна; она залегает на глубинах 120 – 250 км под континентами и 60 – 400 км под океаническим дном, а в рифтовых долинах приближается к поверхности дна. Лежащие на астеносфере твердые слои земной коры, и часть верхней мантии образуют литосферу, которая разбита на отдельные многокилометровые пластины, называемые литосферными плитами.

Астеносфера является наиболее динамичным и активным в тектоническом отношении слоем мантии, с ней связаны очаги вулканических извержений, обеспечивающих выравнивание геостатических нагрузок вышележащих твердых слоев.

Ниже астеносферы, в направлении к ядру, продолжается нарастание плотности (от 3,6 до 4,5 г/см³), температуры (до 3000°С с градиентом около 0,16° на 100 м) и давления (до 35 МПа). Скорости распространения продольных сейсмических волн резко нарастают с глубиной от 9,0 до 11,5 км/с (при скорости поперечных до 6,3 км/с). Нижняя граница верхней мантии проходит на глубине около 900 км.

Глубже, примерно до глубины 2900 км залегает нижняя мантия, Здесь продолжается нарастание температуры (до 4300°С с градиентом около 0,07° С/100м), давления (до 135 тыс. МПа), плотности (от 4,5 до 5,5 г/см³) и скорости распространения упругих волн (до 13,5 км/с), которая в интервале глубин 2700 – 2900 км несколько снижается до 8,1 км/с, а скорости поперечных волн полностью гасятся.

В целом мантия Земли занимает гигантский объем, равный около 900 млрд. км³, что составляет почти 83 % планетарного объема и 67 % ($4,0 \times 10^{27}$ г) массы Земли.

33 % массы и 17 % объема Земли занимает ее центральная часть – ядро. Выделяют внешнее ядро, переходную оболочку и субъядро. Внешнее ядро заключено в пределах глубин 2900 – 5000 км. Оно состоит из оксидов одновалентного железа, находящихся в размягченном или жидком состоянии. Плотность его около 10 г/см³, скорость продольных волн от 8,0 до 10,5 км/с. Его объем 15,16 %, масса 29,8 %. Переходная оболочка, находящаяся в интервале глубин 5000 – 5200 км. Характеризуется некоторым увеличением скоростей продольных упругих колебаний до 10,4 км/с, но поперечные волны не прослеживаются. Субъядро (внутреннее ядро) с радиусом в 1250 км. Объемом около

0,7 % и массой около 1,2 % занимает самую середину Земли. В нем скорость продольных сейсмических волн возрастает до 11,4 км/с, а скорость поперечных волн 3,4 – 3,6 км/с. Вещество ядра твердое, но близко к плавлению. Субъядро, находясь в центре системы, удерживается силами ньютоновского тяготения, но «помещенное» в жидкую внешнюю оболочку, способно вращаться иначе, чем мантия. Благодаря этому эффекту (динамо-механизм) возникает геомагнитное поле Земли.

В целом ядро Земли составляет примерно 16 % объема планеты и около 32 % ее массы.

В строении поверхности Земли участвует гидросфера. Масса гидросферы составляет $1,46 \times 10^{18}$ т воды и льда. Основную часть гидросферы (93,8 %) составляют воды Мирового океана – примерно $1,4210^{18}$ т. Заметную роль в составе гидросферы (45 %) играют подземные воды, имеющие массу около $6,57 \times 10^{16}$ т, общая масса ледников $2,19 \times 10^{16}$ т (1,5 %) и совсем небольшую часть, примерно $0,4 \times 10^{15}$ т, составляют пресные воды рек и озер на континентах. Всего на Земле воды (вместе с кристаллизационной) – $2,17 \times 10^{18}$ т. Вода занимает почти 71 % ($361,1$ млн. км²) площади Земного шара, а объем Мирового океана составляет около 1,37 млрд. м³.

Воздушная оболочка, окружающая Землю, называется **атмосферой**. Нижний слой атмосферы – **тропосфера** – имеет мощность от 8 км (на полюсах) до 20 км (на экваторе). В тропосфере содержится 50 – 70 % массы всей атмосферы и 90 % массы всего воздуха. К верхней границе тропосферы температура постепенно уменьшается на 6,0 – 6,5°С на каждые 1000 метров и достигает –57°С, резко уменьшается и давление – с 760 мм рт. ст. (1013 мбар) до 150 мм рт. ст. (150 мбар) на высоте 20 км.

Верхняя граница **стратосферы**, второй оболочки атмосферы, находится на высоте 85 км, где температура достигает –90°С, а давление – менее 1 мбара. В нижней ее части в интервале 20 – 40 км выделяется слой с повышенным содержанием озона. Он поглощает большую часть ультрафиолетовых лучей и повышает температуру до +25°С. За стратосферой (верхняя часть ее от 50 до 85 километров называют **мезосферой**) следует обширный слой **термосферы**, где температура начинает быстро нарастать. Достигая сотен и даже тысяч градусов, но в сильно разреженном ионизированном пространстве (этот слой называют еще и **ионосферой**) она становится мерилем кинетической энергии

молекул и электрически заряженных частиц. На высоте около 500 – 800 километров нарастание температуры прекращается и начинается окраина газовой оболочки Земли – **экзосфера** – область крайне разреженного вещества. Отсюда частицы, преодолевая силы земного притяжения и магнитного поля, улетают в космос.

Пограничный слой между материковыми поднятиями и гидросферой с одной стороны, и атмосферой с другой стороны, занимает **биосфера**. Этот слой включает в себя все живое население планеты (животный и растительный мир). Влияние биосферы неоспоримо. Организмы биосферы видоизменяют химический состав атмосферы за счет поставки в него минеральных веществ из земной коры и гидросферы, выступают как экзогенный геологический агент, загрязняют планету.

Химический состав Земли и ее геосфер основывается на данных изучения химического состава горных пород, метеоритов, образцов пород, доставленных с Луны и Марса, расшифровки спектрограмм Солнца и результатах физических методов исследования оболочек Земли. Средняя величина содержания элемента называется **кларком**. Кларки бывают весовыми, атомными и объемными. Согласно данным Л. Е. Ферсмана в химическом составе Земли преобладают железо (37,04 %) и кислород (28,50 %), затем следует кремний (14,47 %), магний (11,03 %), никель (2,96 %), сера (1,44 %), кальций (1,38 %), алюминий (1,22 %) и прочие (1,96 %). Современная оценка валового состава Земли наибольшее распространение в ней получили 4 элемента – *O*, *Fe*, *Si* и *Mg* – на их долю приходится более 91 % состава Земли (рис. 4). Менее распространены элементы второй группы – *Ni*, *S*, *Ca*, *Al*. На оставшиеся химические элементы периодической таблицы А. И. Менделеева приходится менее 1 % массы Земли. Химический состав геосфер Земли различен, что видно из рис. 4.

Результаты химических анализов горных пород, слагающих земную кору, показали, что на долю кислорода, кремния и алюминия приходится 84,6 %; вторую группу элементов составляют железо, кальций, натрий, фтор и магний – 14,5 %; на остальные многочисленные элементы отводится всего 0,9 % массы земной коры. Сравнение химического состава земной коры, мантии и ядра показывает, что в земной коре более высокое содержание *O*, *Si*, *Al*, *K*, *Na*, *Ca* и низкое содержание *Fe* и *Mg*, а также *Ni*, *Cr*, и *Co*. Связано это с химико-плотностной дифференциацией Земли, когда тяжелые элементы оседают в ядро, а легкие «всплывают» в верхние части Земли.

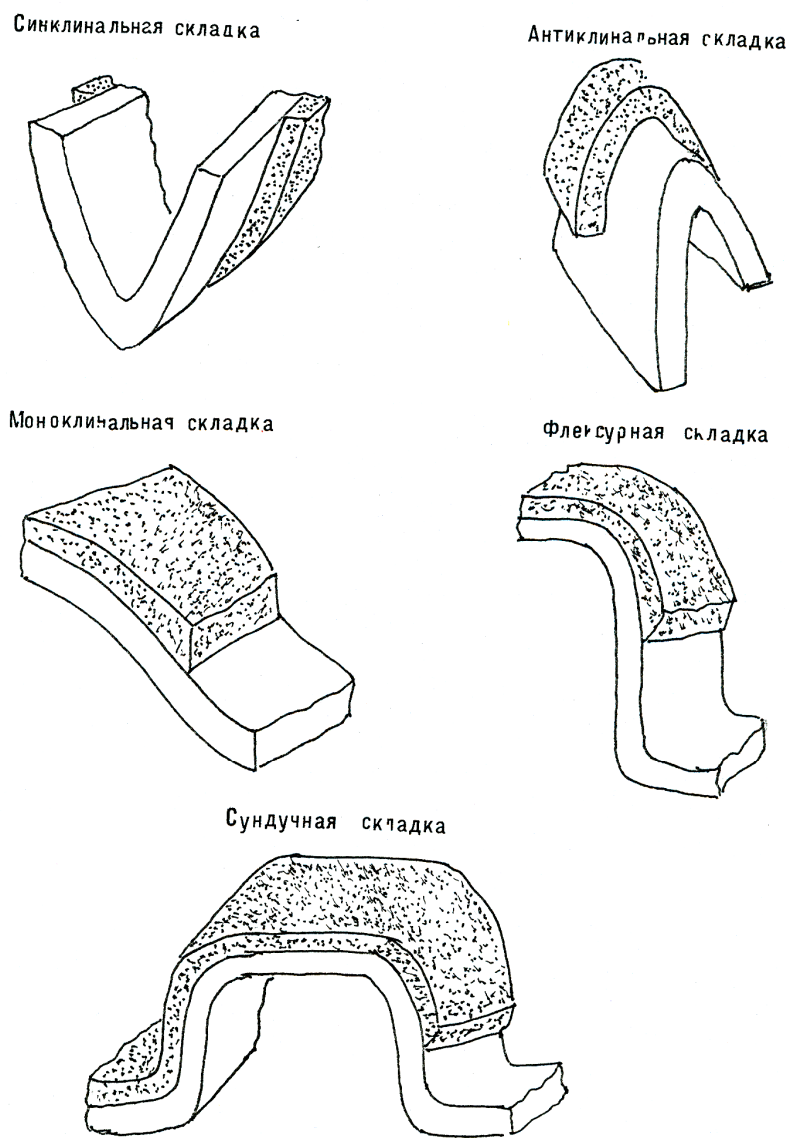


Рис. 4

1.3. Минералы и горные породы

Однородное по составу и строению природное тело, образовавшееся в результате физико-химических процессов и участвующее в образовании земной коры, называется **минералом**. Внутренняя структура минералов и устойчивый химический состав обуславливают их определенные физические свойства. К наиболее распространенным относятся: твердость, блеск, цвет, излом, спайность, цвет черты и др.

Твердость – способность сопротивляться механическому воздействию. Определяется царапанием минералом – эталоном минерала, твердость которого определяется. Относительная шкала твердости минералов была предложена шведским минерологом Моосом в XIX веке и состоит из десяти мине-

ралов – эталонов: 1) тальк, 2) гипс, 3) кальцит, 4) флюорит, 5) апатит, 6) полевопшпат, 7) кварц, 8) топаз, 9) корунд, 10) алмаз. Каждый последующий по порядку минерал – эталон оставляет царапину на всех предыдущих. Порядковый номер минерала – эталона соответствует его твердости.

Блеск – способность отражать свет. По характеру блеска минералы делятся на две основные группы: минералы с металлическим блеском и минералы с неметаллическим блеском. Примерно 70 % минералов обладают неметаллическим блеском. Различают несколько видов неметаллического блеска: алмазный блеск (киноварь, сфалерит), стеклянный блеск (кварц, кальцит и большинство минералов), жирный блеск (сера, нефелин, вермикулит и др.), шелковистый блеск (асбест, халцедон и др.), перламутровый блеск (морион, тальк и др.), полуметаллический (гематит).

Цвет минерала определяется способностью поглощать им ту или иную часть спектра. Признак условный, так как многие минералы окрашены одинаково.

Излом – поверхность раскола, прошедшая в минерале не по спайности. Различают изломы: а) ровный, б) ступенчатый, в) неровный, г) занозистый, д) раковистый.

Спайность – способность минералов при ударе раскалываться по определенным направлениям. Различают весьма совершенную, совершенную и несовершенную спайности.

Цвет черты, оставляемый минералами на бисквите (неглазурированной фарфоровой пластинке).

Плотность. По плотности минералы подразделяются на 4 группы: легкие – до 2,5; средние – от 2,5 до 4,0; тяжелые – от 4,0 до 8,0 и очень тяжелые – более 8,0 г/см³.

Люминесценция – свечение минералов под воздействием различных внешних воздействий. Различают следующие виды свечений:

Флюоресценция – свечение в момент действия внешней энергии.

Фосфоресценция – свечение минерала после воздействия внешней энергии.

Горючесть, запах, вкус, шероховатость, жирность, оптические свойства минералов также являются достаточно важными диагностическими признаками при определении минералов.

Определяя природу образования минералов, раскрывается и генезис горных пород.

Минералообразование может происходить в результате эндогенных, экзогенных или метаморфических процессов. В настоящее время насчитывается около двух тысяч естественных минералов, которые могут классифицироваться по различным признакам. Наиболее распространенной классификацией является классификация по химическому составу. Главнейшими классами минералов являются: силикаты (около 800 минералов), сульфиды и сульфаты (около 200 минералов в каждом классе), окислы (около 200 минералов), галогениды (около 100 минералов), самородные минералы (около 90) и другие.

Среди многочисленного количества минералов встречаются минералы, которые наиболее часто участвуют в образовании горных пород. Такие минералы называются пороодообразующими. Их насчитывается порядка 100 минералов, основные из них представлены в прил. 1.

Природные минеральные агрегаты, слагающие самостоятельные геологические тела, образующие земную кору, называются горными породами.

Горные породы по своему происхождению (генезису) делятся на три класса: магматические, осадочные и метаморфические. По составу горные породы бывают мономинеральными, состоящими из одного минерала, и полиминеральными, состоящими из нескольких минералов. Магматические горные породы характеризуются определенной структурой и текстурой. Под структурой понимают строение породы, обусловленной формой и размером слагаемых ее минералов. Структура характеризует условия образования горных пород. Наиболее распространенные следующие виды структур: кристаллическая, стекловатая и порфировая.

Под текстурой понимают порядок расположения составных частей породы и ее плотность. Различают массивную, сланцеватую, миндалевидную, флюидальную и другие текстуры магматических горных пород.

По условиям образования магматические породы делятся на интрузивные и эффузивные. Классифицируются по содержанию кремнезема на следующие классы: ультракислые ($SiO_2 > 75 \%$), кислые ($SiO_2 65 - 75 \%$), средние ($SiO_2 52 - 65 \%$), основные ($SiO_2 45 - 52 \%$), ультраосновные ($SiO_2 < 45 \%$).

Эффузивные породы по степени сохранности делятся на свежее-кайнотипные и выветрелые-палеотипные. Более дробное деление производится по присутствию или отсутствию того или иного минерала, по структуре, по форме залегания и другим признакам.

Краткая характеристика наиболее распространенных магматических горных пород дана в прил. 2.

Осадочные породы, занимающие по площади три четверти суши, образовались, в основном, в результате выветривания магматических и метаморфических пород и по своему происхождению делятся на обломочные (терригенные), химические, органические и глинистые. Для осадочных пород характерна слоистость. Текстура пород может быть как плотной, так и рыхлой. Породам свойственна трещиноватость. Выделяют структуры: кристаллическую, зернистую и органогенную. Характеристика основных осадочных пород дана в прил. 3.

Метаморфические породы образуются из пород всех классов при их изменении, вызванным высокой температурой и давлением.

Для метаморфических пород различают следующие структуры: обломочная (катакластическая), кристаллобластовая, порфиробластовая, гранобластовая, лепидобластовая и нематобластовая. Характерными текстурами для метаморфических пород являются: полосчатая и сланцеватая, плейчатая, пятнистая (очковая) и массивная. В прил. 4 описаны наиболее распространенные метаморфические горные породы.

Вопросы для самопроверки:

1. Перечислите виды тел, имеющих в Солнечной системе.
2. Перечислите основные особенности Солнечной системы.
3. Приведите характеристику форм и размеров Земли.
4. Как изменяется плотность, температура и гравитационный режим от поверхности до центра Земли?
5. Дайте краткую характеристику гипотез происхождения Земли и планет Солнечной системы.
6. Дайте характеристику строения земной коры под материками, океанами и между ними.
7. Расскажите о физических свойствах минералов.
8. Как классифицируются магматические горные породы?
9. Как классифицируются осадочные горные породы?
10. Дайте определение структуры горных пород.
11. Дайте определение текстуры горных пород.
12. Расскажите о строении литосферы.
13. Расскажите о строении земной коры.

2. ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ЭНДОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ, ИХ ВЛИЯНИЕ НА РЕЛЬЕФ И ОСОБЕННОСТИ ИЗОБРАЖЕНИЯ ПРИ ТОПОГРАФИЧЕСКИХ СЪЕМКАХ

2.1. Тектонические движения

Процессы внутренней динамики Земли носят название эндогенных процессов. Они возникают в результате высвобождения энергии химико-плотностной дифференциации вещества мантии, энергии конвекции мантийного вещества, энергии вращения Земли, а также силы сжатия и расширения в земной коре. Эти виды энергий и силы, располагающиеся в недрах Земли, являются источниками движений, которые получили название тектонических. Они формируют облик планеты, вызывают различные изменения в условиях залегания горных пород, формируя различные формы и типы рельефа земной поверхности, образуют складки и разрывы в породах, приводят к перемещению больших участков земной коры по разрывам.

Различают три типа тектонических движений: колебательные (эпейрогенические), складчатые (орогенические) и разрывные.

Колебательные движения отражаются в наступлении (трансгрессии) и отступлении (регрессии) моря.

Признаками поднятия Земли являются:

1. Береговые террасы и волноприбойные ниши.
2. Следы жизнедеятельности сверлящих моллюсков.
3. Осушение дельты рек.
4. Выступающие подводные камни.
5. Осушенные гавани.

Признаками опускания Земли являются:

1. Резкое поднятие уровня рек.
2. Наличие подводных долин в устьях рек.
3. Подводное продолжение фиордов.

Можно выделить следующие типы тектонических движений: поверхностные, глубинные, сверхглубинные и планетарные.

Поверхностные движения проявляются в осадочном слое литосферы. В пределах осадочного слоя протекают процессы уплотнения осадков при литификации, разбухание при гидратации, гравитационное соскальзывание. При этом возникают как вертикальные, так и горизонтальные движения. По своей природе эти движения обусловлены действием факторов внешней динамики Земли.

Поверхностные движения приводят к деформации пластов, к смятию осадочных образований в складки гравитационного скольжения, оползневые процессы, нагнетания – образования складок с ядрами протыкания (диапиры). Разновидностью поверхностных движений можно считать и техногенные процессы, приводящие к деформациям земной поверхности.

Глубинные движения проявляются в пределах астеносферы и литосферы. Их возникновение обуславливается изостазией, фазовыми переходами вещества, изменениями в астеносферном слое верхней мантии. На глубинные движения определенное влияние оказывают и внешние ротационные силы. В результате проявления глубинных вертикальных движений происходит дифференциация континентов и океанов, платформ и геосинклиналей на положительные и отрицательные структурные элементы различных порядков. Горизонтальные глубинные движения могут отмечаться по границам различных слоев литосферы и приводить к образованию взбросов, надвигов, сдвигов и пластичных складчатых форм.

Сверхглубокие движения возникают у нижней границы мантии с внешней оболочкой ядра. Причинами их возникновения можно считать процессы дифференциации мантии с выделением железосодержащих соединений. Движение мантийного вещества приводит к проявлению на поверхности Земли сверхглубинных тектонических движений, которые проявляются преимущественно как горизонтальные. Зарождение планетарных тектонических движений, по-видимому, происходит в земном ядре как результат изменения его объема, а сами движения охватывают всю планету в целом.

Главным механизмом, приводящим литосферу, разбитую на несколько литосферных плит от оси спрединга (растекания) до зон субдукции (поглощения), является конвективное движение вещества мантии. Эта конвекция получила название тектоники литосферных плит. Под влиянием конвективных течений литосферные плиты перемещаются из области восходящего потока к местам существования нисходящих потоков мантийного вещества, где образуются зоны субдукции.

Согласно современным представлениям границы литосферных плит бывают дивергентными (границы наращивания), конвергентными (границы поглощения) и скольжения (трансформные). Дивергентные или конструктивные границы плит совпадают с рифтовой системой (зоной спрединга) океанов и континентов. Здесь происходит наращивание океанической коры, формируется полоса молодого дна океана.

Конвергентные или деструктивные границы фиксируют ассиметричное погружение края одной литосферной плиты (обычно океанической) под другую или лобовое столкновение (коллизию) литосферных плит, когда поддвиг становится невозможным, прямым результатом которого является образование горно-складчатого сооружения. Процесс надвига океанической литосферной плиты на континентальную называется **обдукцией**.

Скольжение литосферных плит относительно друг друга обычно сопровождается растяжением или сжатием отдельных участков плит с образованием трансформных разломов в океанах или крупных сдвигов на континентах.

Кинематика движения литосферных плит определяется теоремой **Л. Эйлера** о перемещении тел на сфере, по которой следует, что траектория произвольной точки жесткой плиты является окружностью с центром, расположенным на оси вращения.

В последние годы гипотеза мобилизма, подтвержденная геофизическими исследованиями дна океанов и, в частности, магнитометрическими измерениями, существенно изменили взгляд на такое понятие как **структура земной коры**. Понятия **платформа** и **геосинклиналь** заменяются понятиями **океаногенез** и **континентогенез**, а гипотеза расширяющегося дна океанов становится одной из важнейших составных частей «глобальной тектоники».

Под действием тектонических сил первоначально горизонтально залегающие слои сминаются в складки. Процесс складкообразования приводит к возникновению горных систем, характеризующихся горным и структурным типами рельефа.

Положение пласта породы или свиты пластов (группы пластов одного геологического возраста) в пространстве определяется элементами залегания пласта (ЭЗП). К этим элементам относятся: простирание, азимут простирания и угол падения пласта. Линией простирания называется след пересечения горизонтальной плоскости с плоскостью кровли или почвы пласта. Линия, перпендикулярная линии простирания, лежащая в плоскости пласта, называется **линией падения пласта** и указывает направление максимального угла наклона. **Азимут простирания** – это горизонтальный угол между линией простирания и географическим меридианом. **Угол падения** – это максимальный угол наклона пласта к горизонтальной поверхности. Элементы залегания пласта определяются с помощью геологического компаса.

Под действием тектонических сил первоначально горизонтально залегающие осадочные образования деформируются (дислоцируются), т. е. изменяют свое первоначальное положение. Изменения могут происходить без разрыва сплошности образований (пласта слоя) и с разрывом. Первые из них носят название пликативных нарушений (дислокация); вторые – дизъюнктивных. Основными типами пликативных нарушений являются: синклинальная, антиклинальная, моноклиная, флексурная и сундучная складки (рис. 4).

Элементами складки являются:

1. Свод (замок) у антиклинальных складок, мульда – у синклинальных – место перегиба слоев.
2. Крылья – сходящиеся в своде или мульде боковые участки изогнутого слоя, определяющие границы распространения складки.

3. Осевая плоскость (поверхность) – воображаемая плоскость, делящая пополам угол между крыльями.

4. Ось складки – след пересечения дневной поверхности с осевой плоскостью.

5. Шарнир – след пересечения осевой плоскости с любым из слоев складки.

6. Ядро – внутренняя часть складки, прилегающая к осевой плоскости.

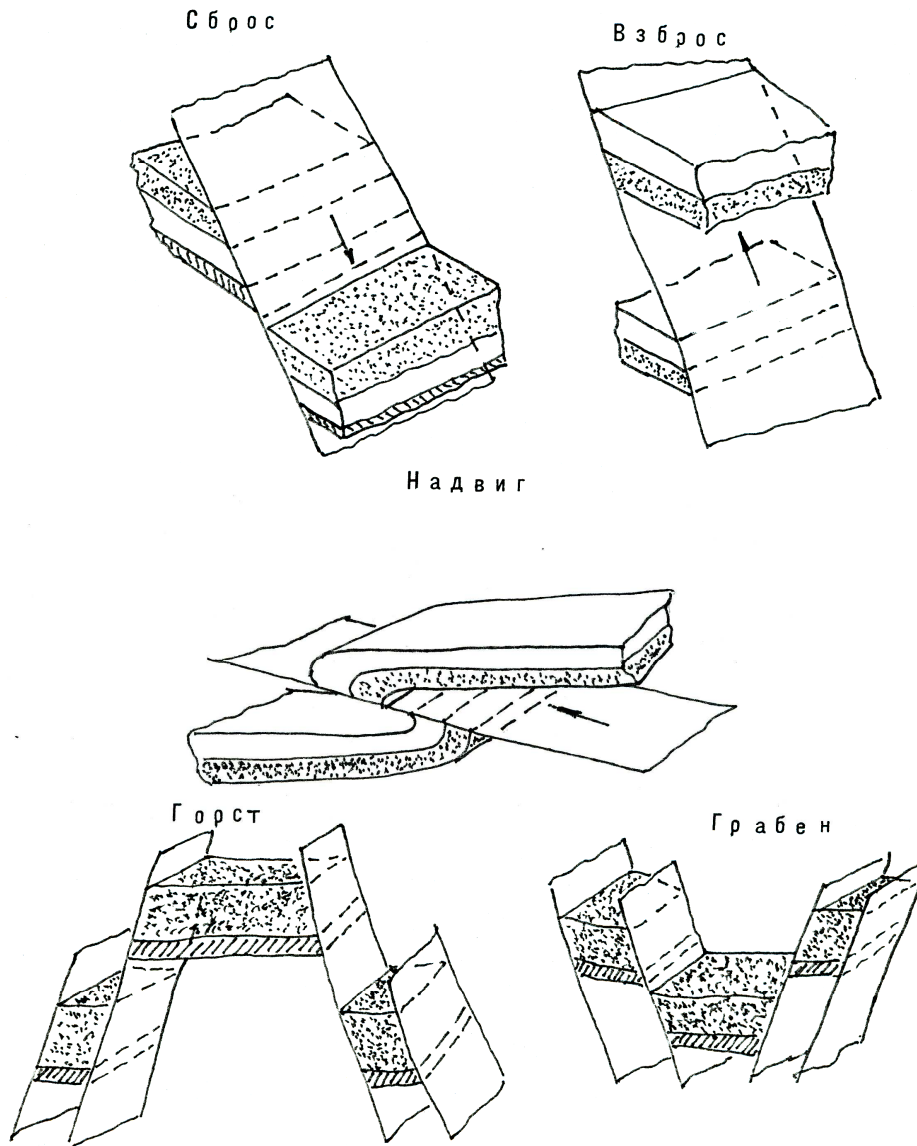


Рис. 5

К основным дизъюнктивным типам нарушений относятся: сбросы, взбросы, надвиги, горсты и грабены (рис. 5). Эти типы нарушений образуются, когда внешние силы превосходят предел прочности и в них образуются разломы и трещины со смещением разорванных частей (крыльев) пластов по трещине (сместителю).

Наблюдения показывают, что земная поверхность находится в постоянном движении. Различают современные тектонические движения, происходящие в настоящее время, и новейшие, происходящие несколько веков назад. Современные тектонические движения устанавливаются высокоточными периодическими инструментальными наблюдениями. Важной особенностью современных тектонических движений является их унаследованность от более древнего структурного состояния региона.

Новейшие колебательные движения неразрывно связаны с современными и обнаруживаются по перемещениям береговых линий, морских террас, волноприбойных уступов и ниш.

2.2. Магматизм

Совокупность всех геологических процессов, движущей силой которых является магма, называется **магматизмом**. Магма представляет собой сложный по составу силикатный расплав литосферы с температурой 1000 – 1300°C. Различают первичную и вторичную магмы. Первая в месте своего зарождения, как правило, имеет однородный состав. Однако, поднимаясь вверх, она переплавляет встречаемые породы, превращается во вторичную, образуя разнородную по составу магму.

В зависимости от характера и конечного результата движения магмы из очагов к поверхности Земли различают глубинный (интрузивный) магматизм и излившийся (эффузивный), т. е. **вулканизм**.

При движении расплавленной магмы вверх она внедряется в окружающие породы и медленно теряет температуру, что приводит к кристаллизации расплава и образованию магматических интрузивных горных пород. По отношению к слоям земной коры они могут занимать согласное и несогласное положение (залегание). К согласно залегающим интрузивным телам относят: лакколиты, лополиты, пластовые интрузии (силлы) и факолиты; к несогласнозалегающим – батолиты, штоки, дайки (рис. 6).

Лакколиты отличаются значительным увеличением мощности в центральной части интрузивного тела и имеют караваеобразную форму. Подошва и кровля лакколита согласованы со слоистостью вмещающих пород.

Лополиты представлены громадными интрузивными массами, имеющими вогнутую блюдцеобразную форму, обусловленную оседанием и прогибанием подстилающих пород.

Пластовые интрузии (силлы) представлены пластообразными телами, залегающими согласно с подстилающими и перекрывающими их осадочными или вулканогенными породами.

Факолиты располагаются в сводах складок согласно с пластами осадочных пород. Как следствие складчатости, форма факолита похожа на изогнутую чечевицу.

Батолиты – крупные глубинные тела внедрения магмы, достигающие площади распространения свыше 200 км².

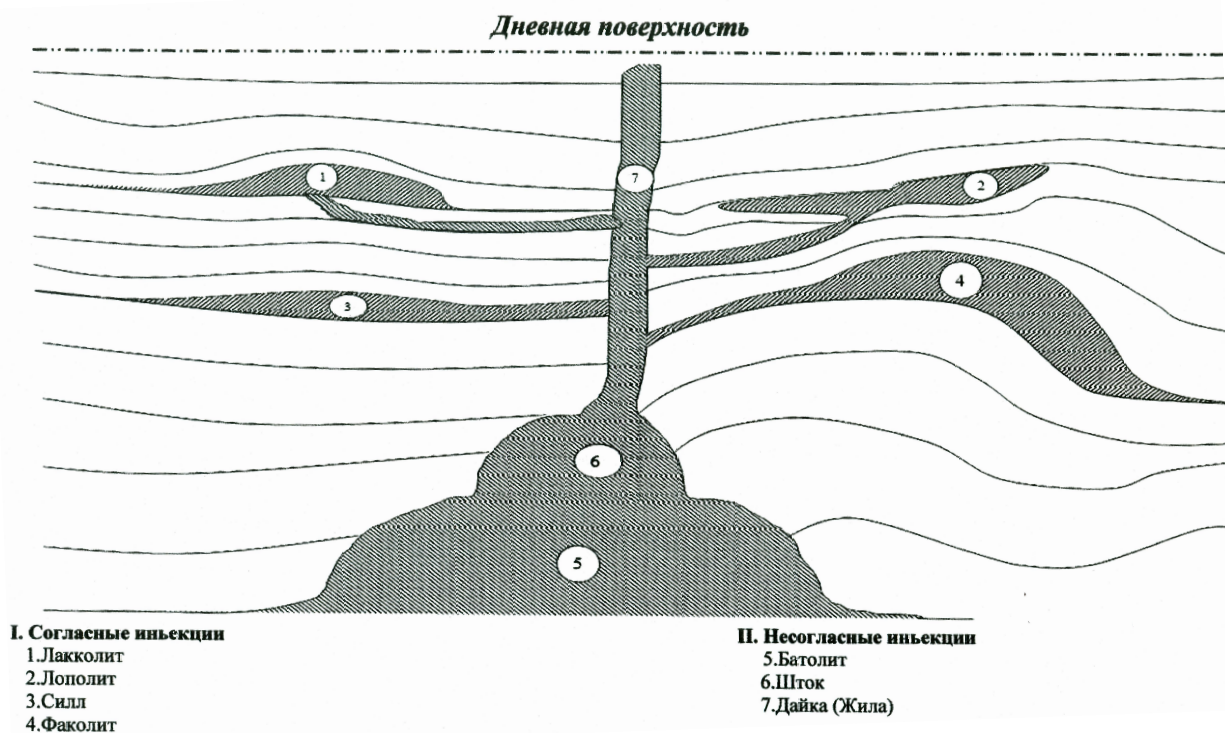


Рис. 6

Штоки – крупные глубинные тела внедрения магмы с площадью распространения до 200 км² (условно).

Дайки – обычно крутопадающие жилообразные тела с параллельными стенками.

Когда магма по трещинам в земной коре вырывается на поверхность, формируется вулкан, из которого выливается жидкая лава. Этот геологический процесс носит название **эффузивного магматизма** или **вулканизма** и является одним из важнейших в истории развития не только земной коры, но и образования атмосферы и воздушной оболочки Земли.

Условно, образовавшиеся на поверхности Земли вулканы принято разделять на действующие и потухшие. Количество вулканов, извержения которых в историческое время установлены или очень вероятны, составляет более пятисот. Кроме того, отмечается более двухсот вулканов с сольфатарной (заключительной) деятельностью и очень хорошо сохранившемся виде; предполагается, что они были действующими в течение последних несколько десятков тысяч лет.

Большинство ныне действующих вулканов находится в сравнительно узких зонах, протягивающихся близ краев тектонических плит Земли.

подавляющее большинство крупных извержений лавы происходит вдоль срединно-океанических хребтов, где плиты раздвигаются в разные стороны (вулканы трещинного типа). Вулканические районы имеются и во внутренних областях плит (гавайские острова).

Большинство наиболее активных вулканов (вулканы центрального типа) находятся в зонах субдукции, где края океанических плит погружаются под континентальные плиты и поглощаются затем мантией. При этом, как правило, вулканы располагаются на вышележащей плите, на расстоянии в несколько десятков километров от ее края. Для этих вулканов весьма характерны тепловые, грязевые и лавовые потоки, палящие лавины, мощные выбросы пепла. Если же сталкиваются две континентальные плиты (Гималаи), то вулканы обычно не образуются.

Условно, сам вулканический процесс длительностью от нескольких минут до столетий, можно разделить на три этапа: явления, предшествующие извержению, само извержение и явления, завершающие извержение.

По характеру извержения вулканы делятся на пять типов:

1. **Гавайский** – спокойное истечение текущей лавы с температурой 1300°C.

2. **Стромболианский** – истечение лавы сопровождается слабыми ритмическими взрывами; температура лавы 1000 – 1100°C; лава менее текучая, чем у вулканов гавайского типа.

3. **Везувийский** – извержению предшествуют подземные толчки и взрывы с выбросом большого количества пепла и водяных паров.

4. **Пелейский** – лава вязкая; извержению предшествуют сильные подземные толчки и взрывы; над кратером образуется купол загустевшей лавы, перекрывающий выход газов и, как следствие, образование теплогазовой палящей лавины с температурой 700 – 1000°C.

5. **Бандайсайский** – извержение сопровождается мощными взрывами; с образованием большого количества тепла и пепла; лава густая, вязкая, закупоривается жерло вулкана.

В окрестностях действующих вулканов прослеживаются многочисленные выходы вулканических грязей, вод и газов, образуя сальзы, фумаролы, гейзеры, сульфатары, горячие и теплые источники.

2.3. Сейсмические явления

Землетрясения проявляются в виде упругих колебаний земной коры и являются особым видом движения литосферы и покровных слоев. Они выражаются в волновых упругих колебаниях, возникающих как толчок, вызванный переходом кинетической энергии в потенциальную с возникно-

вением устойчивых деформаций земной коры. Сейсмические волны, возникающие в очаге землетрясения (гипоцентре), относятся к трем типам. Первичные (продольные), имеющие наибольшую скорость распространения (в среднем 8 км/с), продольные волны (волны сжатия – растяжения горных пород) проходят через твердые и жидкие среды Земли. Вторичные – поперечные волны (волны сдвига) проходят только в твердой среде и имеют скорость почти в 2 раза (1,75) меньше, чем продольные. За продольными и поперечными волнами, проходящими через тело Земли, следуют поверхностные волны, передаваемые по свободной (дневной) поверхности Земли горизонтальные и вертикальные колебания.

По своей природе землетрясения бывают денудационные, вулканические и тектонические.

Денудационные (обвальные) землетрясения возникают в местностях, сложенных известняками, гипсами и другими легкорастворимыми породами, в которых образуются пещеры. При значительном разрастании последних их кровля обваливается под тяжестью вышележащих пород. Для этого вида землетрясений характерна малая глубина фокуса.

Область распространения вулканических землетрясений обычно не превышает 30 – 40 км, а изосейсы (линии равных сотрясений) опоясывают конус вулкана и по форме близки к окружности. Эпицентр (проекция гипоцентра на дневную поверхность Земли) находится вблизи от кратера, а гипоцентр – на небольшой глубине от поверхности. Отличительными чертами вулканических землетрясений являются: обязательная связь с деятельностью вулканов, центральный характер, сравнительно небольшая энергия толчков и малая область распространения.

Более 95 % всех известных землетрясений приходится на долю тектонических. Они связаны с движением участков земной коры, с резким смещением блоков горных пород по разрывам, т. е. с процессом горообразования. По глубине залегания гипоцентра различают: поверхностные (до 10 км), коровые (30 – 50 км) и глубокие или плутонические (100 – 700 км) тектонические землетрясения.

Основными параметрами, характеризующими землетрясение, являются сила и интенсивность сейсмического эффекта, выражаемая в баллах, и магнитуда, оцениваемая по выделяемой из очага энергии.

При определении балльности землетрясений по шкале интенсивности учитывается совокупность многих признаков. Однако принятая шкала носит описательный характер, т. к. основана не на непосредственных измерениях колебаний грунта с помощью инструментов, а на наблюдениях воздействия землетрясений в зоне сильных колебаний и значительных разрушений, т. е. в плейстосейстовой области.

Краткая форма сейсмической шкалы показана в табл. 2.

Таблица 2

Балл	X_0 , мм	Краткая характеристика землетрясений	
1 2 3	– – –	Колебания почвы определяются приборами. Ощущаются в отдельных случаях людьми, находящимися в спокойном состоянии. Колебания отмечаются немногими людьми.	слабые
4 5	<0,5 0,5 – 1	Землетрясение отмечается многими людьми. Возможно колебание окон, дверей. Качание висячих предметов, скрип полов, дребезжание стекол, осыпание побелки.	ощутимые
6 7	1,1 – 2 2,1 – 4	Легкие повреждения в некоторых зданиях, тонкие трещины в штукатурке, трещины в печах и т. п. Значительные повреждения в некоторых зданиях, трещины в штукатурке и откалывание отдельных кусков, тонкие трещины в стенах, повреждение дымовых труб.	сильные
8	4,1 – 8	Большие трещины в стенах некоторых прочных зданий, падение карнизов, повреждение дымовых труб.	разрушительные
9	8,1 – 16	Разрушение большинства зданий: обрушение стен, перекрытий, кровли.	опустошительные
10	16,1 – 32	Разрушение зданий, мостов, оползни и обвалы. Трещины в грунтах около метра шириной.	уничтожающие
11	>32	Изменение рельефа, многочисленные трещины в грунте, большие обвалы в горах.	катастрофические
12	–	Изменение рельефа местности на значительном пространстве.	катастрофа

Для сравнения землетрясений используют шкалу, оценивающую величину землетрясения, зависящую от их начальной энергии – шкалу магнитуд.

Магнитуда (M) определяется как логарифм отношения максимальных амплитуд данного землетрясения к амплитуде максимальных волн некоторого стандартного (референтного) землетрясения.

Сейсмогенные морские волны (цунами), представляющие собой длиннопериодные колебания воды, возникают в результате резкого, сопровождающегося землетрясением смещения по подводному разрыву или подводному оползню.

В открытом океане волны цунами по своей длине во много раз превосходят все другие виды волн, у которых расстояние между гребнями бывает более 100 м, тогда как такое расстояние для волн цунами достигает величины более 100 км. Скорость распространения волн математически определяется выражением \sqrt{gH} , где g – ускорение силы тяжести (980 см/с^2), а H – глубина воды, т. е. при средней глубине океана в 4 км скорость составит более

600 км/ч. При подходе цунами к мелководью во много раз возрастает высота волны. С приближением цунами к берегу уровень моря вдоль побережья понижается, а затем приходят волны цунами. Промежутки между отдельными сериями волн могут длиться от нескольких минут до часа и больше.

Энергия цунами обычно составляет от 1 до 10 % (около 10^{23} эрг) энергии вызывающих их землетрясений.

Материальные потери, связанные с землетрясениями, за прошедшие 30 лет превысили 42×10^{12} белорусских рублей. Поэтому предсказание места и времени возникновения будущего землетрясения с указанием возможной силы его является важной задачей. В настоящее время используют следующие методы предсказаний:

– геохимический, основанный на изменениях химического и компонентного состава подземных вод;

– геофизический, основанный на изменении электрических свойств горных пород, изменении силы тяжести, изменении скорости прохождения сейсмических и акустических волн;

– деформационный, основанный на изучении аномальных изменений уровня моря;

– геодинамический, основанный на изучении тектонических движений на геодинамических полигонах путем построения плановых и высотных геодезических сетей и проведения специальных геодезических наблюдений.

Положительные результаты прогноза могут быть получены при использовании данных всей суммы существующих методов.

Вопросы для самопроверки:

1. Что отличает новейшие тектонические движения от современных?
2. Как отображаются на топографических картах признаки поднятия и опускания местности?
3. Как отображаются на рельефе структуры, возникающие при деформациях в горных породах?
4. Расскажите о типах тектонических движений.
5. Расскажите о формах интрузивных тел.
6. В чем заключается сущность вулканизма?
7. Дайте характеристику географии вулканизма.
8. Для чего определяются элементы залегания горных пород?
9. Какие деформации возникают при передаче сейсмических волн?
10. Расскажите о шкале интенсивности землетрясений.
11. Расскажите о географии землетрясений.
12. В чем заключается прогноз землетрясений?
13. Что такое цунами?

3. ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ГИПОТЕЗЫ

Геотектоника как самостоятельная наука о строении и развитии Земли возникла в 30-х годах прошлого столетия. Пытаясь постичь эту интригующую тайну природы, ученые выдвигают массу гипотез, порой противоречащих друг другу. Так, в самых древних преданиях вавилонян образование Земли связывалось с поднятием суши из океана. Древнегреческий философ **Гераклит** (конец VI – начало V до н. э.) считал, что при образовании мира из огня возникла его противоположность – вода, из которой затем произошла Земля. Высказывались и противоположные идеи, по которым доминирующую роль играет суша, а вода располагается внутри нее в виде морей. **Аристотель** (384 – 322 гг. до н. э.) сделал важнейший вывод о постоянном изменении лика земной поверхности. Философ **Сенека** (около 4 г. до н. э. – 65 гг. н. э.) считал, что именно напор газов, заполняющих каналы земного шара, вызывает поднятие суши и образование островов.

Римский естествоиспытатель **Плиний Старший** (23 или 24 – 79 гг. н. э.), считал, что материки возникли либо благодаря речным наносам, либо за счет отступления моря.

По мнению арабского ученого **Ибн Сина** (около 980 – 1037) обитаемая часть суши раньше была морем. Доказательством тому он видел в находках окаменевших остатков животных организмов в горных породах.

Синтезом идей Аристотеля и Ибн Сины явились труды немецкого ученого средневековья **А. Вольдштедта** (1193 – 1280). Он полагал, что Земля пронизана каналами и пустотами, а циркулирующий по ним воздух поднимает участки суши над морем, которое раньше полностью ее перекрывало. Он доказывал также, что на поднятие суши влияют созвездия.

Дальнейшему развитию знаний о поверхности Земли во многом способствовали путешествия Марко Поло, Х. Колумба, Васко де Гама, Ф. Магеллана. Однако коренные изменения в представлениях о строении Земли и причинах ее развития произошли благодаря **Леонардо да Винчи** (1452 – 1519). Он считал, что причиной непрерывной изменчивости земной поверхности является движение воды по земным проходам. По его мнению, от трения земля, расположенная выше таких водяных жил, становится рыхлой, и данный участок может обрушиться; та же часть Земли, от которой отделился обвалившийся участок, станет легче и поднимется над уровнем моря.

Идею о сферических оболочках Земли впервые высказал французский ученый **Р. Декарт** (1596 – 1650). Позднее аналогичную модель внутреннего строения Земли предлагал датский ученый **Н. Стенон** (1638 – 1686). Основываясь на конкретных геологических наблюдениях, этот исследователь сформулировал четыре основных принципа, которые в дальнейшем нашли свое развитие в геологии: 1) любой слой представляет собой бесконечную непрерывность, так что его можно проследить через долины; 2) каждый слой отлагается в горизонтальном положении, отклонение от которого является следствием последующего нарушения; 3) если горизонтальный слой лежит на наклонном слое, то нарушение залегания последнего произошло задолго до образования первого; 4) горы не представляют собой постоянной величины. В этих принципах впервые появляются наметки учения о структурных взаимоотношениях, т. е. геотектоники.

Впервые единую геологическую историю Земли от ее возникновения до современного состояния создал французский испытатель, сторонник образования планет Солнечной системы в результате катастрофы **Ж. Бюффон** (1707 – 1788).

Огромный вклад в развитие прогрессивных материалистических идей в геологии внес **М. В. Ломоносов**. Им впервые в своем знаменитом труде «О слоях земных» (1763) заложена мысль о существовании особого рода движений земной поверхности, названных позднее тектоническими движениями. М. В. Ломоносов утверждал, что перемещение береговых линий есть результат движения земной поверхности в виде поднятий и опусканий. Причем эти движения он считал периодическими. Таким образом, в его труде предвосхищалась идея о существовании колебательных тектонических движений земной поверхности, столь широко распространенная уже в XX веке.

Огромное влияние на формирование геологической мысли оказал **Д. Геттон**. В своем капитальном труде «Теория Земли» (1788) тектонический процесс он представлял в виде поднятия земной поверхности, которое сопровождается образованием изверженных пород и появлением неровностей рельефа. Под действием экзогенных сил эти неровности со временем разрушаются, и обломки сносятся в море, где формируются новые горизонтальные слои осадочного материала. В дальнейшем весь цикл геологических процессов вновь повторяется. Его труды и идеи стали широко распространяться, оформившись в направление, получившее название плутонизма.

В противовес плутонизму в XIII в. начали развиваться представления **нептунистов**, которые основой всех остальных пород считали первичными осадочные породы, а не магматические.

В XIX в. благодаря научным наблюдениям дна морей и океанов, обобщения полученного геологического материала, появилась возможность рассмотрения новых идей, как первых научных гипотез.

Одной из первых гипотез, получившей название гипотезы кратеров поднятия, явилась концепция немецкого геолога **Л. Фон Буха** (1774 – 1853), основанная на взглядах Д. Геттона о наличии расплава внутри Земли. По этой гипотезе огненные жидкие массы вещества действуют на внешнюю осадочную оболочку Земли и вследствие вертикального восхождения разрывают ее. В результате образуются большие разломы и смещения слоев. Происходит внутреннее изменение структуры осадочной оболочки и вздымание горных хребтов. Последние всегда в центре сложены изверженными магматическими породами, сила поднятия которых вызвала разрыв осадочной оболочки. Таким образом, горные хребты представлялись своеобразными кратерами поднятия.

Развивая концепцию Л. Фон Буха, другой ученый – **А. Гумбольдт** доказал, что на ранних стадиях развития нашей планеты земная кора была тонкая и испытывала более сильные и мощные землетрясения и извержения вулканов, чем в наши дни. Охлаждение Земли привело к увеличению мощности ее коры. Действие внутренних сил ослабело, а их проявление выражалось в медленном поднятии коры с образованием гор, горных цепей и континентов.

Параллельно с развитием идей Д. Геттона, Л. Фон Буха, А. Гумбольдта формируются и иные представления о причинах геологического строения планеты. В 1796 г. швейцарский исследователь **Г. Б. Соссюр** обнаружил существование опрокинутых и лежащих складок, что не вязалось с представлением о вертикальном поднятии участков земной коры, а в 1830 г. бельгийский геолог **А. Дюмон** в своем научном трактате подтверждает положения Г. Б. Соссюра. Эти факты говорили о том, что эти формы залегания пластов обязаны своим возникновением силам, действующим не в вертикальном, а в горизонтальном направлении.

Наблюдения в Альпах и открытие опрокинутых складок и перевернутых пластов хорошо согласовывались с космогонической гипотезой Канта-Лапласа. Возникла принципиально новая **геотектоническая гипотеза контракции**.

Наиболее полно и ясно она была сформулирована французским ученым **Эли де Бомоном** в его труде «О горных системах» (1852). Он писал о том, что медленное и непрерывное явление охлаждения Земли вызывает последовательное уменьшение длины среднего радиуса и именно это уменьшение определяет в различных точках поверхности центростреми-

тельное движение, приближая каждую из них к центру, постепенно и незаметно отпуская ее ниже первоначального положения. Образование гор ученый объяснял главным образом горизонтальным сдавливанием пластов осадочных горных пород, утверждая, что горные цепи в основном соответствуют тем частям земной коры, горизонтальная протяженность которых уменьшилась под влиянием поперечного раздавливания.

Большой вклад в развитие геотектонических представлений внес американский геолог **Д. Дена**.

По Д. Дена Земля состоит из твердого ядра, вязкого подкорового слоя и земной коры, которая, в свою очередь, подразделяется на два слоя: собственно кору и подкоровую часть, сложенную продуктами переработки горных пород на земной поверхности. Форма ядра, по убеждению Д. Дена, иная, чем фигура Земли, поэтому расстояние от поверхности ядра в различных районах различна. Там, где оно меньше, охлаждение недр происходит быстрее. Именно здесь земная кора образуется в первую очередь. Таким образом, уже на разных стадиях развития Земли остывание недр происходило дифференцировано, и в местах относительно максимального остывания формировались континенты, в других областях – океаны. Континенты всегда испытывали поднятия, океаны – опускание, что явилось следствием неодинакового радиального сжатия при дальнейшем остывании недр. Океаны оказывали на континенты большое давление, приводившее к образованию прогибов. При этом наиболее глубокие прогибы возникали в теле континента на границе с океанами. Именно в них шло мощное накопление осадочных горных пород, как компенсация прогибанию. В дальнейшем эти области, испытывая влияние магм, метаморфизм и горообразование, становились местом развития геосинклиналей (областей, испытывающих вначале интенсивное прогибание, а потом горообразование).

Идея контракции в России получает развитие в трудах русского геолога **И. В. Мушкетова**.

Свое законченное выражение идея контракции получила в монографии австрийского геолога **Э. Зюсса** «Лик Земли» (1875 – 1909). В основе его воззрений лежала идея о том, что все возможные дислокации земной коры являются результатом движений, вызванных сокращением объемов планеты. Игнорируя колебательные движения земной поверхности, Э. Зюсс допускал проявление вертикальных движений только в виде опусканий. По его мнению, всякие выпуклости рельефа создаются только складчатостью, а понижения определяются явлениями опускания, которые путем образования разломов на фоне складчатых структур. Э. Зюсс все движения, воздействующие на земную кору, подразделил на тангенциальные и радиальные. Первые из них формируют складки, сдвиги, сбросы и т. д., вторые – провалы, впадины, грабены.

На рубеже XIX и XX вв. идея сжатия Земли, связанная с остыванием его недр, сменилась гипотезой расширяющейся Земли.

Идея расширения Земли нашла поддержку в трудах венгерского геофизика **Л. Эдьеда** (1963 г.), советских исследователей **И. В. Кириллова** и **В. Б. Неймана**. По этой гипотезе планеты Солнечной системы образовались в результате взрыва единственного спутника Солнца белого карлика, состоявшего из сверхплотного вещества. Силой взрыва материя карлика была разбросана в окосолнечном пространстве. Так образовались планеты, сложенные сверхплотным веществом. Нестабильное состояние привело к процессу перехода к нормальному давлению, уменьшению плотности вещества и увеличению объема за счет разуплотнения планетной материи. По данным, проведенным NASA в 1988 году, скорость увеличения радиуса Земли составляет $2,8 \pm 0,8$ см/год.

Почти одновременно с появлением этой гипотезы выдвигается пульсационная гипотеза.

Наиболее полное развитие эта гипотеза получила в трудах **М. А. Усова** и **В. А. Обручева**. Они считали, что вся история Земли состоит из фаз расширения и сжатия. В фазы расширения преобладают вертикальные движения, при этом в подвижных поясах кора растрескивается, растягивается, закладываются активные подвижные структуры с интенсивным прогибанием и накоплением осадков. Это **геосинклинали**. С фазами расширения связана активизация магматической деятельности.

Фазы сжатия характеризуются существенными горизонтальными напряжениями. В геосинклинальных прогибах мощные толщи накопившихся осадков сминаются в складки, образуя горные хребты и системы.

Наблюдения за аномальными отклонениями отвеса вблизи высоких гор дали толчок к появлению новой гипотезы – **гипотезы изостазии** (равновесия). Идею изостазии в 1892 г. высказал американский геолог **К. Деттон**. Он ошибочно предполагал, что материки приподняты потому, что они испытывают эрозию и с них сносятся продукты разрушения, а океаны опущены вследствие накопления в них осадочных пород, которые утяжеляют кору и заставляют ее прогибаться. Ошибка его состояла и в том, что он считал явление изостазии необратимым.

В тоже время наблюдения над процессами изостазии дали толчок развитию идей о колебательных движениях земной коры.

В XX столетии русский ученый-любитель **И. Ертов** в 1805 году опубликовал книгу: «Мысли о происхождении и образовании миров», где высказал идею решающего влияния сил вращения Земли на формирование геологических структур. По этой концепции, получившей название **ротационной гипотезы**, твердая оболочка Земли под действием сил вращения разъединилась, и образовавшиеся фрагменты стали раздвигаться в разные стороны. Это и были материки, а нижние слои образовали морское дно.

В основе ротационной гипотезы лежит представление о периодическом изменении скорости вращения Земли, которая вследствие приливного влияния Луны и Солнца замедляется. Изменение угловой скорости вращения приводит к изменению формы планеты, что, несомненно, влечет к деформации земной коры.

Сравнительно широко во второй половине XIX в. была распространена ядерная гипотеза формирования материков. Сущность гипотезы заключалась в том, что возникновение материков объяснялось процессом кристаллизации, разрастания континентальных масс из отдельных центров, в связи с чем материки непрерывно увеличивались, а океаны сокращались.

Тридцатые годы прошлого столетия стали богатыми на новые космогонические идеи и фактические данные о глубинном строении Земли, которые подготовили появление новых взглядов и на причины развития нашей планеты.

В 60-е годы прошлого столетия появились идеи, которые шли вразрез с ротационной гипотезой. В геотектонике укоренилось представление об активных процессах, протекающих в недрах нашей планеты. Суть этих процессов в перемещении глубинного вещества Земли. Появляется **гипотеза глубинной дифференциации** (ундации). В основе данной концепции лежит представление о появлении в недрах Земли разуплотненных и расширяющихся масс (ундаций). Причина их возникновения – дифференциация земного вещества. Крупные ундации (мегаундации) зарождаются в низах мантии и приводят к подъему над ними средней и верхней мантии, а также земной коры. Образование поднятий приводит к развитию трещин и кора с верхней мантией соскальзывает по склонам поднятий, обнажая нижние слои мантии. Так образуются океаны. При этом происходит значительное горизонтальное перемещение крупных пластин литосферы (континентов).

В верхних горизонтах мантии возникают мелкие ундации (геоундации). Их возникновение объясняется сжатием вещества и увеличением плотности астеносферы в результате горизонтального движения литосферных плит. В результате образуются геосинклинальные прогибы, которые заполняются осадочным материалом. Дальнейший разогрев мантийного материала приводит к возникновению поднятий внутри геосинклинальных прогибов. Процесс их роста сопровождается гравитационным соскальзыванием геосинклинальных осадков. Возникает складчатость, надвиги, покровы.

Таким образом, первая половина XX в. проходит в геологии под флагом **фиксизма**, согласно которому крупные структуры литосферы (океаны и континенты), в процессе своего развития остаются на одном месте и не перемещаются в горизонтальном направлении.

Наиболее полно идеи мобилизма в начале XX в. были разработаны в трудах немецкого метеоролога **А. Вегенера**, которые в последствии получили название гипотезы дрейфующих материков. Основными аргументами, подтверждающими эту гипотезу, явились:

1. Изменения географических координат некоторых крупных материковых масс.

2. «Легкие» материки способны «плавать» и скользить по подстилающим породам мантии.

3. Сходство геологического строения структур, разделенных многими тысячами километров.

4. Общность вымерших рептилий и некоторых ископаемых ракообразных, разделенных ныне материков южного полушария.

Согласно гипотезе А. Вегенера, первоначально все континенты были собраны воедино в виде огромного материка Пангеи, который омывался водами единого океана Панталасса. На рубеже палеозоя и мезозоя под действием полюсобежной силы (разница между центробежной силой и силой, обусловленной вращением Земли вокруг своей оси) Пангея начала свое движение по тяжелому мантийному субстрату. Движение ее частей с различной скоростью привело к распаду суперматерика. Отдельные ее фрагменты совершали дальнейшее движение по индивидуальным траекториям. Перед передним краем скользящих масс осадки сминались в складки с образованием горно-складчатых структур, в тыловой части возникали прогибы и впадины.

В настоящее время проведенные многочисленные исследования литосферы интерпретируются как с традиционных классических позиций, так и с позиции тектоники литосферных плит. Однако неоднозначность геологической интерпретации обширных геофизических материалов явилась одной из главных причин расхождения специалистов, которые разделились на две группы: «**фиклистов**» и «**мобилистов**».

Первые придерживаются взглядов, в основе которых лежат представления о том, что расположение материков и их отдельных частей оставалось неизменным в течение всей геологической истории, т. е. положение их фиксировано.

Вторые полагают, что материки перемещаются относительно друг друга, и положение их в прошлые геологические эпохи было иным.

Одна часть ученых фиклистов, придерживающихся гипотезы расширения Земли, считает, что ее радиус в течение геологической истории постепенно увеличивался, что привело к значительному расширению площа-

ди земной поверхности, в результате чего ранее спаянные материки раскололись, дав начало образованию рифтов и океанических впадин. Другая часть фиклистов полагает, что образование океанов вызвано переработкой толстой континентальной коры в тонкую океаническую. Ряд исследователей считает, что образование впадин и поднятий является следствием сжатия коры на остывающем земном шаре.

Среди мобилистов наиболее популярна концепция, согласно которой земная поверхность разделена на ограниченное число литосферных плит. В срединно-океанических хребтах происходит новообразование океанической коры, которая, растекаясь в стороны от осевых частей хребтов, вновь погружается в мантию в зонах островных дуг.

В результате действия тектонических рельефообразующих процессов на поверхности литосферы возникают две геотектонические группы: **геотектуры** и **морфоструктуры**. При этом к геотектурам относятся формы рельефа Земли первого порядка, обусловленные силами общепланетарного (космического) масштаба, взаимодействующими со всеми остальными факторами образования рельефа. К элементам геотектуры принадлежат материковые выступы, океанические впадины, крупные горные системы, платформенные равнины.

Осложняющие поверхность геотектуры, формы рельефа второго порядка относятся к морфоструктуре Земли. Крупные формы рельефа, возникающие в результате движения земной коры, развивающиеся в результате взаимодействия эндогенных и экзогенных факторов при ведущей роли тектонических движений, определяются как морфоструктуры. К ним относятся хребты, плато, массивы, возвышенности, низменности, крупные впадины на поверхности суши и дне океана.

Вопросы для самопроверки:

1. Дайте краткую характеристику существовавшим и существующим геотектоническим гипотезам.
2. В чем заключается сущность гипотезы контракции?
3. В чем сущность идей фиксизма?
4. В чем сущность идей мобилизма?

4. ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ЗЕМЛИ

4.1. Определение возраста горных пород. Фации

Важным моментом в познании истории Земли был тот, когда исследователи установили, что в напластовании горных пород заключены ископаемые остатки самых разнообразных животных и растений. Причем в нижних слоях, которые образовались раньше, чем те, которые потом перекрыли их, встречаются остатки более примитивных организмов.

Изучение состава осадочных горных пород и заключенных в них органических ископаемых остатков дало возможность уже в первой половине XIX века установить определенную последовательность в их напластованиях. Были выделены слои (периоды) и группы слоев с характерными для них остатками животных и растений. Даже если эти слои удалены друг от друга, территориально они похожи. Им дали наименования. По характерным горным породам были названы слои **меловой** и **каменно-угольный**. Другие группы слоев получили свое название от местности, в которой их впервые обнаружили и изучили. Так появились отложения юрской, девонской, пермской, кембрийской и других систем.

Принятая сейчас и приведенная в прил. 5 относительная геохронология была утверждена в 1884 году на Международном геологическом конгрессе в Болонье.

Было установлено, что каменная летопись Земли разделена на две неравные части. В молодой части, которая особенно широко распространена, заключены многочисленные остатки и следы всех известных на сегодняшний день животных и растений. Эта часть геохронологической шкалы получила название **фанерозоя**, как времени очевидной жизни. Фанерозой делится на три геологические эры: **палеозойская** (эра древней жизни), **мезозойская** (эра средней жизни) и **кайнозойская** (эра новой жизни).

Другая, более древняя и продолжительная часть геологической истории, называется **криптозоом** (докембрием) или временем скрытой жизни. Криптозой подразделяется на две неравные части: **архей** и **протерозой**.

Геохронологическая шкала отражает порядок чередования слоев, дает представление о том, какой из них моложе, какой древнее, но не отвечает на вопросы, как долго продолжался тот или иной период и насколько далеко он отстоит от нынешнего времени.

Только открытие **радиоактивности** дало возможность узнать возраст Земли и возраст Солнечной системы. На основании радиоактивного распада урана, содержащегося в минералах и горных породах, и превращении его в свинец, были составлены шкалы абсолютного летоисчисления нашей планеты.

Установлением возраста горных пород занимается раздел геологии – **стратиграфия**. При этом в основе определения относительного возраста горных пород лежит следующий **стратиграфический принцип**: последовательность залегания горных пород в вертикальном разрезе земной коры отвечает хронологической последовательности их образования. Стратиграфический метод используется при определении возраста пластов горных пород, не нарушенных разрывными дислокациями, сохранивших последовательность залегания и отсутствия опрокинутых складок. В противном случае прибегают к минерало-петрографическому (литологическому), ленточных глин, геофизическим и другим методам.

Часть геологического пространства, или геологическое тело, с определенными (одинаковыми) условиями образования (часть земной поверхности с одинаковыми на всем протяжении физико-географическими условиями) называется **фацией**. Основное свойство фации – ее **однородность**. Фации разделяются по месту образования на **морские, лагунные и континентальные**. Остатки, слагающие фацию, называются **литофацией**.

Понятие о фации имеет три стороны. С одной, это совокупность генетических признаков. Они заключены в породах, слагающих данную фацию. С другой стороны, это физико-географическая обстановка накопления остатков, из которых образовалась данная порода. Третья сторона – это принадлежность фации определенным стратиграфическим горизонтам, т. е. фации следует рассматривать в определенных стратиграфических границах.

Термином «фация» пользуются также для изверженных магматических и метаморфических пород. Под фациями изверженных пород обычно понимают различия в химическом составе, а, следовательно, и в петрографических особенностях этих пород, являющихся приблизительно разновозрастными продуктами одного магматического очага.

Под фациями в метаморфических породах понимают разные степени метаморфизма одинаковых или близких по составу материнских пород.

4.2. Краткие сведения об эрах и периодах геологической истории Земли

Архейская эра. Породы архейской эры представлены сильно метаморфизованными и дислоцированными гнейсами, метаморфизованными сланцами и магматическими горными породами. Прослойки графита и графитовых сланцев в отложениях, а также наличие перекристаллизованных известняков и мраморов свидетельствует об органично-химическом происхождении пород и наличии в то время морей.

Отсутствие органических остатков, связанное с интенсивным метаморфизмом осадочных пород и широким развитием магматизма, не позволяет подразделить породы архейской эры на периоды и эпохи. Эра характеризуется образованием на Земле континентов и океанов, а продолжительность ее составляет 4,0 – 2,5 млрд. лет.

Протерозойская эра. Отложения протерозойской эры представлены преимущественно метаморфизованными осадочными и магматическими породами, среди которых встречаются и слабо метаморфизованные отложения со следами жизнедеятельности организмов. В отложениях протерозоя встречаются остатки панцирей древнейших ракообразных, иглы радиолярий и др. Из растений широко распространены водоросли. Продолжительность эры – 2,5 – 0,7 млрд. лет.

В течение архейской и протерозойской эр имели место неоднократные крупные горнообразовательные движения, сопровождающиеся интенсивной магматической деятельностью.

Палеозойская эра. Продолжительность эры – 335 млн. лет. Отложения палеозойской эры, в отличие от более древних, лишь местами интенсивно дислоцированы и метаморфизованы. Распространены осадочные и магматические породы. Метаморфические породы имеют подчиненное значение.

Большое разнообразие беспозвоночных животных позволило расчленить палеозойскую эру на две подэры: ранний палеозой и поздний палеозой. Подэры сильно отличаются друг от друга по палеонтологическим остаткам и результатам геологического развития, что дало возможность разделить их на следующие периоды и эпохи.

Ранний палеозой продолжительностью 165 – 170 млн. лет.

1. Кембрийский (подразделяется на три эпохи – ранняя, средняя и поздняя).
2. Ордовикский (подразделяется на три эпохи – ранняя, средняя и поздняя).
3. Силурийский (подразделяется на две эпохи – ранняя и поздняя).

В течение всего раннего палеозоя земная кора испытывала **Каледонскую эпоху складчатости**. Начало Каледонской складчатости относится к концу протерозоя, конец – к окончанию силура – началу девона.

В начале раннего палеозоя Каледонская складчатость проявлялась, в основном, в виде опускания, в конце ордовика и силура – поднятия земной коры.

Поздний палеозой протяженностью 165 млн. лет.

1. Девонский (подразделяется на три эпохи – ранняя, средняя и поздняя).
2. Каменноугольный (подразделяется на три эпохи – ранняя, средняя и поздняя).
3. Пермский (подразделяется на две эпохи – ранняя и поздняя).

Основными структурными элементами земной коры к началу позднего палеозоя остаются древние платформы и складчатые пояса. Суперконтинент Гондвана подвергся в начале позднего палеозоя рифтогенезу, произошло усложнение существовавших структур, образование прогибов, переход складчатых систем в платформы. Вторая половина позднего палеозоя характерна проявлением Герценского этапа тектогенеза, который сформировал сложные по строению горноскладчатые структуры.

Мезозойская эра протяженностью 170 млн. лет. Эра включает **триасовый, юрский и меловой** периоды. Триасовый и юрский периоды делятся на три эпохи каждый, меловой – на две.

Начало мезозойской эры представляет собой время значительных изменений в строении подвижных поясов. Испытав Герцинский тектогенез, многие пояса перешли в стадию молодых платформ, хотя складчато-геосинклинальный режим еще продолжался, но в меньшей степени.

В **триасе** происходил активный рифтогенез, который затронул огромные территории континентов и океанов. В поздне триасовую эпоху во многих местах планеты проявились тектонические процессы сжатия и деформации земной коры. Со второй половины **юры** и в **мелу** значительная часть платформ испытала прогибание и трансгрессию моря. Гондвана в мезозойскую эру испытала раскол фундамента и распад платформы на отдельные части – материка.

Кайнозойская эра. Эра имеет продолжительность 67 млн. лет и подразделяется на три периода: **палеогеновый, неогеновый и четвертичный**. Периоды делятся на эпохи: палеогеновый – на три, неогеновый – на две, четвертичный – на четыре (ранняя, средняя, поздняя и современная). В составе четвертичного периода выделяют отделы: ледниковый и послеледниковый. Продолжительность четвертичного периода составляет 1, – 2,0 млн. лет.

В кайнозойскую эру происходили весьма интенсивные вертикальные и горизонтальные движения на континентах и в океанических плитах. Тектоническая эпоха, проявившаяся в кайнозойскую эру, называется **Альпийской**. Она охватила практически всю землю и отличается от предшествующих значительной амплитудой поднятий как отдельных горных систем, так и континентов и опусканий межгорных и океанических впадин, расколом континентов и океанических плит и их горизонтальными перемещениями.

В начале кайнозойской эры на континентах и в океанах усилился рифтогенез, значительно активизировался процесс перемещения плит, продолжается унаследованный ранее спрединг дна океана. В конце неогена на Земле сформировался современный облик континентов и океанов. В это же время и в четвертичный период изменяется состав органического мира и усиливается его дифференциация, земная поверхность охлаждается, увеличиваются площади и высоты материков, уменьшаются площади и увеличиваются глубины океанов.

В результате Альпийского тектогенеза возникли альпийские складчатые сооружения, для которых характерным является проявление горизонтальных смещений, образований в виде надвигов, опрокинутых складок, покровов и т. п.

4.3. Геологические карты и разрезы и их содержание

4.3.1. Геологические карты

При создании геологических, инженерно-геологических и геоморфологических карт используются элементы топографической основы: высотные характеристики рельефа (горизонтали, изобаты, отметки высот и глубин), гидрографическая сеть, береговые линии. В ряде случаев, на рабочей основе для ориентировки на местности могут быть сохранены и некоторые другие контуры. Степень генерализации определяется масштабом, назначением и содержанием создаваемой карты.

Карта инженерно-геологических факторов местности, отображенных, охарактеризованных и обогащенных в соответствии с требованиями проектирования и строительства сооружений, называется **инженерно-геологической**.

Геоморфологическая карта составляется для наиболее полного и наглядного показа характеристик рельефа, отсутствующих или слабо выраженных на общегеографических картах.

Геологические карты создаются в результате геологического картирования (съемки). Задачей геологической съемки является картографическое воплощение всех геологических знаний по тому или иному району, охватывающих вопросы стратиграфии, тектоники, истории геологического развития рельефа, закономерности размещения полезных ископаемых и другие. При геологическом картировании используются знания и методы таких отраслей науки, как геофизика, геохимия, аэро- и космические методы.

Полученная в результате геологической съемки карта дает представление о геологическом строении определенного участка земной поверхности и, по существу, является проекцией выходов коренных пород (дочетвертичного возраста), нанесенных на топографическую карту определенного масштаба. Такая геологическая карта называется **геолого-стратиграфической**, т. к. при ее составлении в основе лежит принцип выделения различных по возрасту горных пород.

Покров четвертичных отложений при картировании коренных пород снимается. Карта четвертичных отложений составляется отдельно.

Геолого-стратиграфическая карта является основой для всех других карт, входящих в комплексное геологическое картирование. Такое картирование предусматривает составление различных геологических карт, освещающих отдельные стороны геологического строения района. К таким картам, кроме геолого-стратиграфической, можно отнести литолого-картографические, структурно-тектонические, гидрогеологические, геофизические и др.

В зависимости от масштаба все геологические карты делятся на обзорные, региональные, среднемасштабные и крупномасштабные.

Обзорные карты освещают строение отдельных материков и государств и составляются в масштабах 1:1 000 000 и мельче.

Региональные карты отображают участок земной поверхности, характеризующийся возрастным единством в образовании основной структуры. Региональные карты составляют в масштабах от 1:1 000 000 до 1:200 000.

Среднемасштабные карты подробно отображают геологию сравнительно небольшой площади. Масштабы карт от 1:200 000 до 1:25 000.

Крупномасштабные геологические карты составляются обычно для месторождений полезных ископаемых. Масштабы карт от 1:10 000 до 1:500.

В связи с различными требованиями, предъявляемыми к инженерно-геологическим картам со стороны геологов и проектировщиков, для этого вида карт применяется несколько другая классификация.

По масштабу и назначению *инженерно-геологические карты* разделены на три группы:

а) карты масштаба 1:1 000 000 и мельче, предназначенные для изучения инженерно-геологических условий и составления рабочих гипотез о геологическом строении регионов и выбора места строительства сооружения в масштабе республики;

б) карты масштаба 1:500 000 – 1:50 000, предназначенные для размещения значительных по площади промышленных и гражданских комплексов сооружений, выбора направления трасс дорог, трубопроводов, линий электропередач и др.;

в) карты масштаба 1:25 000 и крупнее, предназначенных для составления генеральных планов и детальной планировки населенных пунктов и объектов промышленного строительства.

Геоморфологические карты по масштабу подразделяются на мелко-масштабные – мельче 1:1 000 000, среднемасштабные – от 1:200 000 до 1:1 000 000 включительно, крупномасштабные – от 1:200 000 и крупнее.

Сравнительно широкий диапазон масштабов карт в каждой группе позволяет свободно варьировать ими в зависимости от геологической сложности участка местности.

Кроме того, инженерно-геологические и геоморфологические карты по содержанию разделяют на аналитические и синтетические. В качестве примера геоморфологической аналитической карты могут быть указаны упомянутые выше частные карты. На инженерно-геологических аналитических картах отображается один или несколько инженерно-геологических элементов, характеризующих инженерно-геологические условия участка. Синтетические карты составляются для характеристики какого-либо объекта с целью совокупной оценки (синтезу) его характеристик.

В свою очередь, аналитические и синтетические карты подразделяются на карты общие, частные и специальные. Такое деление карт позволяет иметь более целенаправленные узкоспециальные карты.

Исходными материалами при составлении геоморфологических карт являются литературные источники, общегеографические и тематические карты (геологические, тектонические и др.), аэроснимки, снимки земной поверхности, полученные с космических аппаратов, полевые наблюдения.

Составление инженерно-геологических и геоморфологических карт ведется различными методами:

1. Путем генерализации карт крупного масштаба – для карт мелкого масштаба.

2. Путем использования материалов полевых исследований и карт крупного масштаба.

Относительное использование исходных материалов определяется назначением исходной карты.

При составлении карт используют установленные обозначения трех видов:

- 1) цветовые;
- 2) индексы (буквы и цифры);
- 3) штриховые.

4.3.2. Геологические разрезы

Геологическим разрезом называется вертикальная проекция изображения последовательности напластования и структуры слоев поверхностных частей земной коры.

Для определения геологического строения и гидрогеологических условий изучаемой территории, по результатам проходки горных выработок и данным геологических карт, строят геологические разрезы. Последние дают представление о характере залегания и мощности различных пород и положение поверхности подземных вод по тому или иному вертикальному сечению изучаемой площади, в частности по осям возводимых сооружений.

При построении разреза с любым залеганием пластов его горизонтальный масштаб обычно соответствует масштабу коры.

Выбор вертикального масштаба зависит от мощности слоев на изучаемом участке. В идеальном случае его значение должно быть равно горизонтальному масштабу. В этом случае такие величины, как углы падения слоев, их мощности изобразятся на разрезе без искажений. Чаще, для уменьшения длины чертежей, прибегают к уменьшению горизонтального масштаба по сравнению с вертикальным. При этом вертикальный масштаб выбирается при условии, что самый маломощный слой из тех, которые должны быть нанесены на профиль, не должны быть меньше одного миллиметра при изображении его в разрезе.

Направление разреза выбирают с таким расчетом, чтобы на нем с наибольшей полнотой отразились основные характеристики пород, необходимые для инженерно-геологической или геоморфологической оценки изучаемого района.

Вопросы для самопроверки:

1. Какие методы историко-геологических реконструкций Вы знаете?
2. В чем суть стратиграфического метода определения возраста горных пород?
3. Принципы построения геохронологической шкалы.
4. Дайте определение слову «фация».
5. Дайте характеристику основных особенностей докембрия.
6. Дайте характеристику основных особенностей раннего палеозоя.
7. Дайте характеристику основных особенностей позднего палеозоя.
8. Дайте характеристику основных особенностей мезозоя.
9. Дайте характеристику основных особенностей кайнозоя.
10. Что является основой геологической карты?
11. Какие виды геологических карт Вы знаете?
12. Что является основой создания геологической карты?
13. Какие материалы и для чего используются при построении геологических разрезов?

5. ПРИРОДНЫЕ ЭКЗОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ, ИХ РЕЛЬЕФООБРАЗУЮЩЕЕ ЗНАЧЕНИЕ И ОСОБЕННОСТИ ИЗОБРАЖЕНИЯ ПРИ ТОПОГРАФИЧЕСКИХ СЪЕМКАХ

На поверхности Земли, где происходит взаимодействие ее внешних оболочек – атмосферы, гидросферы, биосферы – с земной корой, проявляются различные по интенсивности и природе геологические процессы. Эти процессы называются **внешними** или **экзогенными**. Главными агентами этих процессов выступают: климат, выветривание, работа ветра, деятельность поверхностных и подземных вод, ледников, техногенная деятельность человека. Воздействие экзогенных процессов на оболочку Земли проявляется по-разному. Это проявление выражается, в основном, в разрушении, (денудации) горных пород и сглаживании рельефа. В отличие от эндогенных процессов, для которых источниками энергии являются внутренние силы, развитие экзосферы Земли, экзогенные процессы управляются солнечной энергией.

Внешние и внутренние геологические процессы находятся в постоянном противодействии. Внутренние процессы – процессы горообразования, создания разнообразных форм рельефа, в то время, как внешние геологические процессы – процессы разрушения гор и выравнивания земной поверхности. Таким образом, рельеф земной поверхности есть результат взаимодействия эндогенных и экзогенных геологических процессов.

5.1. Выветривание

Процесс разрушения и изменения горных пород и минералов на земной поверхности и вблизи от нее под воздействием солнечной радиации, механического и химического воздействия воды, воздуха и живых организмов называется **выветриванием**. В зависимости от факторов, вызывающих выветривание, различают *физическое выветривание*, выражающееся только в дроблении пород без изменения их состава; *химическое*, сопровождающееся изменением состава пород за счет их химического взаимодействия с поверхностными и подземными водами и отчасти с атмосферой; *органическое*, вызываемое жизнедеятельностью организмов. Все виды проявляются совместно, однако их характер и интенсивность определяются окружающей обстановкой тесно связанной с климатической зональностью. В одних случаях превалирует температура и давление, в других – жизнедеятельность организмов, в третьих – кислотность, нейтральность или щелочность среды, в которую попадает горная порода.

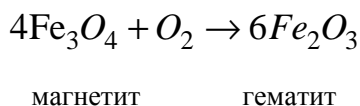
Основным фактором *физического* выветривания является резкое колебание температуры, вызывающее неравномерное изменение объема породы и минералов, слагающих ее. Интенсивность выветривания зависит от: климата, состава, структуры и цвета породы, характера первичной трещиноватости и длительности выветривания горной породы.

В теплом и влажном климате выветривание происходит быстрее, чем в континентальном; в горных районах – непрерывно; в равнинных, при образовании мощного чехла выветриваемых пород, этот процесс прекращается в поясе постоянных температур (на глубине 20 – 30 м).

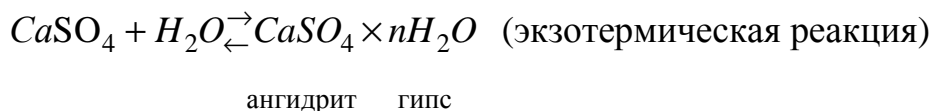
Химическое выветривание обусловлено химическим взаимодействием горных пород с окружающей средой (вода, воздух). Чем больше площадь соприкосновения этих двух сред с горной породой, тем интенсивней выветривается порода. Наиболее благоприятными условиями при этом являются высокая температура и большая влажность. Главным фактором химического выветривания являются поверхностные и подземные воды. Достаточно сказать, что в одном литре дождевой воды содержится 10 см³ кислорода, 15 см³ азота и 3 см³ углекислого газа. Кроме того, вода, просачиваясь, насыщается органическими кислотами и минеральными соединениями, придающими ей окислительные и щелочные свойства, и в процессе движения меняет химический состав не только свой, но и горных пород. Глубина действия при этом определяется уровнем грунтовых вод, ниже которого вода почти лишена свободного кислорода (обычно это 20 – 30 м).

В зонах тектонических трещин глубина химического выветривания значительно увеличивается. При химическом выветривании происходит: окисление, гидратация (реже дегидротация), растворение, гидролиз, карбонатизация и восстановление. Происходят как эндотермические (растворение хлористого кальция), так и экзотермические реакции.

В основе процесса окисления лежит присоединение кислорода к минералам с образованием менее твердых соединений. Например:



Гидратация – это образование новых соединений путем адсорбции (поглощения поверхностных молекул вещества кристаллизационной водой). Например:



Растворение – это способность молекул одного вещества распространяться вследствие диффузии в другом веществе без изменения их химического состава.

Гидролиз – это обменное разложение вещества под влиянием гидролитической диссоциации воды, сопровождающееся разрушением и воссозданием кристаллических решеток минералов. Гидролиз всегда сопутствует растворению. Так как алюмосиликаты и силикаты составляют более половины объема земной коры, гидролиз является одной из наиболее характерных и важных реакций химического выветривания.

В *органическом* выветривании выделяют два направления: механическое (корнями деревьев) и микроорганизмами. При этом виде выветривания происходит переход минеральных веществ в органические и обратно, образуя непрерывный круговорот веществ, являющихся сущностью почвообразования.

Интенсивность проявления процесса выветривания зависит от силы воздействия агента, состава пород, геологического строения местности и т. д. Наиболее сильно процесс проявляется у поверхности Земли. Активная область составляет 5 – 10 м. Воздействуя на поверхность Земли, процесс выветривания приводит к образованию коры выветривания, а остаточные продукты выветривания, образовавшиеся на месте разрушения коренных образований, называется **элювием**. Элювий неоднороден по составу, но в общей толще его можно различить четыре зоны. Первая – характерна высокой степенью дробления частиц. Водопроницаемость пород этой зоны ничтожна. Под действием нагрузки порода сильно сжимается. Наличие глинистого материала способствует пластичности и набуханию пород. Зона носит название зоны полного дробления.

Во второй зоне куски материнской породы непрочные и рассыпаются при механическом воздействии, образуя щебень и дресву. Водопроницаемость и сопротивление сжатию у пород второй зоны выше, чем у пород первой зоны. Зона носит название щебенистой, а мощность ее достигает трех метров.

Материнские породы третьей, глыбовой зоны обладают высокой водопроницаемостью. Между частями горной породы, при отсутствии сил сцепления, действуют только силы внутреннего трения. Верхняя часть зоны состоит из глыб диаметром 10 – 15 см, а в нижней части – до нескольких метров. Мощность зоны достигает нескольких десятков метров.

Четвертая, монолитная зона, не имеет следов раздробленности.

Физико-механические свойства коры выветривания зависят от степени выветривания исходной породы, ее петрографо-минералогического состава и структуры. Выветривание, как геологический процесс, приводит к разрушению и преобразованию первичных пород. С точки зрения геоморфологии, выветривание приводит к преобразованию форм рельефа.

5.2. Эоловые процессы

Геологическая деятельность ветра носит название эоловых процессов. Ветер является одним из важнейших геологических факторов, преобразующих рельеф Земли и создающих осадочные отложения. Он интенсивно воздействует на 35 – 40 % суши. Характер и распространение эоловых процессов прежде всего зависит от скорости ветра, количества и качества захватываемого им материала.

Среди этих процессов различают следующие:

1. **Корразия**, или сдирание, соскабливание материала. Вследствие турбулентности своей структуры ветер, засасывает песчинки и, в зависимости от скорости движения, величины и удельного их веса, перенося их на различные расстояния и ударяя ими о поверхность Земли, отбивает новые частицы породы. Корразии существенно помогает физическое и химическое выветривание, разрушающее связи между минеральными зернами горных пород.

2. **Дефляция** или развеивание, т. е. ветровой снос рыхлых продуктов. Различают дефляцию площадную и локальную. Площадная дефляция распространена как на выветрившихся поверхностях, сложенных речными, морскими и ледниковыми рыхлыми отложениями. Локальная дефляция связана с площадями, сложенными малостойкими горными породами и площадями, разбитыми тектоническими трещинами.

3. Перенос материала ветром, **перевеивание** и **навеивание** (эоловая транспортиция и ретранспортиция). В зависимости от удельного веса и величины частиц горных пород и скорости ветра, это явление происходит либо в виде перекачивания, либо скачкообразно, либо во взвешенном состоянии.

4. Аккумуляция песков (**трансгрессия**) происходит в областях торможения воздушных масс, в зонах заветренных окраин возвышенностей.

5. **Аккумуляция** – оседание эоловой пыли, взвешенной в воздухе с образованием лессовых отложений. Последние представляют из себя слабо уплотненную, но достаточно связную горную породу, отличающуюся вертикальной скваженностью и свойством просадочности (резком изменении

мощности) при изменении (увеличении) влажности горной породы. Поскольку вода – одна из причин возникновения просадок, то при оценке устойчивости сооружений на лессовидных породах необходимо учитывать положение уровня грунтовых вод и их режим.

6. Распространение эоловых отложений. Основными источниками выноса и накопления пыли являются переувлажнение песков, выдувание солончаков, мелкозема из продуктов выветривания.

7. **Сельскохозяйственная дефляция** (ветровая эрозия) почв, связанная с распашкой легких и малосвязных почв.

5.3. Флювиальные процессы

Процессы разрушения горного массива путем растворения, смыва и эрозии текучими водами называются **флювиальными**. Под **текучими водами** понимают все воды, стекающие по поверхности суши: дождевые, талые снеговые, воды временных и постоянных ручьев и речек, малых и больших рек, т. е. воды поверхностного стока. Стекающая по поверхности Земли вода обладает кинетической энергией и способна производить работу. Величина работы тем больше, чем больше масса воды и скорость течения, а сама работа включает в себя три составляющих: разрушение горной породы (гипергенез), перенос и переотложение (аккумуляция). По характеру и результатам деятельности поверхностный сток подразделяется на три вида: плоскостной безрусловый склоновый сток, сток временных русловых потоков и сток постоянных потоков – рек.

Плоскостной безрусловый склоновый сток возникает при сильных дождях на пологих, ровных склонах в виде тонкого слоя воды, движущегося по всей поверхности, смывающего рыхлый каменный материал и откладывающего его у подножия склона. Отложенный водным потоком материал носит название **делювия**. Делювиальные образования – шлейфы – выполаживают склоны и изменяют их профиль.

Временные русловые потоки проявляются в равнинных и горных условиях. Результатом их действия являются овраги на равнинах и сели в горах. Образование оврага на склоне, поверхность которого неровно обнажена и имеет общее понижение рельефа в сторону ближайшего водотока, под воздействием атмосферных осадков проявляется в виде линейного размыва (эрозии), называемого **промоиной**. Продолжение размыва и повышение гидростатического давления на грунт, увеличивающихся массы и скорости воды, приводит к образованию «висячего» оврага и дальнейшему

развитию его до достижения базиса эрозии. Обычно таким базисом является дно ближайшего водотока. Рост оврага будет продолжаться до тех пор, пока гидродинамическая сила атмосферного водного потока будет способна выполнять работу по размыву и транспортировке каменного материала. Продольный профиль потока (дна оврага), при котором достигается относительное равновесие между движущей силой воды и сопротивлением русла, называется **профилем равновесия**. Рост овражной сети в этот период переходит в стадию затухания.

При топографических съемках и изучении овражной эрозии необходимо обращать внимание и отражать на картах: характер выражения бровок оврага в рельефе (резко выраженные, слабо выраженные); характер перехода вершинных перепадов по продольному профилю оврага (быстро отступающие к верховью, медленно, не сохранились); крутизну и обнаженность склонов; наличие гравитационных процессов (осыпей, оползней, вывалов); форму поперечного профиля оврага (резкий V-образный, плавный U-образный); угол схода склонов у дна оврагов, расстояние между подошвами противоположных склонов, наличие овражного аллювия и растительности.

Деятельность временных нерусловых потоков в горах называется **се-лями** (бурный поток).

Геологические процессы и явления, вызываемые стоком постоянных потоков, проявляются как в самой речной системе – реке с ее притоками, так и в речном бассейне – площади речной системы. У большинства холмистых и долинных речных систем можно выделить: долину реки – углубление, где течет река. В самой долине выделяют: **русло реки** – часть долины, заполненная водой при низком (меженном) уровне воды, **пойму** – часть долины, заполняемую при высоком(паводковом) уровне воды и **террасы** – незатопляемые части долины.

Кинетическая энергия руслового постоянного потока и произведенная ими работа, равная половине произведения массы воды на квадрат скорости течения, в основном расходуется на передвижение поступающего в русло рыхлого каменного материала и на разрушение горных пород (эрозию). Если кинетическая энергия больше веса поступающего в русло рыхлого материала, то скорость потока при данной массе воды становится размывающей; если кинетическая энергия равна весу отбитого материала, то происходит только перенос этого материала и, наконец, если кинетическая энергия меньше веса отбитого материала, то происходит аккумуляция последнего. Эти зависимости в действительности

достаточно сложны, т. к. масса воды и скорости течения в реках распределяются неравномерно и постоянно меняются. Здесь сказывается и взаимодействие потока с руслом, и изменение режима рек в связи с паводками, паводками и межени, климатом, различием пород, размываемых реками, тектоническими движениями и пр.

Воздействие водного потока на русло проявляется в образовании излучин и расширении долины реки и в углублении дна русла до уровня продольного профиля равновесия, соответствующего положению базиса эрозии. Таким образом, в эродирующей работе реки различают боковую и глубинную эрозию.

В эрозионной работе рек выделяются четыре фазы:

1. Фаза глубинной эрозии вызывается нарушением равновесия в связи с понижением базиса эрозии (или повышением бассейна реки относительно базиса эрозии). Фаза продолжается до тех пор, пока река не вырабатывает нормального уклона, нарушенного понижением базиса эрозии. Долина при этом имеет клинообразную или каньонообразную форму.

2. Фаза боковой эрозии частично перекрывает первую фазу и в основном начинается после ее окончания. Происходит расширение вновь углубленной долины до размеров, соответствующих речной многоводности, в пределах которой могут свободно перемещаться извилины русла. Поперечное сечение долины приобретает чаше- или корытообразную форму.

3. Фаза накопления наносов (заполнение долины аллювием) протекает одновременно со второй фазой, но заканчивается позднее, когда река, вследствие образования излучин, приобретает определенную нормальную для нее длину и уклон, которые могут измениться только в связи с новыми колебаниями базиса эрозии.

4. Последняя, четвертая фаза покоя или переноса, завершает развитие долины, вызванное изменением базиса эрозии. В этой фазе работа реки заключается в транспортировке рыхлого материала и выноса его за пределы водного бассейна. Водный поток медленно протекает по широкой и плоской долине. Извилистое русло рек возникает вследствие винтообразного распределения скоростей течения в потоке.

Выделяют три стадии переноса донных отложений:

1. При медленном течении происходит перемещение донных мелких зерен с повышенных участков дна в пониженные. Речное дно ровное, иногда с появлением песчаной ряби.

2. При увеличении скорости (скорости водного течения в 2 – 2,5 раза больше, чем скорость, приводящая частицы рыхлых пород в движение) в русле реки образуются гряды (заstrуги), которые перемещаются вниз по течению.

3. При скорости течения примерно в четыре раза превышающей скорость движения воды, необходимую для начала переноса наносов данной крупности, происходит массовое движение верхнего слоя отбитых пород.

Одновременно с эрозией и переносом обломочного материала осуществляется его отложение (аккумуляция). Речные отложения, принесенные водным потоком, называются **аллювием**. По литологическому составу аллювия выделяют три фации: русловая, пойменная, старичная.

Сложные гидродинамические особенности потока и многие другие причины в форме боковой эрозии приводят в выработке извилистого русла и образованию излучин. Последнее приводит к отложению руслового аллювия у берега противоположного подмываемому.

Накопление пойменного аллювия происходит в результате затопления поймы паводковыми водами и, как следствие, отложение рыхлых наносов в виде прируслового вала у кромки русла.

Рельеф поймы связан с неравномерным отложением аллювия, обусловленным различными скоростями водного потока, препятствиями, встречающимися на пути движения воды в половодье, и другими причинами. Поверхность поймы осложняют старицы – отторжения от главного русла излучины (меандры), затопленные наносами – старичным аллювием.

Речные террасы отражают различные этапы в развитии реки. Различают три типа террас:

- эрозионные – сложены коренными породами;
- аккумулятивные – сложенные наносами;
- цокольные (эрозионно-аккумулятивные) – сложены коренными породами и перекрыты наносами.

Распространенным геологическим процессом является перехват и обезглавливание рек. В основе этого явления лежит эрозия рек и связано оно с размывом одной рекой водораздела соседнего водного бассейна и обезглавливанию другой реки.

5.4. Подземные воды, суффозионные и карстовые процессы

Подземными водами называются воды, находящиеся в порах и трещинах горных пород. По происхождению подземные воды подразделяются на инфильтрационные (водозные), ювенильные (магматогенные), седиментационные (реликтовые), метаморфогенные (дегидратационные) и конденсационные.

По условиям залегания в верхних слоях земной коры можно выделить следующие типы подземных вод:

1. Воды зоны аэрации.
2. Грунтовые воды.
3. Воды фундамента артезианских бассейнов.

Воды зоны аэрации приурочены к верхним слоям земной коры. Здесь могут быть инфильтрационные (почвенные), подвешенные воды, верховодка и воды капиллярной каймы.

Грунтовыми водами называют первый от поверхности постоянный (в отличие от верховодки) водоносный горизонт, который сохраняется в течение всех сезонов года.

Артезианскими водами называются напорные (подземные) воды, залегающие между водоупорными слоями в пределах каких-либо отрицательных тектонических структур (синклиналей, грабенов и др.).

Выделенные основные типы подземных вод не охватывают всех разновидностей последних. Особые условия имеются в карстовых областях, в зоне многолетней мерзлоты и в областях, где проявляется современная вулканическая деятельность.

Перенос и переотложение, растворение и выщелачивание пород подземными водами наглядно проявляются при образовании суффозии и карста.

Суффозией (подкапывание) называется процесс выноса частиц горных пород подземной водой. Этот процесс может происходить как в самом водоносном пласте, так и из одного пласта в другой. Основной причиной суффозионного процесса является гидродинамическое давление воды и превышение допускаемой неразмывающей скорости потока (ДНС). Критический градиент, при котором происходит взвешивание частиц горных пород зависит от их удельного веса и пористости и определяется по формуле:

$$J = (\Delta - 1)(1 - P) + 0,5P ,$$

где J – критический градиент;

Δ – удельный вес породы;

P – пористость породы.

Суффозия свойственна гранулометрически неоднородным породам и приводит к изменению физико-механических свойств горных пород. На земной поверхности суффозия проявляется в виде провалов, глиняных карстов и воронок депрессии. Химическая суффозия при значительном растворении горных пород приводит к карстовому процессу.

Возникновение карста обусловлено: способностью пород к растворению, наличием проточной воды и степенью ее минерализации, геологическим строением участка, рельефом местности, трещиноватостью пород, климатом, характером растительности и т. п. В процессе выщелачивания в карстующихся породах образуются различные по положению и форме пустоты. Для открытого (поверхностного) карста характерны: *кары* – небольшие углубления, борозды глубиной до 1,5 – 2,0 м; *карстовые воронки*, достигающие до десятков метров в глубину и сотен метров в поперечнике; *карстовые котловины*, имеющие удлиненную форму и глубину до 30 м; *польды*, представляющие собой замкнутые понижения с крутыми склонами и плоским дном и занимающие площади до 300 км² каждое. Для закрытого (подземного) карста характерны: *каверны* – небольшие пустоты и *пещеры* – крупные подземные пустоты, протяженностью свыше десятков километров и площадью более 600 км².

Вследствие обилия водопоглощающих трещин, воронок и шахт карстовые районы очень бедны реками. Здесь встречаются зачаточные сухие долины в виде глубоких ложбин, часто лишенных однообразного уклона. По тальвегу их располагается цепь карстовых замкнутых воронок.

Долины водотоков представляют большей частью глубокие ущелья с крутыми и даже вертикальными склонами. Встречаются мешкообразные долины, имеющие замкнутую циркообразную вершину, упирающуюся в скалистый обрыв, из-под которого появляется водоток в виде мощного источника. Часто этот водоток превращается в подземную реку.

Большинство карстовых форм рельефа изображаются на топографических картах с помощью специальных условных знаков.

5.5. Ледниковые и флювиогляциальные процессы

Отрицательные температуры обуславливают наличие воды в твердом виде. Область накопления снега, где он не только скапливается, но уплотняется и кристаллизуется, переходя снеговую, фирновую и глетчерную стадии, называют **хионосферой**. Хионосфера ограничивается верхней и нижней снеговыми линиями (границами). Появление ледников определяется двумя факторами: количеством выпадающих твердых осадков и их распадом от таяния и испарения.

Ледник представляет из себя массу льда, характеризующуюся постоянным движением, существующую длительное время, обладающую значительными размерами и образованную скоплением перекристалли-

зованных твердых атмосферных осадков. Площадь Земли, на которой происходит накопление снега и преобразование его в глетчерный лед, является областью питания ледника и называется **фирновым полем** (бассейном). Размеры и формы фирнового поля зависят от размера оледенения и рельефа данной территории.

Рельеф фирнового поля у горных ледников, в отличие от рельефа фирновых полей материковых ледников, сложный и обусловлен неравномерностями накопления снега и его таяния, неровностями ложа и движением массы льда. Поверхность фирнового поля горных ледников пересекают трещины разных направлений и размеров. Закономерная система криволинейных в плане поперечных трещин образуется у боковых границ движущегося ледника и в форме ледопада – у поперечных трещин при переходе ледника через скалистый порог – ригель.

Поперечный профиль поверхности фирнового поля в бассейне горного ледника, в отличие от поверхности фирнового поля материкового ледника, вогнутый. По мере приближения ледника к области стока поперечный профиль поверхности фирнового поля приобретает вид прямой линии и, по мере движения ледника вниз, становится выпуклым.

В области стока, расположенной ниже области питания, ледники (языки ледников) сползают, прежде всего, по готовым формам рельефа (долины рек) и их движение ниже снеговой линии становится зависимым от климатической зоны, в которую он попадает. Лед движется в силу его пластичности и на ровной поверхности растекается, если его мощность достигает 60-ти метров. На крутых склонах лед уже приходит в движение, если его мощность составляет 15 – 30 м. Таким образом, скорость движения ледника находится в прямой зависимости от его мощности и уклона его ложа. Обычно скорость движения ледника колеблется от нескольких миллиметров до десятков сантиметров в сутки, хотя некоторые из них сползают и с большими скоростями (до 40 и более метров в сутки).

В наиболее простой классификации ледники подразделяются на материковые (покровные, щитовые) и горные (альпийские, скандинавские, каровые, долинные и др.).

Материковые ледники включают в себя следующие типы:

1. *Шпицбергенский* – незначительной мощности, местами наблюдаются свободные ото льда и снега вершины возвышенностей, поверхность льда повторяет рельеф ложа.

2. *Ледники – купола* представляют из себя куполообразные массы льда на почти ровном рельефе. Образуются они за счет увеличения мощности льда шпицбергенского типа, поверхность ледника не отражает поверхность погребенного рельефа (земля Франца Иосифа, Северная Земля).

3. *Ледники – щиты* – ледники щитообразной формы большой мощности (Гренландия – более 300 м). Движение их не связано с рельефом ложа и определяется распределением давления в его массе и пластичностью, а, следовательно, и температурой льда. Обычно растекается от центра к периферии независимо от уклона подстилающей поверхности.

4. *Ледниковые покровы* состоят из нескольких щитов. Движение ледника происходит за счет течения нижних слоев льда под давлением, на периферии вся масса льда движется со скоростью до 40 метров в сутки, а языки ледника спускаются в море до 40 км, образуя шельфовые ледники-айсберги.

Из типов горных ледников следует отметить следующие:

1. *Альпийские* ледники образуются высоко в горах и обычно имеют один язык. Характерной особенностью этого типа ледников является их обособленная область питания, расположенная в понижениях, разделенных скалистыми гребнями и оврагами, подразделяющими альпийский тип ледников на каровые, долинные, висячие, польдерные, котловинные.

2. На обширных платах и плоскогорьях при накоплении снега и льда образуется полупокровный тип ледника – *скандинавский*, от которого в разные стороны от плато по долинам спускаются ледяные языки.

Рельефообразующая роль деятельности ледников выражается в переносе обломочного материала и изменении форм рельефа.

При своем движении ледник производит следующие виды работ:

- 1) разрушение горных пород подледного ложа с образованием обломков разных размеров;
- 2) перенос обломочного материала;
- 3) отложение обломочного материала.

Разрушительная деятельность ледника называется **экзорацией**. Экзорация приводит к образованию:

1) *каров* – углублений в склоне горы, ограниченных с трех сторон крутыми стенками и открытые в стону падения склона; кары, получившие полувалевидную форму, называются **цирками**;

2) *сквозных долин*, образующихся в результате сползания ледников из области питания по долинам рек и формирования корытообразных долин с пологими в верхней части и крутыми – в нижней, бортами; поперечный профиль долины приобретает форму буквы *U* и их называют **трогами**;

3) *ледниковых террас* и *уступов* в продольном профиле трогов, образующихся на дне троговых долин за счет поперечных скальных выступов, называемых **ригелями**;

4) «бараньих лбов» и «курчавых скал» – скалистых выступов, округленных и отточенных ледниками, со следами отрыва и разрушения горной породы; рельеф, сложенный группой скалистых выступов, называется **рельефом «курчавых скал»**;

5) **морен** – обломочного материала, откладываемого ледниками; морена может быть отложена под ледниками (донная), может быть по середине долины (срединная), у ее бортов (боковая) и в месте остановки ледника (конечная);

6) ледниковых дислокаций, образующихся в результате различия в скорости движения верхней и нижней частей ледника; происходит некоторое «нагнетание» моренного материала в виде надвигов;

7) ледникового выпахивания в виде фиордов и иерхами;

8) **друмлинов** – продолговатых холмов высотой до 50 м, сложенных моренным и скальным материалом; имеют продолговатую вытянутую форму со смещенной вершиной в сторону движения ледника; склон друмлина, обращенный в сторону ледника круче, чем противоположный.

В придонной части ледника действуют многочисленные водные потоки. Они переносят большое количество обломочного материала и отлагают его как на ложе ледника, так и за пределами его. Эти отложения называются **водно-ледниковыми** или **флювиогляциальными**. После таяния ледника на местности остаются специфические формы рельефа: озы, камы, камовые террасы, зандры.

Озы – валообразные узкие вытянутые гряды, сложенные плохо окатанными обломочными водно-ледниковыми отложениями. По виду озы напоминают железнодорожные насыпи, имеют узкий гребень и крутые (до 40°) склоны. Их относительная высота в среднем 10 – 25 м, ширина основания от 40 до 100 м, длина достигает несколько километров, а местами доходит и до 25 км. Хорошо сохранившиеся озы легко опознаются на местности.

Камы – крутые холмы с выположенной вершиной неправильной, большей частью округлой, формой, сложенные слоистым материалом (глиной, песком, с включением валунов). Склоны их обычно крутые – 15 – 20° и более, относительная высота их от 10 – 15 м до 40 м.

Камовые террасы – группа камовых чередующихся холмов с последовательно уменьшающейся относительной высотой.

В предледниковых (перегляциальных) областях выделяют следующие отложения: зандры и ленточные глины.

Зандры образовались в результате отложения каменного материала, вынесенного ледниковым потоком через конечную морену. На равнинных пространствах без резко выраженного преобладающего уклона зандровые конусы сливались вместе в обширные песчаные равнины, называемые **зандровыми полями**.

В приледниковых подпрудных водоемах образовывались наиболее типичные озерно-ледниковые (лимногляциальные) отложения. Среди них особой известностью пользуются так называемые ленточные глины, толща которых состоит из многократных годовых лент, слагающихся, в свою очередь, из нижнего песчанистого слоя и верхнего – глинистого.

В горных районах водно-ледниковые отложения и формы рельефа мало распространены и не столь типично развиты.

5.6. Морские процессы

Из всех планет Солнечной системы только на Земле есть океан. Он занимает 70,8 % всей поверхности Земли, 97 % всей воды на Земле, образовавшейся вероятно из воды, освободившейся при разогреве водосодержащих минералов, сосредоточена в океанах. Ее объем составляет 1350×10^6 км³.

В связи со значительным преобладанием доли солнечного тепла в общем тепловом балансе океана его температуру в основном определяет влияние Солнца. Среднегодовая температура воды на поверхности Мирового океана – 17,5°C. Из-за изменения температуры с глубиной и, следовательно, плотности, воды Мирового океана стратифицированы и их перемешивание в горизонтальной плоскости происходит легче, чем в вертикальной. Более 75 % океанических вод имеют соленость 34,7 ‰. При этом примерно на 85 % солевой раствор морской воды состоит из *NaCl*. Океан проницаем для звуковых волн, плохо проницаем для световой и электромагнитной радиаций.

Геологическая деятельность морей и океанов заключается в разрушении горных пород, переносе их и образовании осадков.

Завершение послеледниковой трансгрессии стало решающим событием в становлении современной береговой зоны. Наиболее распространенным типом стали затопленные или ингрессионные берега. Абразия (разрушение) и аккумуляция играют ведущую роль в создании облика морских берегов.

Абразия – один из ведущих процессов разрушения коренного берега и дна морскими волнами. Основное ее свойство – это необратимость происходящих изменений. Скорость и масштабы этого процесса определяются следующими основными факторами: строением и составом пород берега и дна, силой и повторяемостью штормов, крутизной подводного склона. При прочих равных условиях абразия протекает быстрее на берегах с крутым дном – приглубинных.

Волны подходят к ним с большим запасом энергии и обрушиваются с громадной силой. В месте удара образуется углубление, которое постепенно превращается в волноприбойную нишу. Нависающие породы в конечном итоге обваливаются и образуется почти отвесная стена (клиф). Скопления обломков каменного материала у подножия клифа постепенно перетираются волнами и процесс продолжается по той же схеме до тех пор, пока приходящие к берегу волны, по мере расширения прибрежного мелководья (пляжа), не потеряют энергию разрушения. Подводный береговой склон выполаживается и вырабатывается так называемый абразионный профиль равновесия, т. е. рельеф дна приобретает предельную форму при данном уровне моря, волновом режиме и составе коренных пород. Закономерным этапом эволюции морских берегов при установившемся уровне моря является постепенное ослабление абразии и отмирание абразионных форм рельефа. Усилению абразии способствует подъем уровня океана и опускание суши под влиянием тектоники.

Приливно-отливные и постоянные течения обычно имеют незначительную скорость, поэтому именно волны приобретают большое транспортирующее значение, в виде волочения, на малых глубинах. Это волочение существенно сказывается на устойчивости обломочного материала и вызывает перестройку рельефа аккумулятивных берегов. Таким образом, основной причиной размыва аккумулятивных берегов следует считать изменение баланса наносов.

На берегах, достигших состояния абразионного уровня равновесия, часто образуются аккумулятивные формы – береговые валы, а на некотором расстоянии от берега, на поверхности береговой платформы в море, – подводные валы – бары. Образование береговых валов и баров объясняется различием скоростей набегающих и сбегающих волн. Такие формы рельефа образуются при подходе морских волн под прямым углом к берегу. Косой подход волн сопровождается перемещением наносов вдоль берега (береговым потоком наносов). В случае извилистой береговой линии и подходе морских волн к ней под некоторым острым углом могут возникнуть надводные аккумулятивные террасы, косы, пересыпи.

Все морские берега подразделяются на берега **коренные**, сложенные древними горными породами, и берега **аккумулятивные**, сложенные отложениями, образующимися в настоящее время.

К коренным берегам относят:

1. Фиордовые берега – трюги ледников, затопленные водой. Берега фиордов высокие и крутые, отвесные с часто встречающимися «висячими долинами» и водопадами. Отличаются сильной изрезанностью, большим количеством островов и полуостровов.

2. Шхерные берега образовались при участии ледников. Характерным является большое количество небольших островов, подводных скал, валунов и мелей.

3. Далматинские берега образуются в результате частичного погружения складчатой горной системы, подтопленные хребты которой параллельны береговой линии, а водное пространство образует узкие длинные проливы и заливы.

4. Риасовые берега, в отличие от далматинских, образуются при подтоплении хребтов складчатых горных систем, расположенных под углом к основному направлению берега, или затопление морем устьевых частей речных долин.

5. Лопастные берега образуются в районах дислокаций земной коры сбросового типа.

Кроме указанных, к коренным берегам относят также лагунные, маршевые и другие берега.

К аккумулятивным (современным) берегам относят:

1. Лиманные берега образуются в результате затопления устьевых частей речных долин и балок, расчленяющих низменную поверхность, сложенную горизонтально залегающими осадочными породами.

2. Термоабразионные берега образовались в результате взаимодействия моря и процессов, связанных с оттаиванием мерзлых рыхлых пород и ископаемого льда.

Кроме того, к современным берегам относят: дельтовые, коралловые, мангровые и вулканические берега.

Одним из важнейших результатов геологической деятельности моря является накопление мощных толщ осадочных пород. Процесс осадконакопления называется седиментацией. Основными факторами, влияющими на седиментацию, являются: рельеф дна океана, соленость морской воды, газовый режим вод океанов и морей, температура морской воды, органический мир и климат. В результате воздействия указанных факторов образуются следующие типы осадков: терригенные, хемогенные, органогенные, полигенные, вулканические и ледниково-морские.

Соотношение между высотами и глубинами суши и океанов, как в целом, так и отдельных их частей, выраженное в площадях или процентах, можно представить в виде гипсографической кривой. По этой кривой фактический рельеф твердой оболочки Земли приурочен к двум уровням. Верхний уровень включает всю площадь суши и прибрежную полосу мелководья; нижний охватывает остальную часть океанического дна. Верхний уровень соответствует поверхности континентов, нижний – поверхности дна океанических впадин. Относительно уровня моря поверхность континентов приурочена к отметке +50 м, а океанического дна – к средней глубине – 4800 м, что отражает реально существующую особенность рельефа твердой оболочки Земли. Эта особенность отчетливо проявляется в сравнении фактической двухмодельной кривой распределения превышений с расчетной, отображающей усредненное, случайное распределение высот со средним значением около – 2,5 м.

Из общей площади поверхности Земли в 510 млн. км² сумма занимает около 150 млн. км², т. е. менее 30 %, на долю Мирового океана, таким образом, приходится около 361 млн. км² или более 70 % поверхности планеты. Форма кривой распределения площадей суши – выгнутая, что свидетельствует о преобладании небольших превышений. И действительно, основную часть суши занимают низменные равнины (около 72 %). Предгорные районы составляют 29,2 млн. км² (около 20 %), а остальные 8 % приходятся на долю высокогорных районов.

Значительно более сложным является распределение глубин океанического дна. Основными элементами рельефа дна океана являются:

1. Континентальные шельфы – затопленные морские окраины, представляющие собой слабовсхолмленные выравненные участки, полого наклоненные в сторону континентального склона (средний наклон дна 0°07'). Ширина шельфов от десятков до 1300 км (средняя – 68 км); глубина внешнего края 132 м (от 50 до 600 м). Площадь 27,5 млн. км².

2. Комплекс форм рельефа области, переходящей от материков к океану:

- А. Материковые склоны представляют собой крутые откосы высотой более 4000 м, расчлененные подводными каньонами. Средний угол наклона до глубины 1800 м – 4°07'. Площадь – 38,7 млн. км².

- Б. Глубоко погруженные блоки материков (бордерленды). Отделены от материков разломами и сохраняют не переработанный морской субаэральный рельеф.

- В. Островные дуги и сопряженная с ними область современного горообразования. Островные дуги представлены рядом островов и подводных гор, с внешней стороны ограниченных глубоководными желобами. Островные дуги часто являются одинарными и двойными вулканами.

Г. Котловины краевых морей и участки карамантийской смеси.

3. Ложе Мирового океана и глобальная система срединных океанических хребтов, осложняющих его.

С хребтами связывают формирование земной коры океанического типа.

Наиболее типичные Атлантический и Тихоокеанский срединные хребты представлены широкими (до 2000 км) поднятиями с высотами 3,5 – 4 км. К сводам хребтов приурочены рифты (грабены), окаймленные горстами. Ложе осложнено сводово-глыбовыми поднятиями и вулканическими хребтами. Площадь ложа 289,7 млн. км²; средняя глубина – 4420 м.

На океаническом дне выявлен ряд структурных форм. К ним относятся:

1. **Подводные каньоны** – многочисленные подводные овраги, расположенные перпендикулярно бровке континентального шельфа и глубоко врезающиеся в континентальный склон. Образование подводных каньонов связывают с мутьевыми потоками, периодически скатывающимися с шельфов по склону. Ширина крупных каньонов измеряется десятками, а длина – сотнями километров. Положение крупных каньонов на континентальном склоне часто связывают с разломами поперечного простирания.

Характерны подводные каньоны и для внутренних морей.

2. **Конусы выноса** связаны с образованием подводных каньонов и представляют собой веерообразные конусы с вершинами, смещенными к устью и сложенные продуктами эрозии стенок и дна каньонов, а также продуктами мутьевых потоков. Ширина и длина крупных конусов выноса измеряется тысячами километров (Бенгальский конус выноса). Часто крупные конусы выноса прорезываются каналами – корытообразными долинами, имеющими в плане извилистую форму.

Практически вся поверхность континентального подножья сложена продуктами разрушения берегов, шельфа и склона, перенесенных сюда мутьевыми потоками и течениями.

3. **Океанические поднятия** – узкие, очень вытянутые поднятия, а также округлые, изометрической формы плато, возвышающиеся над уровнем абиссальных равнин на 2 – 4 км. В океане поднятия занимают различное положение – от центральных до прибрежных районов. Наиболее многочисленную группу океанических поднятий составляют конусы подводных вулканов, вершины которых, в результате выхода на поверхность и воздействия эрозионных процессов, постепенно сглаживаются, а сами поднятия приобретают форму усеченного конуса. К локальным океаническим поднятиям биогенного происхождения относятся коралловые рифы, распространенные в тропических широтах.

4. Срединные океанические хребты являются самыми внушительными элементами рельефа океанического дна. За редким исключением (Индийский океан) они занимают центральную часть океанических впадин и образуют на планете глобальную непрерывную цепь протяженностью более 60 тыс. км. В зависимости от крутизны склонов ширина срединно-океанических хребтов изменяется от 500 – 600 до 3000 – 4000 км, а высота – от 2 до 4 км над средним уровнем дна. Гребень ряда срединно-океанических хребтов (Атлантического и Индийского океанов) расчленен разломами вдоль оси с образованием узкой долины – рифта.

На всем своем протяжении срединно-океанические хребты расчленены системой поперечных трансформных разломов. По этим разломам отдельные участки хребтов смещены относительно друг друга амплитудами горизонтального смещения до 300 км. Срединно-океанические хребты являются весьма активными в геологическом отношении структурами.

5. Глубоководные океанические желоба – узкие и глубокие долины, протягивающиеся на многие тысячи километров при ширине до нескольких десятков километров. По положению относительно континентов выделяют два типа глубоководных желобов: желоба, расположенные вблизи континентов, расположенные за узкой полосой шельфа и склона, и желоба, располагающиеся на удалении в несколько сотен километров от континента, от которого они отделяются сравнительно мелководным морем и островной дугой.

В разрезе большинство желобов ассиметрично. Склон, обращенный к континенту или островной дуге более крутой (до 25°), другой склон, обращенный к океану, пологий (3 – 8°). Дно большинства желобов почти плоское. Как и срединно-океанические хребты, глубоководные желоба весьма активны в геологическом отношении.

Нельзя не обратить внимание на водные пространства, называемые озерами. Они занимают 2 % всей суши Земли и, порой, по своим размерам не уступают некоторым морям. Площадь озер варьирует от нескольких гектаров до сотни тысяч квадратных километров. Озера встречаются на разных гипсометрических отметках. Глубины озер меняются от нескольких десятков сантиметров до, более чем, 1500 метров. Воды озер бывают и пресными, и солеными (до 380 г/л). Происхождение озерных котловин весьма разнообразно. К категории эндогенных по генезису озерных котловин относятся следующие группы: вулканогенная, сейсмогенная и тектоногенная. К категории экзогенных – гравитационная, эрозионная, эоловая, гляциогенная, биогенная и метеоритная.

Геологическая деятельность озер проявляется в основном в накоплении осадочного материала и менее – в береговой абразии поверхностными ветровыми волнами. Химическими осадками озер являются: поваренная соль, глауберова соль, доломит, гипс, мирабелит, сода, окись марганца, скись железа, ангидрит и т. д.

Наращение русловых отложений при впадении рек в озера с последующим образованием дельт считают характерным явлением.

Вместе с химическими осадками в озерах, за счет гниения остатков организмов и растений, образуются органические остатки – сапропели и битуминозные породы.

Участки земной поверхности, находящиеся в состоянии переувлажнения, называются **болотами**. Они являются, по сути, последней стадией жизни озер. По своему расположению в рельефе выделяют болота: *верховые, низинные* и *промежуточные*. Первые из них располагаются на водоразделах и питаются только атмосферными осадками. Именно они являются истоками рек и ручьев. Верховые болота обычно покрыты моховой растительностью (сфагнумом). Низинные болота расположены в пониженных частях рельефа. Питание этого типа болот происходит как за счет атмосферных осадков, так и грунтовыми водами. Обычно низинные болота являются проточными. Растительность этих болот – рагоз, камыш и осока. Промежуточные болота несут на себе следы как верховых так и низинных.

Помимо торфа, образующегося в результате отмирания болотных растений и гниения их без доступа кислорода, в болотах часто образуются мелкие месторождения сапропелевых углей и руд. Наиболее часто встречаются следующие болотные руды: марганца, железа и фосфора.

5.7. Гравитационные процессы и формы рельефа

В основном, гравитационные процессы присущи крутым склонам гор и являются результатом потери устойчивости горных пород, слагающих склон, под воздействием выветривания. Движение горных пород наблюдается не только на крутых, но и на достаточно пологих склонах. Это явление характерно для зон с суровым климатом и связано с образованием оплывин растаявшего деятельного слоя на подстилающей льдистой поверхности. Такое явление называется **солифлюкцией**, а скопившийся каменный материал, скользящий по этой поверхности, – **курумом**. Для склонов крутых гор характерны: осыпи, оползни и обвалы.

Оползни образуются в результате выветривания (в основном физического) горных пород, слагающих склон крутизной 45 и более градусов. Осыпавшийся каменный материал скапливается у подножия склонов и выколаживает его. Характерной особенностью осыпей является их подвижность. Подвижность осыпей характеризуется **коэффициентом подвижности (K_0)** – отношением угла поверхности осыпи к углу естественного откоса. Различают: действующие осыпи ($K_0 = 0,7 - 1,0$) и затухающие ($K_0 = 0,5$ и менее).

Интенсивность подвижности осыпи зависит от следующих факторов:

- 1) общего веса осыпи;
- 2) подрезки;
- 3) толчков;
- 4) увлажненности.

Главным из перечисленных является увлажненность.

В зависимости от состава горных пород, слагающих склон, осыпи могут быть: глыбовыми, щебенистыми или дресвяными – в случае сложения склона магматическими или метаморфическими породами и осыпями осадочных (часто плиточных) пород.

Скользящее смещение горных пород на склонах под действием силы тяжести при воздействии поверхностных или подземных вод называется **оползнем**. По своему происхождению оползни бывают:

– *суффозионные* – образующиеся при вымывании частиц горных пород из пласта;

– *консистентные* – образующиеся при изменении консистенции пласта глины, подстилающего призму пород, под воздействием подземных вод;

– *структурные* – образующиеся при условии совпадения залегания слоев с падением в сторону склона и оползанию по плоскости ослабления (обычно это контакт слоев различного литологического состава).

В природе часто встречаются оползни смешанного типа.

Условиями развития и возникновения оползней являются: высота, крутизна и форма склона, геологическое строение участка, свойства (физические и механические) горных пород и гидрогеологические условия.

Для внешнего облика оползня характерно наличие концентрически расположенных сбросовых трещин, образующих так называемый оползневый цирк, бугристое тело оползня и, часто, наличие вала выдавливания. Последний образуется обычно у оползней толкающей (детрузивной) группы. Оползни сползающей (деляпсивной) группы вала выдавливания не имеют.

Обрушение крупных масс горных пород с опрокидыванием, дроблением и свободным падением на склонах, крутизна которых $>45^\circ$, в ущельях, склонах речных долин, строительных котлованах и траншей, называется обвалом. При обрушении малых масс горных пород этот процесс называют вывалом. Наиболее часто обвалы связаны с трещиноватостью пород и возникают в периоды дождей и снеготаяния, в оттепель.

5.8. Криогенные процессы

Состояние горных пород, при котором они длительное время сохраняют отрицательную температуру, называется **вечной (многолетней) мерзлотой**. В отличие от вечной мерзлоты сезонная мерзлота замораживает горные породы только зимой.

По распространению на поверхности Земли выделяют:

- островную мерзлоту в виде отдельных участков мерзлоты с температурой около 0°C среди талых грунтов;
- мерзлоту с таликами, где среди общей массы многолетней мерзлоты с температурой $+5 - 1,5^\circ\text{C}$ встречаются талые участки;
- сплошную мерзлоту, где грунты находятся в состоянии многолетней мерзлоты с температурой -5°C (до -8°C).

Основной причиной возникновения многолетней мерзлоты следует считать реликтовые явления эпох оледенения.

По вертикали вечную мерзлоту разделяют на следующие зоны:

- 1) деятельный слой;
- 2) собственно вечная мерзлота;
- 3) подмерзлотный слой.

Деятельный слой мощностью от 0,2 до 4,0 м может быть охарактеризован как сезонная мерзлота, при которой породы приповерхностного слоя Земли подвержены оттаиванию (летом) и промерзанию (зимой). Глубина воздействия температур при этом зависит от климата, состава и состояния пород, характера ориентации и наклона местности, растительного покрова и т. д.

Собственно вечную мерзлоту по характеру зимнего промерзания подразделяют на слившуюся вечную мерзлоту и неслившуюся. По мощности собственно вечная мерзлота изменяется от нескольких до сотен метров.

Толщи вечной мерзлоты бывают непрерывные – когда горные породы по всей глубине находятся в мерзлом состоянии и слоистые – чередование вечномерзлых и талых пород.

Горные породы вечной мерзлоты по химическому составу делятся на твердомерзлые (пылеватые породы сцементированы льдом), пластичномерзлые (породы заполнены не только льдом, но и водой с температурой 0 – 0,7°С) и сыпучемерзлые (при недостатке влаги у песчаных и гравелистых пород).

Подземные воды вечной мерзлоты образуют три горизонта:

- надмерзлотные воды – не напорные воды деятельного слоя;
- межмерзлотные воды – напорные воды, связанные с талыми прослойками слоистой вечной мерзлоты;
- подмерзлотные воды – напорные воды, связанные с подмерзлотным слоем.

Подземные воды связаны между собой и имеют сложный режим. В режиме действия вечной мерзлоты наблюдается ряд явлений, связанных с изменением режима подземных вод, температуры воздуха и горных пород. Эти явления называются **криогенными**. К ним относятся: *пучение* – увеличение объема глинистых и пылеватых частиц; *гидролакколиты* – вспучивание и образование земляных бугров в результате проникновения подземных вод в межслоевое пространство земной коры и замерзания в нем; *наледы* – образование ледяных бугров на земной поверхности в результате напора в сечении талого слоя и прорыва воды на поверхность; *термокарсты* – образование провалов и осадок вследствие вытаивания льда; *солифлюкция* – стекание оттаивавшего грунта на склонах по кровле льдистого слоя под действием силы тяжести с образованием земляных потоков; *мари* – заболачивание пониженных участков рельефа вследствие поднятия уровня грунтовых вод.

5.9. Техногенные процессы

Добыча любого вида полезных ископаемых, строительных материалов и подземных вод приводит к деформациям земной поверхности и, как следствие, к изменению рельефа. Оказалось, что многие геологические события завершаются в пределах отрезков времени, измеряемых годами или даже днями, а замедленность геологических изменений относится не к самим событиям, а к длительным временным промежуткам, разделяющим эти события. Из сопоставления геологических событий, явлений и процессов, происходящих вследствие хозяйственно-промышленной деятельности человека видно, что, например, частота катастрофических землетрясений, вулканических извержений и наводнений соответствует частоте таких событий,

как шахтные катастрофы (обвалы и взрывы метана), прорывы плотин. Ход природных процессов нарушается техногенной деятельностью человека. Совокупность воздействия человеческого общества на геологическую среду называют **техногенезом**. Он не только изменяет свойства и структуру геологических объектов, но и создает техногенные объекты. Выступая как внешний элемент геодинамики, он влияет на процессы выветривания, денудации и аккумуляции, на дислокационные движения и землетрясения. Доказано, что большие водохранилища гидроэлектростанций, расположенных в сейсмоактивных зонах, повышают сейсмичность района на 2 – 3 балла.

Горнотехническая деятельность носит глобальный характер и связана с обеспечением человечества полезными ископаемыми.

При всех способах выемки минерального сырья из земных недр, в последних образуются зоны беспорядочного обрушения горных пород, зоны трещин и прогибов, нарушающих целостность горного массива. В результате выемки твердых полезных ископаемых, откачки нефти, газа и воды, на дневной поверхности возникают проседания, провалы и карьеры, глубиной до десятков метров. Отбор руды, угля, строительного камня из недр сопровождается образованием высоких холмов отработанного материала, называемых **терриконами**.

Человек, извлекая из недр полезные ископаемые: нефть, газ, воду, – подземным и открытым способом не только изменяет ландшафты, но и усиливает деградацию почв, ускоряет многие процессы и, в частности, осуществляет миграцию химических элементов в географическую среду.

Природа в течение более 4,5 млрд. лет существования Земли образовывала и концентрировала минеральные соединения в недрах в виде месторождений, а человек горнотехнической деятельностью рассеивает или наоборот концентрирует элементы. Таким образом, возникают некоторые сочетания, взаимодействия человека и природы. При этом преобладает явление рассеивания элементов.

Производственно-хозяйственная деятельность человека приводит к изменениям не только в гидросфере и атмосфере, но и в литосфере. Эти изменения заключаются в следующем: уплотнение грунтов, подтопление, карстово-суффозионные процессы, понижение уровня грунтовых вод, оседание поверхности, сдвигание горных пород в массиве, развитие эоловых процессов, чрезмерное осушение почв.

Общим направлением техногенного преобразования земной поверхности является его нивелирование, исчезновение микрорельефа, развитие положительных и отрицательных форм рельефа с преобладанием тенденции повышения отметок за счет складирования добытых из недр горных масс.

Значительное количество вскрышных пород, отработанные шлаки, зола и отходы строительной индустрии представляют основу искусственных грунтов. На территории Беларуси мощность искусственных грунтов доходит до десяти метров.

Вопросы для самопроверки:

1. Какие процессы называют экзогенными?
2. Что такое выветривание и какие виды его Вы знаете?
3. Расскажите об эоловых процессах.
4. Какие процессы называются флювиальными?
5. Какие геологические процессы вызываются стоком постоянных потоков?
6. Какие формы рельефа образуются на земной поверхности при воздействии на нее постоянными потоками?
7. Какие формы рельефа образуются на земной поверхности при воздействии на нее временных потоков?
8. Расскажите об эрозионных фазах в работе рек.
9. Какие формы рельефа образуются при суффозионных и карстовых процессах?
10. Какие формы рельефа образуются при воздействии ледников на земную поверхность?
11. В чем заключается геологическая деятельность морей, озер и болот?
12. Какие виды морских берегов Вы знаете и в чем их особенности?
13. Какие элементы дна океана Вы знаете?
14. Что такое гипсографическая кривая и как распределяются высоты и глубины на поверхности Земли?
15. Какие стадии переноса донных отложений Вы знаете?
16. Расскажите о классификации подземных вод по условиям залегания.
17. Что такое суффозионный процесс и в чем он заключается?
18. Что такое карстовый процесс и в чем он заключается?
19. Какие типы ледников Вы знаете и почему они образуются?
20. Какие эрозионные и аккумулятивные формы рельефа образуют ледники?
21. Перечислите основные элементы дна океана.
22. Какие морские коренные берега Вы знаете? Опишите их.

23. Какие аккумулятивные морские берега Вы знаете? Опишите их.
24. В чем заключается геологическая деятельность озер?
25. Каково происхождение озер?
26. Какие виды болот Вы знаете и в чем их различие?
27. Виды гравитационных процессов и их определение.
28. Какие виды вечной мерзлоты Вы знаете?
29. На какие зоны делится вечная мерзлота по вертикали?
30. Опишите водный режим подземных вод зоны вечной мерзлоты.
31. Какие явления и формы рельефа возникают в зоне вечной мерзлоты?
32. Какие формы рельефа возникают при техногенных преобразованиях?
33. Что называется топографической поверхностью и каковы ее основные свойства?
34. Какие элементы представляют формы рельефа?
35. Как классифицируются формы рельефа?
36. Дайте общую характеристику типов рельефа.

6. МОРФОЛОГИЯ И МОРФОМЕТРИЯ

Современная геоморфология делится на ряд дисциплин, имеющих свои методы и задачи. Так, описанием характерных форм рельефа занимается **морфография**; изучением количественных характеристик – **морфометрия**; изучением рельефообразующих процессов – **динамическая геоморфология**; изучением связей рельефа с геологическим строением и тектоническими структурами – **структурная геоморфология**.

При изучении природных процессов используются теоретические знания, полевые наблюдения с применением моделирования на местности, лабораторное и математическое моделирование. При этом в геоморфологии широко используют топографические карты.

При анализе древних отложений и форм рельефа в геологии и геоморфологии часто применяется принцип актуализма, допускающий сходство ныне наблюдаемых процессов с теми, которые протекали в минувшие геологические этапы. Изучение современных геологических процессов (русловых, оползневых, оврагообразования и т. д.) имеет поэтому большой интерес для восстановления геологической истории.

6.1. Топографическая поверхность и ее свойства

В геометрии выделяют два класса поверхностей: **геометрически правильные**, для которых известны законы их образования (например, цилиндрические, конические и т. д.) и **геометрически неправильные**, для которых геометрические законы их образования неизвестны.

К неправильным поверхностям относится и **топографическая поверхность**, которая математически может быть выражена функцией H двух переменных x и y :

$$H = f(x, y).$$

Для решения ряда практических задач необходимо дать понятие, что такое топографическая поверхность.

Поверхность, будучи сопряжена (совмещена) с поверхностью относимости (с плоскостью проекции), дает с нормалью (отвесной линией), проведенной к поверхности относимости, только одну точку пересечения, называется **топографической поверхностью**.

Как правило, приведенная функция в явном виде неизвестна. Однако известно, что функция удовлетворяет условию конечности, однозначности, непрерывности и плавности. Условие конечности и однозначности говорит о том, что при данных аргументах « x » и « y » функция имеет только одно и при этом конечное значение. Условие непрерывности и плавности означает, что функция дифференцируется.

Прямым следствием этих условий являются основные свойства горизонталей, являющихся частным признаком общего семейства изолиний. В свою очередь, изолиниями называют замкнутые плавные кривые, являющиеся геометрическим местом точек равных показателей (признаков) существующей или интерпретируемой топографической поверхности.

Таким образом, изолинии поверхности представляют собою графическое выражение функции « H », пользуясь которым можно легко решать многие вопросы.

Одним из методов построения изолиний поверхности топографического порядка является метод инвариантных линий, суть которого заключается в нанесении на план в соответствующем масштабе по координатам точек, в которых определены (замерены) значения изображаемого показателя (высот точек, температуры, давления и т. п.).

В результате анализа полученной цифровой модели намечают положение инвариантных линий и, градуируя прямые линии, соединяющие точки, путем интерполяции определяют положение каждой изолинии. Исходными данными для реализации данного метода являются не только координаты точек топографической поверхности, но и координаты инвариантных линий. Последние могут быть как положительными, так и отрицательными.

Положительные инвариантные линии являются геометрическим местом точек максимумов значений показателя данной поверхности; отрицательные – геометрическим местом точек минимумов значений показателя данной поверхности.

6.2. Элементы, формы и типы рельефа земной поверхности

Простейшими составными частями форм рельефа земной поверхности являются элементы. С геометрической точки зрения они могут быть представлены поверхностями, линиями и точками.

Каждая форма рельефа прежде всего ограничена поверхностями (гранями), образующими с плоскостью горизонта те или иные углы, поэтому поверхности (границы) могут быть горизонтальными, наклонными, выпуклыми и вогнутыми.

Чаще всего поверхности, ограничивающие формы рельефа, представляют собой сочетание участков разной крутизны (ступенчатые поверхности).

Различные поверхности, ограничивающие формы рельефа, пересекаясь между собой, образуют линии. Эти линии называют каркасными (орграфическими, инвариантными). В рельефе выделяют следующие каркасные линии: водоразделы, тальвеги (водосборы), подошвы и бровки.

Водораздел – линия (полоса) на земной поверхности, разделяющая поверхностный сток противоположных смежных водостоков или их систем. Водоразделы являются ребрами (линиями пересечения плоскостей) положительных форм рельефа. В горах водоразделы выражены резко и обычно совпадают с гребнем хребта, но и в горах часты случаи, когда водораздельная линия проходит не по высоким горным цепям, а по более низким местам. На равнинах положение водораздела часто неопределенно и установить его не всегда возможно. Различают водоразделы первого порядка (между смежными речными системами) и водоразделы второго порядка (между смежными протоками главной реки). Иногда водоразделом называют полосу земной поверхности, разделяющую смежные речные системы. В таком случае правильней говорить о водораздельном пространстве.

Водоразделы, проходящие по гребню, по профилю поперечного профиля (сечения) подразделяются на острые, округлые и плоские, а по форме продольного – на ровные, волнистые и зубчатые.

Тальвег (водосбор) – линия, соединяющая наиболее низкие точки долины, балки, оврага и совпадающая с дном русла реки. В плане тальвег обычно представляет собой извилистую линию, в продольном профиле – вогнутую, реже выпуклую или ступенчатую форму. Участки ступенчатой формы профиля совпадают с порогами и водопадами.

Подошва (тыловой шов) – линия перегиба склона, ниже которой он становится более пологим. Термин «подошва» применяется для обозначений подножий гор, холмов, обрывов и т. д. В случае террасового рельефа, линию перехода уступа к площадке называют тыловым швом террасы.

Бровка – линия перегиба склона, ниже которой он становится более крутым (перегибы склонов, край террасы, плато, оврагов и т. д.).

К числу элементов рельефа относят и точки, которые обычно характеризуют места пересечения тех или иных каркасных линий.

Известно десять видов наземных угловых точек:

- вершинные – точки, имеющие наибольшие абсолютные отметки;
- узловые – точки пересечения нескольких водораздельных линий (водоразделов);
- перевальные (седловидные) – низшие точки водоразделов, пересекающих тальвеги);
- устьевые – точки впадения ручьев, рек в водные пространства;
- развилочные – точки деления тальвегов;
- плечевые – точки пересечения водоразделов (тальвегов) с бровками;
- локтевые – точки пересечения водоразделов (тальвегов) с подошвой;
- поворотные – точки изменения направления водоразделов;
- глубинные – наинизшие точки, расположенные в замкнутых впадинах;
- мысовые – точки пересечения водоразделов с подошвами возвышенностей, резко и глубоко вдающиеся в водное пространство.

Таким образом, **рельеф земной поверхности** следует понимать как взаимное расположение линий, точек и плоскостей земной поверхности в пространстве, рассматриваемое по отношению к уровенной поверхности.

Формы рельефа представляют собой изолированные неровности суши, дна океанов и морей. Они характеризуются теми или иными особенностями внешнего вида, размерами и происхождением (генезисом).

По внешним (морфологическим) особенностям и взаимному сочетанию все формы рельефа можно подразделить на следующие группы: положительные и отрицательные, замкнутые и незамкнутые, простые и сложные.

Образование форм рельефа в различных природных условиях, на различных стадиях развития приводит к большому разнообразию их, поэтому для изучения этих форм необходима их классификация.

6.3. Классификация форм рельефа

В геоморфологии наибольшее значение имеет генетическая классификация, разработанная на основе общности происхождения.

К числу основных факторов, управляющих процессами рельефообразования, следует отнести тектонические движения земной коры и климат.

Первые создают первичные неровности земной поверхности (эндогенные факторы), второй – выравнивает земную поверхность. Поэтому в генетической классификации форм рельефа их, прежде всего, подразделяют на группы в зависимости от преобладающего эндогенного или экзогенного фактора.

Формы рельефа, преимущественно обусловленные эндогенными факторами:

1. Формы рельефа, обусловленными молодыми тектоническими движениями.

2. Структурные формы рельефа.

3. Вулканические формы рельефа.

4. Грязевулканические формы рельефа.

Формы рельефа, преимущественно обусловленные экзогенными процессами:

1. Формы рельефа, обусловленные деятельностью поверхностных текучих вод (флювиальные).

2. Формы рельефа, обусловленные силами гравитации.

3. Формы рельефа, обусловленные деятельностью снега (нивальные) и льда.

4. Формы рельефа, обусловленные деятельностью талых ледниковых вод.

5. Формы рельефа, обусловленные развитием вечной мерзлоты.

6. Формы рельефа, образованные совместным действием нивальных, солифлюкционных и гравитационных процессов.

7. Формы рельефа, обусловленные деятельностью морских и озерных вод.

8. Формы рельефа, обусловленные совокупным действием эоловых, флювиальных и гравитационных процессов в условиях засушливого климата.

9. Формы рельефа, обусловленные деятельностью ветра.

10. Формы рельефа, обусловленные деятельностью подземных вод.

11. Формы рельефа, обусловленные деятельностью растений и животных.

12. Формы рельефа, обусловленные деятельностью человека.

Для топографии большое значение имеет классификация форм рельефа по их количественным характеристикам (размерам, высоте и пр.), т. е. морфометрическая классификация.

Она включает в себя семь групп:

1. Величайшие (планетарные) формы. Характеризуются площадью в сотни тысяч и млн. км². Разница в абсолютных отметках 2500 – 6500 и более метров. Положительные формы – материки, отрицательные – впадины океанов. Формы могут быть отражены полностью или крупными частями на глобусе или картах мелкого масштаба.

2. Крупнейшие (мега) формы. Площади форм в десятки и сотни тысяч км². Разница в абсолютных отметках – 5 – 4 тыс. метров. Положительные формы – горные страны, срединноокеанические хребты; отрицательные – обширные равнины и впадины материков. Полностью формы отображаются на картах масштаба 1:10 000 000, а части их на листах 1:1 000 000 масштаба.

3. Крупные (макро) формы. Определяются площадями в сотни тысяч км². Разница в абсолютных отметках достигает 2000 м. Положительные формы – горные хребты, отдельные крупные плато; отрицательные – крупные речные долины и впадины, глубоководные желоба. Формы рельефа этой группы достаточно наглядно отображаются на картах масштаба 1:1 000 000, а передача отдельных деталей производится на картах масштаба 1:200 000 – 1:50 000.

4. Средние (мезо) формы. Занимают площади, исчисляемые сотнями и тысячами (реже сотнями тысяч) км². Разница абсолютных отметок – 200 – 300 м (чаще метры и десятки метров). Положительные формы – террасы долин, озы, друмлины; отрицательные – крупные балки, овраги, карстовые воронки. Формы рельефа составляют основное содержание карт масштабов 1:50 000 – 1:25 000.

5. Мелкие (микро) формы. Характеризуются площадями, составляющими единицы, десятки, реже сотни км². Разность высот измеряется метрами, реже десятками метров. Положительные формы – прирусловые валы, конусы выноса оврагов и балок, мелкие барханы; отрицательные – промоины, суффозионные впадины, карстовые воронки. Эти формы рельефа составляют основное содержание топографических карт масштаба 1:10 000.

6. Очень мелкие (нано) формы. Занимают площади, исчисляемые квадратными метрами и дециметрами. Относительные высоты от дециметров до двух метров. Положительные формы – болотные кочки; отрицательные – водороины. Большинство форм отображается на картах крупных масштабов и планах.

7. Мельчайшие формы (топографическая шероховатость). Площадь – квадратные сантиметры и дециметры. Превышение – дециметры и сантиметры. На картах не изображаются и учитываются только при производстве точных геодезических работ.

6.4. Общая характеристика типов рельефа

Строение земной поверхности отличается большим разнообразием. Однако всегда можно найти формы, сходные по внешнему облику и по происхождению, которые закономерно повторяются на определенной тер-

ритории и являются для нее типичными. Подобные сочетания однородных по внешним признакам и происхождению форм земной поверхности называют типами рельефа.

Главными внешними признаками рельефа являются: характер его форм, высота над уровнем моря и относительная высота или глубина расчленения. По этим показателям выделяется рельеф равнинный, холмистый и горный.

Равнинами называют площади, на которых колебания высот и уклоны поверхности очень малы.

Равнины бывают: *наклонные* – с незначительным наклоном в одну сторону; *вогнутые* – с наклоном со всех сторон к середине, и *волнистые* – с колебаниями наклона то в одну, то в другую сторону и чередованием плоских возвышений и повышений поверхности.

По высоте над уровнем моря условно выделяют следующие равнины:

– *низменные* – с абсолютной высотой не более 200 м;

– *возвышенные* (плато) – с высотами до 500 м;

– *нагорные* – с высотами более 500 м.

Холмистым называется рельеф с относительными высотами до 200 м. Холмы нередко имеют форму вытянутых гряд или увалов и соответственно образуют грядовой или холмистый рельеф. В зависимости от высоты холмов различают рельеф *крупнохолмистый*, *среднехолмистый* и *мелкохолмистый*.

Горным называется рельеф, неровности которого превышают относительную высоту 200 м. По форме, абсолютной и относительной высоте горный рельеф подразделяют на следующие типы: *высокогорный* (альпийский) тип, *среднегорный* и *низкогорный* типы.

Морфология равнинного, холмистого и горного рельефа далеко не исчерпывается приведенными характеристиками. Она во многом определяется особенностями геоморфологического строения территории и, прежде всего, условиями залегания горных пород.

Наиболее характерны следующие четыре формы залегания слоев:

- 1) ненарушенное горизонтальное залегание;
- 2) слабо нарушенное залегание – слои имеют пологое и согласное падение;
- 3) складчатое залегание – слои смяты в складки;
- 4) складчато-сбросовое залегание – слои смяты в складки и смещены относительно друг друга.

Характер залегания слоев находит яркое выражение в формах рельефа при их эрозионном расчленении и, особенно в тех случаях, когда имеется чередование слоев различной плотности и различной сопротивляемости размыву.

Такие специфические формы рельефа, обусловленные залеганием слоев различной плотности, т. е. геологическим строением, называются **структурными**.

В условиях ненарушенного горизонтального залегания слоев при эрозионном расчленении образуются водораздельные возвышенности с обширными (равнинными) ровными поверхностями (плато, плоскогорья). Склоны возвышенности нередко ступенчатые, каждая ступень соответствует выходу на поверхность твердого пласта.

В условиях слабо нарушенных слоев при эрозионном расчленении, в местах выхода плотных слоев образуются характерные структурные формы рельефа, называемые **куэстами**. Они обычно разделены долинами, заложившимися в более мягких, легче размываемых породах. Куэсты обычно имеют несимметричное строение.

В условиях складчатого залегания при чередовании правильных складок выпуклой (антиклинали) и вогнутой (синклинали) формы, при эрозионном расчленении чаще всего образуются: *антиклинальные хребты с широким округлым гребнем; моноклиналиные хребты с острым гребнем и ассиметричным поперечным профилем; продельные синклинальные долины с симметричным поперечным профилем; ассиметричные моноклиналиные долины.*

В условиях складчато-сбросового залегания слоев, кроме перечисленных форм рельефа, встречаются также формы, которые образовались в результате вертикальных смещений слоев (поднятий и опусканий) с разрывами между ними. Образуются **горсты** и **грабены**. Последние в горах обычно заняты реками и озерами, оконтуренными мелкими ступенями и склонами с уступами.

Таким образом, геологическое строение местности определяет образование различных и широко распространенных структурных форм, характерных для разных типов рельефа. Из этого следует, что даже общее представление о геологическом строении района оказывает значительную помощь при оценке изображения рельефа на топографической карте.

Рельеф земной поверхности определяется не только движением земной коры (тектоникой) и характером залегания пластов, но и деятельностью второй группы факторов – внешних (экзогенных). Последние значительно преобразовывают первичные (тектонические) формы и сильно усложняют их строение.

К этим факторам относится деятельность водных потоков (временных и постоянных), морей, озер, ледников, талых ледниковых вод, подземных вод, ветра и других. Деятельность этих факторов проявляется в том, что в одних местах горные породы, залегающие на поверхности Земли, разрушаются, размываются и выносятся из данного района в другой, где они отлагаются и, накапливаясь, часто достигают большой мощности, проходя, таким образом, стадии гипергенеза, седиментогенеза и диагенеза.

Процессы разрушения носят название **эрозии** (или в более широком смысле – **денудации**), а накопления – **аккумуляции**.

В процессе эрозии или денудации рельеф расчленяется, возвышения все больше и больше разрушаются и с течением времени выравниваются (процесс **пенеplanationизации**). Такой рельеф называется эрозионным или денудационным.

В процессе аккумуляции происходит заполнение понижений рыхлыми породами, переносимыми со стороны, и образование преимущественно равнинного рельефа, называемого аккумулятивным.

В соответствии с тем, какой фактор (агент) производит эрозию или аккумуляцию, различают формы водно-эрозионные или водно-аккумулятивные, ледниково-эрозионные и ледниково-аккумулятивные и т. д.

Там, где деятельность поверхностных и подземных вод происходит в растворимых породах (известняках, доломитах и др.), образуются своеобразные пустотные (карстовые) формы рельефа.

Описанные выше равнинный, холмистый и горный рельефы могут быть различного происхождения, а следовательно, и иметь разные формы.

Равнины по своему происхождению бывают:

– *морские аккумулятивные* – образуются в результате трансгрессии дна океана;

– *речные аккумулятивные* – образуются в результате тектонических поднятий и опусканий;

– *водно-ледниковые аккумулятивные* – образуются в результате таяния ледников;

– *озерно-аккумулятивные* – участки плоских днищ бывших озер;

– *нагорные аккумулятивные* – образуются в результате разрушения гор и накопления материала;

– *вулканические* – результат деятельности и разрушения вулканов;

– *остаточные* – результат денудации земной поверхности;

– *абразионные* – результат воздействия морских волн.

Холмистый рельеф по происхождению бывает: водно-эрозионный; ледниково-эрозионный и ледниково-аккумулятивный; ветровой и вулканический.

Горный рельеф по происхождению бывает: эрозионно-тектонический; эрозионный (эрозионно-складчатый и эрозионно-глыбовый) и вулканический.

6.5. Типы рельефа

Кратко охарактеризуем некоторые типы рельефа, приведенные в разделе 6.4.

6.5.1. Холмисто-моренный рельеф

Холмисто-моренный рельеф образовался в результате аккумулятивной деятельности древнего ледника, отложившего много рыхлого материала, главным образом, неслоистого суглинка с валунами. Этот тип рельефа характеризуется обилием холмов и понижений, разнообразных по величине и очертаниям, причем понижения большей частью заболочены.

Моренный рельеф отличается разнообразием своих форм и отсутствием ясно выраженной закономерностью в их распределении. Типичными формами моренного рельефа являются **холмы** и **западины**. Располагаются они беспорядочно и изображение их достаточно трудно.

Различают несколько типов холмов, в зависимости от их формы, размеров и внутреннего строения.

Моренные холмы имеют плоскую или выпуклую вершину, от которой во все стороны падают склоны, имеющие только в верхней части выпуклую форму, а на остальном протяжении прямую или слабо вогнутую с небольшими перегибами. Средняя крутизна склонов – 2 – 3°, в отдельных местах – до 8 – 10°. В плане моренные холмы чаще всего имеют округлые очертания. Относительная высота моренных холмов изменяется от 5 до 30 и более метров.

Озы – узкие вытянутые гряды, сложенные слоистым песчано-валунным материалом. По виду озы напоминают железнодорожные насыпи, имеют узкий гребень и крутые склоны (до 30 – 40°). Их относительная высота в среднем – 10 – 25 м, ширина основания – от 40 до 100 м, длина достигает нескольких километров (до 40 км). Хорошо сохранившиеся озы легко определяются на местности (рис. 7).

Камы – крупные холмы неправильной, большей частью округлой формы, сложенные слоистым материалом (глиной, песком с включением валунов). Склоны их довольно крутые – 15 – 20° и более, относительная высота их – от 10 – 15 до 40 м.

Друмлины – продолговато-овальные, невысокие холмы. Длинная ось холмов вытянута в направлении бывшего движения ледника. Форма куполовидная, ассиметричная, с вершиной, смещенной к одному концу друмлины. Длина основания в среднем 0,5 – 2,0 км, ширина обыкновенно в 3 – 5 раз меньше длины. Высота холмов колеблется от нескольких метров до 20 – 40 м (рис. 8).

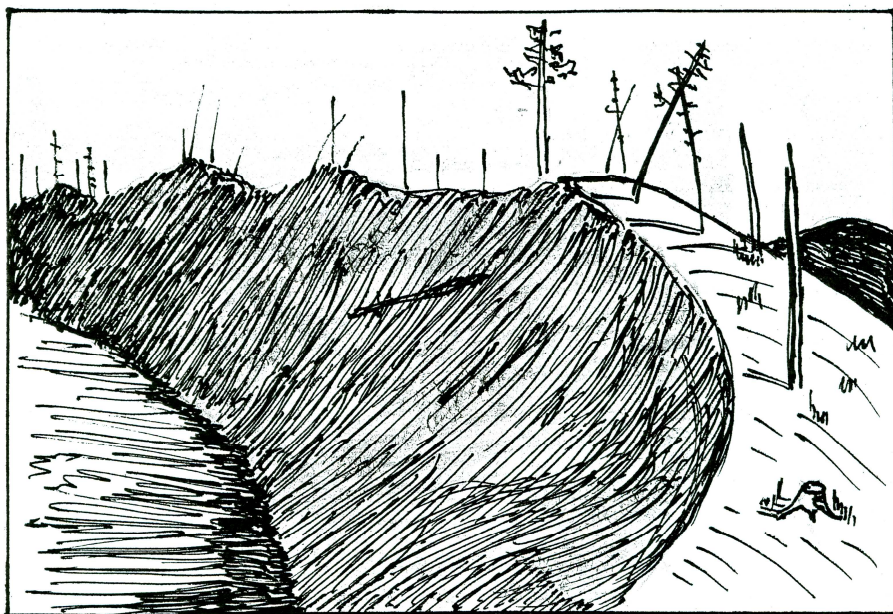


Рис. 7

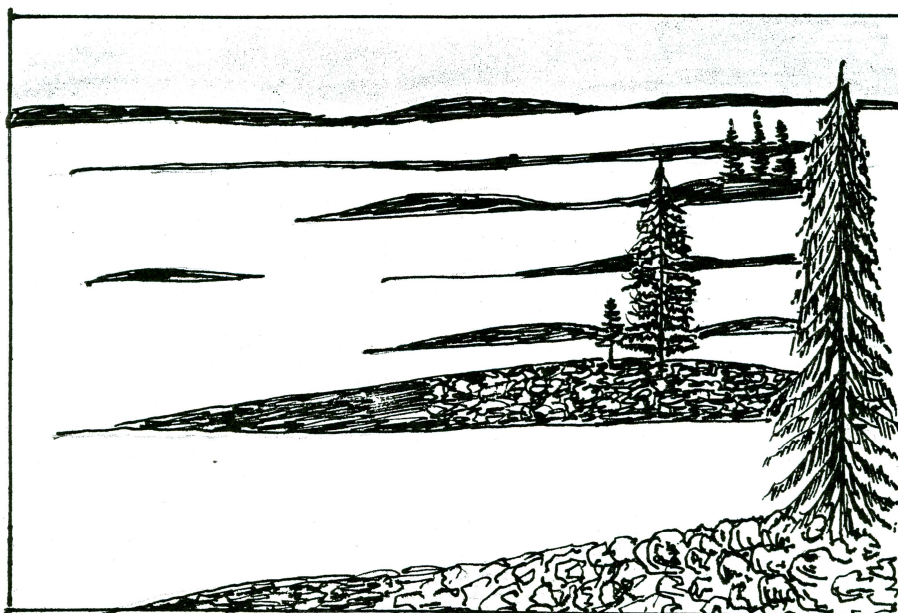


Рис. 8

Наряду с холмами в моренном рельефе широко распространены западины и ложбины. Небольшие западины обычно представляют собой плоские замкнутые или открытые понижения от нескольких десятков до сотни и более метров в диаметре. Открытые западины обычно служат вершинами ложбин или долин водотоков. Днища западин, как правило, заболочены или заняты лугом.

Ложбины достигают нескольких километров в поперечнике и имеют самые разнообразные очертания. Многие из них нередко полностью или частично заняты озерами, окруженными болотами. Длинные, вытянутые ложбины часто имеют вид широких долин, по дну которых нередко протекают реки. От настоящих речных долин такие ложбины отличаются тем, что ширина их по сравнению с величиной речек несоизмеримо велика.

Речки врезаны в дно ложбины незначительно, имеют очень слабое течение. Дно ложбин обычно заболочено.

Очень часто ложбины, сужаясь и расширяясь вниз по течению рек, образуют «озеровидные» расширения, свидетельствующие о том, что там, где теперь озер нет, раньше, возможно, были водоемы, позднее заросшие или спущенные реками.

Среди внешнего беспорядка в моренном рельефе выделяются цепи более высоких холмов и гряд, вытянутые на территории Беларуси чаще всего в направлении с северо-запада на юго-восток с отклонениями до широтного и меридионального. Эти холмы и гряды образовались у края огромного и мощного древнего ледника во время остановок, при его отступлении на север и северо-запад, вызванном общим таянием ледника вследствие потепления климата. Называются они конечно-моренными грядами. Они протягиваются с перерывами часто на большие расстояния и выделяются над окружающей местностью своей высотой, достигая иногда 40 – 60 м, и более резкими очертаниями. В полосе конечно-моренных гряд часты крупные холмы с куполовидными вершинами и склонами крутизной до 10 – 15°.

Непосредственно к северу и северо-западу от конечно-моренных гряд располагается более низкий и сглаженный холмисто-моренный рельеф, часто представляющий собой моренную равнину. Местами здесь встречаются участки друмлинного рельефа. Непосредственно к югу и юго-западу от тех же гряд расстилаются плоские наклонные равнины (зандровые поля), сложенные песками.

Существенными особенностями холмисто-моренного рельефа, которые должен учитывать геодезист, выполняющий топографическую съемку, следует считать:

– отсутствие согласованности между речной сетью и формами рельефа; реки и ручьи обтекают ручьи и гряды, не врезаясь в них;

- беспорядочность в расположении отдельных холмов и западин между ними;
- обособленность холмов;
- наличие общей ориентировки (вытянутости) холмов и межхолмовых понижений в определенном направлении, обусловленной движением ледника.

Основными каркасными (инвариантными) линиями в моренном рельефе следует считать линии подошв и бровок. При изображении холмисто-моренного рельефа не следует стремиться к искусственному согласованию горизонталей. Существенное значение для лучшей характеристики моренного рельефа имеет также правильный показ понижений между холмами, занятых болотами и мелкими озерами, необходимо возможно отчетливее вырисовывать узкие межрядовые понижения.

6.5.2. Долинно-балочный рельеф

Долинно-балочный рельеф является весьма характерной разновидностью эрозионного рельефа, формы которого созданы, главным образом, действием постоянных или временных водотоков – рек, ручьев, хотя тектоника также играет роль, но выражается она в общем поднятии участков земной коры без ясно заметных деформаций пластов горных пород.

Основу этого типа рельефа составляет сеть долин и балок вместе с сетью оврагов (рис. 9).



Рис. 9. Долинно-балочный рельеф

В зависимости от характера размещения положительных и отрицательных форм рельефа эрозионная сеть может иметь в плане различный рисунок. Чтобы правильно передать эту сеть, надо первоначально определить, какого она типа по характеру ветвления.

Для долинно-балочного рельефа наиболее характерен древовидный тип ветвления, при котором эрозионная сеть образует рисунок (в плане), сходный с ветвлением дерева, хотя могут встретиться перистый (боковые долины впадают в главную под острым углом, часто по очереди, то с одной, то с другой стороны; в местах впадения главная долина изгибается в сторону, противоположную боковой) и стволый (главная долина спрямлена; с обеих сторон в нее, почти под прямым углом, впадают боковые долины) типы.

Степень пересеченности рельефа определяется глубиной и густотой эрозионной сети. При долинно-балочном рельефе глубина (вертикальное расчленение) уменьшается по долинам и балкам от устьев к верховьям.

По форме и степени расчленения наиболее типичными водоразделами долинно-балочного рельефа будут:

1. Водоразделы слабо расчлененные, широкие, плоские; овраги и балки развиты лишь на склонах водоразделов. Долинно-балочные понижения глубиной до 25 м с пологими склонами образуют слабо разветвленную сеть. Межбалочные пространства – плоские, общий характер местности – равнинный.

2. Водоразделы расчлененные, местами сохраняющие плоские, неразмытые поверхности, овраги и балки врезаются далеко вглубь поверхностей водоразделов. Глубина расчленения – от 25 до 100 м; овражно-балочные системы расположены редко; обширные водораздельные пространства не расчленены и обычно представляют собой плоские равнины.

3. Водоразделы, сильно расчлененные на отдельные холмы или имеющие форму длинных, узких извилистых гряд, плоские поверхности почти отсутствуют. Овраги и балки часто перерезают водоразделы и во многих местах смыкаются своими вершинами. Глубина расчленения до 200 м. Овражно-балочные системы здесь характеризуются, как правило, исключительно обильным ветвлением. Большая часть водоразделов расчленена многочисленными отвертками балок, которые с противоположных сторон близко подходят друг к другу. Плоские водораздельные Участки встречаются в виде отдельных небольших площадей.

В районах густого эрозионного расчленения при наличии пластов горных пород, примерно однородных в отношении сопротивляемости размыву водораздельные пространства имеют обыкновенно характер увалов или холмов.

Там, где наблюдается чередование пластов горных пород с разной сопротивляемостью размыву, рельеф приобретает ступенчатый характер – каждая ступень различной ширины отделяется от выше или ниже лежащей более или менее крутым уступом.

В процессе съемки долинно-балочного рельефа геодезисту необходимо установить:

- типы долинно-балочной сети;
- густоту и глубину расчленения рельефа;
- характер и направление водоразделов;
- расчлененность склонов долин и водоразделов оврагами и промоинами;
- тип и строение долин, балок и оврагов.

Правильное изображение эрозионного рельефа зависит, прежде всего, от того, насколько правдоподобно показаны долины, балки и между-речные пространства. Поэтому изображение долинно-балочного рельефа следует начинать с горизонталей, вырисовывающих каркасные линии этих форм: тальвеги, водоразделы и бровки.

6.5.3. Горный рельеф

Горный рельеф отличается сложным и резким расчленением, преобладанием крутых склонов и больших относительных высот, превышающих 200 м.

Горный рельеф обычно занимает большую площадь, в пределах которой протягиваются горные хребты, возвышаются горные массивы и узлы. Они располагаются в определенном порядке и в совокупности составляют горную систему. Основой этого порядка является закономерность залегания пластов горных пород, разбитых сбросами или смятых в складки, которые обычно простираются в каком-нибудь одном общем направлении.

Система расположения хребтов связана с характером расчленения горного рельефа. Различают три типа расчленения: радиальный, перистый и решетчатый.

При радиальном расчленении хребты расходятся в различных направлениях от одного или нескольких крупных горных узлов. Последние занимают центральное положение и выделяются своей большой высотой. Этот тип расчленения особенно характерен для вулканических областей.

При перистом расчленении от главной горной цепи в обе стороны под острым углом отходят горные отроги первого порядка, от которых, в свою очередь, могут отходить отроги второго порядка и т. д. Центральная ось системы чаще всего прямолинейна, но может быть и изогнута.

При решетчатом расчленении горные хребты протягиваются параллельно друг другу в несколько рядов.

В горных странах долины и межгорные котловины в отношении к направлению горных хребтов могут быть продольные и поперечные. Продольные долины ориентированы вдоль хребтов, в противоположность поперечным они более широкие, угол падения их меньше, склоны более пологие. Поперечные долины обычно узкие, крутосклонные, имеют значительное падение.

Развитие горного рельефа идет в направлении непрерывного разрушения. Очертания форм, при этом, становятся менее резкими, вершины округлыми, склоны более пологими, а долины более широкими. Это обуславливает различные переходы от одного типа горного рельефа к другому.

Горы альпийского типа (рис. 10) возникли вследствие большого поднятия земной коры, в результате которого произошло глубокое и сильное расчленение рельефа. Абсолютные высоты гор этого типа обычно более 2500 – 3000 м, а относительные превышают 1000 м. Большинство гор поднимается выше снеговой границы, а следовательно, в формировании их поверхности чрезвычайно важную роль играют снеговой покров и ледники. Они создают острые зубчатые гребни хребтов, резкие формы вершин в Аиде игл, пиков, пирамид, кары (цирки) на склонах хребтов и ледниковые долины (троги).

Наиболее характерными формами рельефа альпийского типа являются кары или цирки и трогги. Эти горно-ледниковые формы распространены в вершинной части гор альпийского типа.

Склоны высокогорных долин и хребтов сложены пластами пород разной твердости, которые в неодинаковой степени подвергаются разрушению. Выходы твердых пород образуют выступы – различного рода ступени, гривы, карнизы, скалы, которые очень осложняют картину рельефа.

При изображении гор альпийского типа особое внимание должно быть уделено формам, обязанным своим возникновением деятельностью ледников (троговые долины, кары, острые зубчатые гребни, иглы, пики, пирамидальные вершины).

Особенности этих форм правильно передаются горизонталями угловатого рисунка, с резкими перегибами.

При изображении высокогорного рельефа большое значение имеет также правильный показ горизонталями формы склонов, особенно их резких перегибов, ступеней, уступов и террас.



Рис. 10. Альпийский рельеф

Средневысотные горы имеют абсолютные высоты 500 – 2000 м и относительные в среднем не более 1000 м. Для внешнего облика этих гор характерна округлость форм, особенно в вершинных частях. Склоны их, часто крутые внизу и в среднем поясе, в привершинных частях становятся пологими и, постепенно закругляясь, переходят в вершину. Таким образом, гребневые части хребтов средневысотных гор имеют вид округлых или плоских сводов, распадающихся по оси на ряд округлых, плоских или куполовидных вершин. Ледниковые формы рельефа, как свидетели прежних оледенений, если и наблюдаются, то редко на больших расстояниях друг от друга, не внося существенных изменений в общий облик гор. Средневысотные горы обычно одеты сплошной корою выветривания, с хорошо развитым растительным покровом. Коренные породы в виде скал редко выходят здесь на поверхность, особенно в вершинных частях. Скалы чаще встречаются в нижних частях гор, где проявляется деятельность речной эрозии, часто обуславливающей подмыв склонов долин.

Долины в средневысотных горах шире, чем в высокогорных районах. Склоны их положе, нередко переходят в дно долин, имеют вогнутый профиль.

Рельеф средневысотных гор местами имеет скалистый характер, склоны отличаются крутизной. Это связано обычно с выходами на поверхность твердых пород или с недавними поднятиями земной коры, вызвавшими повторное более резкое расчленение поверхности уже сложившихся средневысотных гор.

В соответствии с характером средневысотных гор их изображение должно передаваться плавными, округлыми горизонталями. Эта особенность изображения средневысотных гор наиболее ярко выступает при рисовке плоских и округлых гребней. Для изображения первых характерна разреженность горизонталей, резкость их изгибов в местах перехода со склона на гребень и сравнительная прямолинейность при пересечении линий гребня; для вторых – увеличение заложения между горизонталями, вырисовывающими вершины, отсутствие резких изгибов, округлость рисунка.

При изображении склонов средневысотных гор следует учитывать особенность их строения: выпуклую форму (чаще всего), значительную расчлененность долинами и оврагами и асимметричность.

Особенностью рельефа средневысотных гор является наличие местами сохранившихся вулканических форм.

Следует отметить, что в среднегорном рельефе наряду с мягкими формами могут встречаться также и резкие (заостренные вершины, острые гребни, отвесные, обрывистые скалы и т. д.).

В среднегорном рельефе долинная сеть имеет обычно решетчатое строение.

В результате весьма длительного процесса разрушения (денудации) высокие и средневысотные горы постепенно преобразовываются, приобретают черты низких гор, с более сглаженными сниженными формами. В условиях полупустынного климата в результате выветривания, коррозии и дефляции твердых пород образуется своеобразный рельеф, который носит название **мелкосопочника**. Для него характерна интенсивная расчлененность на группы гряд, холмов, увалов 50–100 м относительной высоты с мягкими очертаниями форм. Эти формы рельефа располагаются, на первый взгляд, совершенно беспорядочно. Только после более внимательного изучения местности можно подметить некоторую систему в строении рельефа.

Отдельные группы сопок «насажены» на общее возвышенное основание. Простираение и форма таких оснований обычно соответствует общему залеганию пластов и горизонтальному расчленению местности. Обособление холмов и гряд часто связано с неодинаковой прочностью горных пород.

Участки между группами сопок заняты обширными понижениями. Всюду рассеяно множество замкнутых котловин, плоских впадин, нередко с озерами и солончаками.

Сеть долин очень редкая. По форме своей долины в большинстве случаев представляют понижения с крайне неровным продольным профилем и почти не похожи на типичные эрозионные долины. Многие долины оканчиваются замкнутыми понижениями.

Склоны, вершины сопок и их подножия покрыты слоем щебня. Часто встречаются россыпи крупных камней.

6.5.4. Структурный рельеф

Плато называют возвышенности с ровной поверхностью, ограниченные с краев более или менее выраженными склонами. Последние нередко имеют вид высоких уступов, иногда скалистых обрывов (рис. 11).

Плато и плоскогорья являются одним из видов структурного типа рельефа и образуются в тех местах, где пласты горных пород лежат горизонтально или с очень слабым наклоном, а самые верхние из них настолько твердые, что с трудом поддаются разрушению.

Плато обычно слабо расчленены. Центральные части заняты плоской волнистой или холмистой равниной, на фоне которой могут возвышаться одинокие вершины или группы вершин. Только к краям плато заметно возрастает густота и глубина расчленения. Здесь наблюдается частая весьма

сложная сеть глубоких, но коротких долин, типа крупных оврагов или ущелий и каньонов с очень крутыми, часто скалистыми склонами и круто падающим дном. Между ущельями и оврагами возвышаются узкие участки плато, отчлененные, изолированные высоты иногда с плоской (столовой) вершиной, но очень часто острые и конусовидные.

Участки плато, которые возвышаются между каньонами, имеют вид столовых гор с более или менее значительной по площади плоской вершиной и резкой бровкой.

Сильно расчлененные высокие плато с плоскими вершинами, сохранившимися лишь в центральных частях водоразделов, носят название **плоскогорий**.

Водораздельные возвышенности плоскогорий имеют вид больших массивов с насаженными на них отдельными вершинами. Последние чаще всего плоские с крутыми склонами, иногда конусовидные (усеченные или заостренные). К долинам рек водоразделы опускаются несколькими широкими ступенями (террасами) с чередованием более или менее широких ровных пространств и уступов. Долины глубокие (до 150 – 400 м), обычно крутосклонные. Характерными являются многочисленные сужения долин, имеющих вид каньонов, с обрывистыми и высокими склонами и изрезанными речными долинами и промоинами. Поверхность, как самого плато, так и его крутых склонов, часто покрыта крупноглыбовой каменистой россыпью. Шлейфы осыпей тянутся вдоль подошвы склонов.

При складчатом и складчато-разрывном залегании горных пород структурный тип рельефа приближается к горному и, в основном, в зависимости от положения складок в пространстве, углов наклона крыльев и состава пород, слагающих складки, может принимать различные формы (рис. 12).

Достаточно распространенной формой рельефа при этом являются ассиметричные моноклиальные долины, ограниченные выходами твердых пород характерных структурных форм (куэсты). Склон куэсты, совпадающий с направлением падения пласта, пологий; другой склон крутой, обычно скалистый. Кроме того, как отмечалось ранее, в складчатых и складчато-разрывных областях встречаются антиклинальные хребты, часто имеющие широкие куполообразные гребни, моноклиальные хребты с ассиметричным поперечным профилем и скалистым острым гребнем и синклинальные симметричные долины. В условиях складчато-сбросового залегания пластов, кроме перечисленных, встречаются террасированные формы (горсты и грабены) в виде склонов с уступами. В случае образования

дислокации в виде горста склоны со ступенями и уступами направлены в противоположные стороны; в случае образования грабена склоны образуют ступенчатую выемку, которая в горах обычно является долиной реки или, в случае замкнутости ее, дном озера.

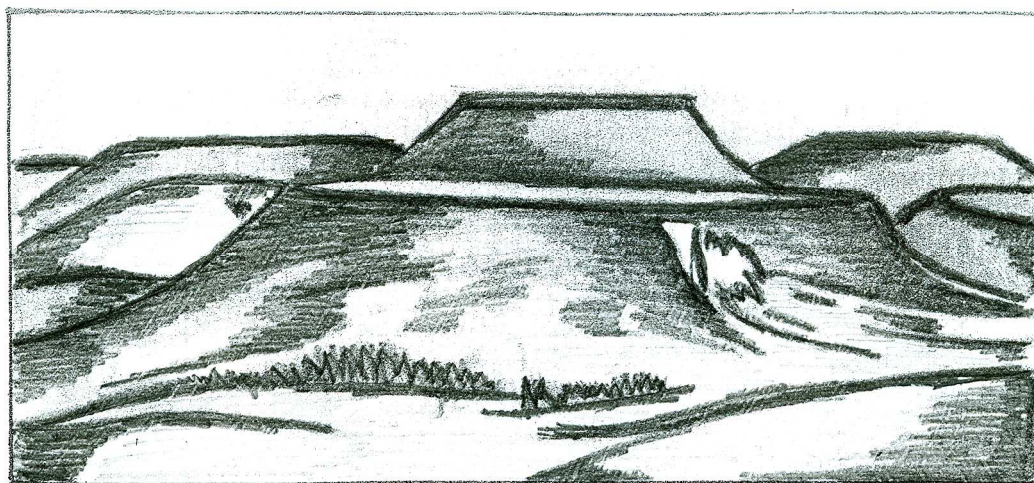


Рис. 11. Структурный рельеф (при горизонтальном залегании слоев)



Рис. 12. Структурный рельеф (при складчатом залегании слоев)

6.5.5. Карстовый рельеф

Карстовые формы встречаются в районах, сложенных легкорастворимыми и водопроницаемыми породами (известняк, доломит, гипс и др.). Поверхностные и грунтовые воды просачиваются по трещинам, постепенно растворяют породы, расширяют трещины и превращают их в извилистые ходы, естественные колодцы, шахты и пещеры.

Таким образом, при образовании карста на первое место выступает действие воды, как растворителя породы, а не эрозионная ее деятельность.

В результате растворения пород на оголенных поверхностях карстующихся пород возникает сеть узких борозд – карров, обычно совпадающих с направлением трещиноватости.

Кары имеют ширину в среднем 5 – 20 см, при глубине до 1 м и более. Они разделены узкими и часто острыми гребнями. Те места, где сеть карров очень густа, носят название **каровых полей**. Последние отличаются трудной проходимостью (рис. 13).

Наиболее типичным образованием являются карстовые воронки (рис. 14), которые образуются вследствие растворения пород с поверхности около трещин или в результате обвалов пород над подземными пустотами и иногда как оспины покрывают поверхность карстовых районов. Воронки бывают самой разной формы. Плановые очертания большинства их округлые или овальные, дно узкое, склоны прямые и крутые.

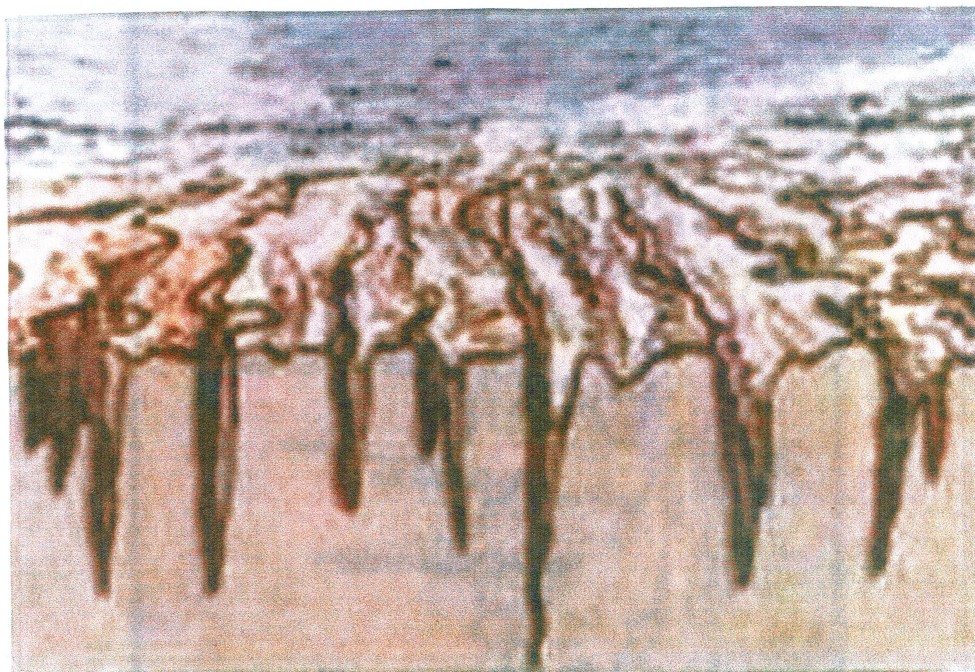


Рис. 13. Каровые поля



Рис. 14. Карстовые воронки

Встречаются воронки и кольцеобразные с совершенно отвесными стенками или блюдцеобразные с пологими сглаженными склонами и широким пологим дном.

Размер карстовых воронок колеблется от 10 до 200 м в диаметре, а глубина может достигать размеров поперечника. На дне нередко имеется отверстие (понор), в которое уходит вода. Такие воронки обычно сухие, но есть воронки, заполненные водой и представляющие собой карстовые озера.

Во многих карстовых областях широко распространены обширные замкнутые котловины, которые называются **полями**. Их размеры достигают местами несколько сотен квадратных километров. Дно полей плоское, ровное, края нередко обрывистые небольшой высоты. Поля бывают сухие, периодически затопляемые и постоянно заполненные водой. На дне полей часто имеются поноры, поглощающие воду.

Естественные колодцы и шахты распространены в карстовых областях реже, чем воронки. Они имеют цилиндрическую форму с отвесными скалистыми стенками. Шахты значительно глубже (до нескольких десятков метров) и уже колодцев, на дне они открываются в пещеру или канал подземной реки.

Пещерами называют мешкообразные или каналообразные полости внутри массивов горных пород, которые также образуются в результате растворяющего действия воды, циркулирующей по трещинам и подземным руслам.

Наружные отверстия пещер располагаются обычно на склонах или отвесных обрывах и бывают очень узкими и малозаметными, а порой, непроходимыми. Формы и размеры пещер весьма разнообразны. Многие пещеры состоят из нескольких гротов. Длина некоторых гротов достигает 1200 м и высота до 90 м. Некоторые пещеры – пропасти достигают глубин до 1000 м.

Вследствие обилия поглощающих воду трещин, воронок и шахт, карстовые районы очень бедны реками. Здесь встречаются сухие долины в виде неглубоких ложбин, часто лишенных однообразного уклона. По тальвегу их располагается цепь замкнутых карстовых воронок.

Долины водотоков представляют большей частью глубокие ущелья с крутыми и даже вертикальными склонами. Встречаются мешкообразные долины, имеющие замкнутую циркообразную вершину, упирающуюся в скалистый обрыв, из-под которого появляется водоток в виде мощного источника. Противоположностью мешкообразных долин являются слепые долины, оканчивающиеся в том месте, где водоток уходит в понор под землю, нередко на большую глубину.

При изображении карстового рельефа необходимо учитывать, что нередко к карстовым формам ошибочно относят формы совершенно другого происхождения (ветровые, вымывные и т. д.). Поэтому, показывая карст, следует обязательно привлекать для уточнения геологические карты.

Типичным признаком карста является наличие многочисленных воронок разных размеров.

6.5.6. Вулканический рельеф

Чаще всего вулканы представлены конусообразными возвышенностями в виде усеченных конусов, широких куполов, массивов и щитов, сложенными лавой, вулканическим пеплом, крупными и мелкими обломками горных пород.

Высота вулканических конусов над окружающей местностью бывает до 3 – 4 км и более (рис. 15).

На вершине вулкана находится **кратер** – чашеобразное или воронкообразное расширение. У большинства потухших вулканов в кратерах часто накапливается атмосферная вода в виде небольших кратерных озер. Размеры кратера могут быть различные: от сотен метров до 20 – 25 км в диаметре и от 40 до 1000 м глубины. Некоторые вулканы имеют несколько кратеров, расположенных на вершине и на склонах. Иногда из обширного кратера древнего вулкана поднимается дополнительный конус меньших размеров.



Рис. 15. Вулкан

В некоторых случаях вулканической деятельности взрывами газов разрушаются внутренние части вулканов с образованием пустот. Такие же пустоты могут образовываться и при истощении лавы в очаге. В образованные таким образом полости может проседать верхняя часть вулкана, а иногда и весь вулкан вместе с частью прилегающей к нему дневной поверхности. В таких случаях на поверхности образуются впадины провала с крутыми стенками, называемые **кальдерами**. Иногда образование кальдер объясняют процессами воздействия экзогенных факторов.

Склоны вулканов, за редким исключением, слабо вогнутые. Средний угол их падения – 14 – 15°, в верхней части угол может достигать 30 – 35°.

Накапливающиеся на склонах вулканов рыхлые обломочные продукты обычно смываются дождевыми водами или обрушиваются в виде каменных лавин к подножию вулкана. В результате на склонах остаются лишь разделенные оврагами, отпрепарированные эрозией потоки лавы и склоны приобретают ребристый характер: радиально расположенные овраги чередуются с гребнями, сложенными застывшей лавой. Подобные овраги получили название **барранкососов**. Барранкососы сильно ветвятся, вследствие чего разделяющие их пространства часто имеют вид гребней.

Действующие вулканы имеют правильную коническую форму со склонами, слабо расчлененными барранкососами. Это объясняется тем, что материал извержений идет почти целиком на построение конуса и, отлагаясь вокруг кратера, засыпает все мелкие неровности рельефа. Потоки лавы застывают на склонах вулканов, образуя поверхности с очень неровным (волнистым или глыбистым) рельефом. Здесь в изобилии встречаются лавовые уступы и другие формы рельефа, обусловленные вулканической деятельностью. У потухших вулканов кратер обычно разрушен, а склоны густо изрезаны барранкососами. Некоторые потухшие вулканы изрезаны настолько сильно, что от них сохранились только руины в виде изолированных центральных вершин и радиально расходящихся от них отрогов.

Щитовые вулканы имеют форму слабо выпуклого щита. Их склоны очень пологи (2 – 10°). При той же высоте, что и конические, щитовые вулканы занимают значительно большую площадь.

Наиболее примитивной разновидностью вулканов являются так называемые **маары** – воронкообразные и реже цилиндрические углубления среди ровной местности. Форма их округлая или слегка овальная, иногда они окружены невысоким валом. Маары нередко заполнены водой, представляя собой озера. Размер их поперечника колеблется в широких пределах и достигает 2 – 3 м.

Недоразвившимися вулканами являются **лакколиты**. Лакколиты поднимаются часто среди равнинной местности в виде возвышенностей, имеющих правильную куполообразную форму. Обычным характером расчленения вулканического рельефа является радиальный.

6.5.7. Эоловый рельеф

Формы песчаного эолового рельефа созданы деятельностью ветра. Наиболее характерными среди этих форм являются грядовые пески, ячеистые, лунковые, кучевые и барханы.

Кроме того, ветровые песчаные формы образуются на берегах морей, озер и долинах крупных рек. Они называются **дюнами**.

Грядовые пески имеют наиболее широкое распространение в пустынных областях. Гряды относятся к формам полужакрепленных малоподвижных песков.

Для песчаных гряд характерна вытянутость в направлении господствующих ветров. Формирование гряд происходит за счет песка, выдуваемого из межгрядовых понижений. Если помимо одного господствующего ветра, под углом к нему дует другой менее сильный ветер, то образуются так называемые «усы», разглаживающие межгрядовые понижения.

Поперечный профиль гряд имеет форму пологой и низкой дуги; склоны примерно симметричны, гребень округлый. Ширина межгрядовых понижений колеблется от 50 до 200 м и бывает немного меньше самих гряд. Длина гряд в среднем – 2 – 3 км, высота – 10 – 30 м.

Грядово-ячеистые пески возникают тогда, когда наряду с господствующими ветрами одного направления дуют ветры другого направления, под влиянием которых гряды приобретают несимметричное строение, один склон становится пологим, другой – более крутым. Кроме того, между грядами образуются перемычки, разделяющие продольные межгрядовые понижения на отдельные вытянутые ячейки.

Ячеистые пески отличаются от предыдущего типа отсутствием ориентированных гряд и сложностью рисунка, образованного короткими, не имеющими определенной ориентировки, песчаными грядами и перемычками. В плане ячейки имеют округлую и многогранную форму, напоминающую пчелиные соты, иногда вытянуты в одном направлении.

Лунковые пески характеризуются преобладанием котловин, близким к полулунной форме. Каждая котловина, с одной стороны, ограничена дугообразными грядами, напоминающими по форме барханы, но отличающимися от них более симметричным строением вследствие меньшей длины и большей крутизны наветренного склона.

Кучевые пески представляют собой накопления песка около некоторых видов пустынных растений (саксаула и др.). Они имеют вид отдельно разбросанных куч в среднем высотой 2 – 6 м.

Барханы образуются на ровной поверхности при небольшом количестве сыпучего песчаного материала, подстилаемого плотным грунтом. Барханы лишены растительности и представляют собой формы подвижных

песков. Важным условием для образования барханов является наличие ветра одного господствующего направления или ветров противоположных направлений, когда в течение одной части года или сезона ветер дует в одном направлении, другую часть года – в строго противоположном.

Типичный бархан в плане имеет полулунную форму с концами в виде рогов, вытянутых по направлению господствующего ветра. Наветренный склон барханов пологий ($5 - 12^\circ$), подветренный более крутой, падающий под углом $28 - 35^\circ$ (рис. 16).

Высота одиночных барханов не превышает $3 - 5$ м, редко достигает 8 м. При сильных устойчивых ветрах одного направления барханы начинают двигаться до 12 м в месяц. При постоянном чередовании ветров противоположных направлений основная часть барханов остается неподвижной, перемещаются только рога. Барханы бывают единичные, рассеянные по площади в беспорядке. В тех местах, где песка накапливается больше, образуются барханные цепи (гряды). Они имеют острый гребень, описывающий в плане небольшие дуги.

Гряды барханов вытянуты перпендикулярно к направлению господствующих ветров и поднимаются над разделяющими их понижениями до $8 - 10$ м, а в отдельных случаях и больше. Длина гряд различна, от $30 - 40$ м до 400 м. Барханные цепи тоже имеют пологий наветренный склон с углом падения $12 - 15^\circ$. По сравнению с барханами барханные цепи менее подвижны.

На фоне барханных песков часто развиваются **пирамидальные пески**. Последние представляют собой группы изолированных песчаных возвышенностей иногда значительной высоты (до $500 - 800$ м). По форме они напоминают пирамиды, число граней которых может достигать до 5 и более.

Дюны представляют собой песчаные накопления в виде продолговатых холмов, вытянутых перпендикулярно к направлению преобладающих ветров. Склоны дюн с наветренной стороны пологие ($5 - 12^\circ$), с подветренной – крутые (до $25 - 32^\circ$). Дюны могут быть как неподвижные, так и подвижные. Последние иногда соединяются в длинные неравные прерывистые цепи, которые перемещаются в направлении господствующего ветра. Дюны часто встречаются на побережье морей, больших озер, в долинах крупных рек. Вдали от морей, озер и рек на песчаных грунтах встречаются материковые дюны. В плане они обычно имеют дугообразную форму.

Рельеф песков настолько сложен, разнообразен и обладает такой дробностью расчленения, что более или менее точную картину наземная топографическая съемка может дать только в масштабах $1:1\ 000 - 1:5\ 000$ с сечением горизонталей через 1 м и меньше.



Рис. 16. Бархан

Вопросы для самопроверки:

1. На какие дисциплины делится геоморфология?
2. В чем заключается принцип актуализма?
3. Какие поверхности называются топографическими и какими свойствами они обладают?
4. Какие элементы формы и типа рельефа Вы знаете?
5. Расскажите о классификации рельефа по генезису.
6. Расскажите о классификации форм рельефа по их количественным характеристикам.
7. Дайте общую характеристику типов рельефа.
8. Какие виды равнин по происхождению Вы знаете?
9. Опишите холмисто-моренный рельеф.
10. Опишите долинно-балочный рельеф.
11. Опишите горный рельеф.
12. Опишите структурный рельеф.
13. Опишите карстовый рельеф.
14. Опишите вулканический рельеф.
15. Опишите эоловый рельеф.

7. КОСМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЗЕМЛИ

Фотографические снимки Земли из космоса начали получать с исследовательских ракет еще до запуска искусственных спутников Земли. Съемка Земли производилась с высот 100 – 150 км. Снимки были сильно перспективны и имели изображение горизонта. Вместе с тем программы съемок уже включали опыты по выбору оптимальных параметров космических фотографических систем.

Уже на первых космических снимках были хорошо видны горные цепи, выходы коренных пород, долины и русла рек, снежный покров и лесные массивы.

Съемки с ракет не потеряли своего значения и с запусков искусственных спутников Земли. И в настоящее время ученые Беларуси используют снимки, полученные при съемках с геодезических ракет. Эти снимки ценны не только своей информацией, но и тем, что они дают серии разно-масштабных снимков на одну и ту же территорию.

Космические исследования, начатые в шестидесятых годах прошлого столетия, велись и ведутся с такой интенсивностью, что позволили накопить богатый фонд космических снимков.

Большое, если не сказать – огромное, количество оперативных и метеорологических спутников, пилотируемых космических кораблей и орбитальных станций несли и несут научную вахту. Многие из этих космических объектов были или в настоящее время оснащены съемочной аппаратурой. Полученные и получаемые в них снимки чрезвычайно разнообразны в зависимости от выбора регистрируемых характеристик, технологии получения снимков и передачи их на Землю, масштаба съемки, вида и высоты орбиты и т. п.

Космические снимки выполняются в трех основных съемочных диапазонах: видимом и ближнем инфракрасном (световом) диапазоне, инфракрасном тепловом и радиодиапазоне.

Наиболее значительна первая группа – в видимом и ближнем инфракрасном диапазоне; она подразделяется по способам получения и передачи информации на Землю на три подгруппы: фотографические, телевизионные и сканерные, фототелевизионные снимки. Многообразие снимков по группам, более или менее равноценных по содержанию и объему передаваемой информации и качеству изображения, расширяет возможности использования снимков в тех или иных областях географических исследований.

Геологические исследования – одна из областей, где космические снимки находят наиболее активное применение. Уже первые снимки с космических кораблей нашли широкое применение в исследовании стратиграфии и литолого-петрографических свойств пород; структурно-тектонического изучения территории; поисков месторождений полезных ископаемых; изучение геотермальных зон и вулканизма.

Одно из главных достоинств космических снимков – возможность увидеть новые черты строения территории, незаметные на снимках крупного масштаба – относится прежде всего к изучению крупных геологических структур. фильтрация мелких деталей в результате оптической «генерализации» изображения создает возможность пространственной увязки разрозненных фрагментов крупных геологических образований в единое целое.

Небольшое количество сведений, получаемых при дешифрировании космических снимков, относится именно к области структурной геологии. Хорошо выделяются пликативные структуры и разрывные нарушения разных порядков.

Особенно хорошо отражаются линейные разрывные нарушения как со смещением, так и без смещения смежных блоков. В платформенных областях они выражаются слабыми перепадами рельефа, искривлениями речных русел и эрозионных форм; в горно-складчатых – дешифрируются благодаря сдвигам горных пород различного литологического состава.

Пликативные нарушения – складчатые структуры, сложные антиклинории, кольцевые структуры – также хорошо дешифрируются на космических снимках.

Космические изображения открывают принципиально новые возможности для познания глубинного строения литосферы, позволяя выявлять по совокупности признаков структуры разных глубин и сопоставлять их между собой. Это направление использования космических снимков приобретает особенно большое значение в связи с поисками скрытых месторождений полезных ископаемых и задачами выявления глубинных сейсмогенных структур.

На космических снимках рельеф не находит достаточно полного прямого отражения; стереоскопически по стереопарам воспринимаются лишь формы подгорного и горного рельефа с амплитудами в несколько десятков – сотен метров. Однако хорошая передача различных индикаторов рельефа, главным образом почвенно-растительного покрова, позволяет изучать рельеф в морфолого-морфометрическом и генетическом отношениях.

Различные генетические типы рельефа имеют свои особенности изображения на космических снимках, свои специфические дешифровочные признаки и индикаторы дешифрирования. Так, например, флювиальный рельеф находит яркое отражение на космических снимках в видимом диапазоне более темным фоном, чем окружающая местность; четко прослеживаются и пролювиальные конусы выноса временных водотоков.

Космические снимки позволяют изучать и древние флювиальные формы (например, древние эрозионные притоки и дельты). На снимках четко отражаются не только отдельные долины, но и вся система эрозионного расчленения, хотя выделение отдельных балок и оврагов удается лишь на снимках наиболее крупного масштаба. В целом же эрозионная сеть выявляется с большой полнотой. По полноте отображения эрозионной сети космические снимки масштаба 1:2 000 000 сопоставимы с топографическими картами масштаба 1:200 000 и 1:100 000.

Космические снимки современного и древнего эолового рельефа позволяют изучать особенности образования и эволюции различных форм рельефа, выражающиеся в их рисунке, и выявлять зависимость ориентировки форм от режима ветров. В то же время снимки засвидетельствовали несовершенство изображения песков на картах многих районов мира и необходимость привлечения космических снимков при составлении карт пустынных районов. Кроме того работы показали, что космические снимки могут быть использованы при изучении не только открытых, но и зеленых территорий.

На космических снимках хорошо отображаются карстовые и просадочно-суффозионные формы рельефа, а на крупномасштабных снимках горных территорий различаются даже отдельные обвально-осыпные конусы выноса, делювиальные шлейфы. На космических снимках распознаются также некоторые формы ледникового рельефа: троговые долины с их параллельными линиями «плечей» на склонах, конечные морены, перегородивающие крупные долины, ледниковые озера. Четко отражается древний конечно-моренный рельеф. Хорошо на космических снимках отображается береговая форма рельефа с характерной резкостью береговых линий абразионного берега и плавными линиями – аккумулятивного.

Тщательный геоморфологический анализ космических снимков показывает целесообразность привлечения их для геоморфологического картографирования в средних масштабах. Снимки масштаба 1:2 000 000 могут служить хорошей основой для проведения полевых работ и рисовки геоморфологических контуров, т. е. составления карт в масштабе 1:1 000 000 и мельче.

Космические снимки полезны и для составления других карт рельефа, например, карт густоты расчленения рельефа, карт инвариантных (орграфических) линий и точек. При составлении последних по снимкам уточняются узлы схождения хребтов (узловые точки), разделение инвариантных линий первого и последующих порядков и вся сеть расчленения горных районов, границы раздела горных и равнинных территорий и т. п.

Космические снимки, сделанные при низком положении солнца, дающие пластичную картину рельефа благодаря светотеневой мозаике, могут быть использованы при изготовлении гипсометрических карт.

Заключая теоретическую часть дисциплины «Геоморфология и геология», хочу напомнить студентам слова академика, профессора Санкт-Петербургского университета И. Лемана: «Геодезист, рисующий рельеф и не знающий геоморфологии, подобен хирургу, делающему операцию и не знающему анатомии».

Вопросы для самопроверки:

1. Какие летательные аппараты используются при космических съемках?
2. В каких основных съемочных диапазонах выполняются космические снимки?
3. Что дает многообразие использования съемочных диапазонов при космической съемке и что это за диапазон?
4. Каковы результаты использования космических снимков в геологических исследованиях?
5. Каковы результаты использования космических снимков в геоморфологических исследованиях?

ЗАДАНИЯ И КРАТКИЕ МЕТОДИЧЕСКИЕ УКАЗАНИЯ К ЛАБОРАТОРНЫМ РАБОТАМ

Задание 1. Изучение минералов

С помощью таблицы главнейших породообразующих минералов (прил. 1) изучить минералы, имеющиеся в коллекциях. Девять минералов (по одному из каждого класса) записать, в произвольной форме или в Аиде таблицы, в тетрадь лабораторных занятий, отразив: внешние признаки минерала, его название и к какому классу он относится, его химическую формулу, спутники и его народно-хозяйственное значение.

Задание 2. Изучение горных пород

Используя таблицы для определения распространенных магматических, осадочных и метаморфических пород (прил. 2, 3, 4) изучить и описать (по одному образцу каждого класса) типы горных пород, имеющиеся в коллекциях. Запись в лабораторных тетрадях вести в табличной или произвольной форме, указав: тип, класс, структуру, текстуру, вещественный состав, особые признаки и название горной породы.

Задание 3. Построение инвариантных линий и точек на топографической карте

Используя сведения об инвариантных линиях и характерных точках рельефа (конспект лекций) отметить на карте, выданной преподавателем, все инвариантные линии и точки. Работу выполнять остро отточенным мягким карандашом, используя принятые Вами условные знаки.

Цель работы состоит в приобретении студентами навыков пространственного определения границ распространения основных элементов рельефа на данной территории.

При выполнении этого задания прежде всего следует твердо усвоить, что четкое и правильное выявление и изображение геометрических линий и точек на учебной карте, является предварительным условием грамотного чтения и рисовки рельефа с увязкой его с теми геологическими процессами, которые участвовали в образовании этих форм.

В связи с недостаточным освещением этого вопроса в литературе, важностью изучения, усвоения и приложения полученных знаний в производственной деятельности геодезиста при топографических съемках, представим непосредственное выполнение задания некоторыми пояснениями.

Отдельные изолированные неровности земной поверхности, называемые формами рельефа, состоят из элементов. К простейшим составным частям (элементам) форм рельефа земной поверхности относятся: поверхности (границы), отдельные геометрические линии и точки, свидетельствующие о пересечении границ и изменении характера поверхности. Следовательно, рельеф земной поверхности следует рассматривать как взаимное расположение линий, точек и плоскостей земной поверхности в пространстве, рассматриваемое по отношению к уровенной поверхности.

Земная поверхность относится к геометрически неправильным поверхностям, для которых геометрические законы их образования неизвестны. Такие поверхности называются топографическими.

Математическая топографическая поверхность выражается функцией двух переменных x и y : $Z = f(X, y)$.

Как правило, в явном виде эта функция неизвестна, однако, если можно было бы ее выразить аналитически, то формула имела бы слишком сложный вид и к практическому использованию не применима.

В то же время известно, что функция удовлетворяет условию конечности, однозначности, непрерывности и плавности.

Условие конечности и однозначности говорит о том, что при данных аргументах x и y функция имеет только одно, и при том, конечное значение. Условие непрерывности и плавности означает, что функция дифференцируется.

Прямым следствием этих условий являются основные свойства изогипс (горизонталей), которыми на карте или плане изображается топографическая поверхность. Таким образом, изолинии (изогипсы, горизонталей) представляют собой графическое выражение этой функции, пользуясь которым можно легко решать многие вопросы, а сами изолинии в общем случае, являются геометрическим местом точек показателя (признака) существующей, действительной или интерпретируемой топографической поверхности.

К классу поверхностей топографического порядка, к которому следует отнести и поверхность Земли, относится любая поверхность, которая будучи сопряжена с плоскостью проекции (поверхностью относимости) дает с любой нормалью к этой плоскости (поверхности) единственную точку пересечения.

Рассмотренные свойства поверхности рельефа местности присущи и всем другим поверхностям топографического порядка, с которыми приходится иметь дело не только в геодезии, но и в геологии.

Из способов изображения поверхностей топографического порядка наиболее распространенным является способ изолиний (горизонталей, изогипс) с использованием проекции с числовыми отметками.

Изображение на карте (плане) топографической поверхности участка местности производят по данным инструментальной съемки.

В процессе съемки, в поле определяют и намечают характерные точки поверхности на инвариантных элементах рельефа и определяют для них высотные отметки. После нанесения точек на план (по координатам или полярным способом) подписывают около них высотные отметки и намечают положение инвариантных линий изображаемой поверхности.

Каждый тип рельефа – сочетание форм рельефа, закономерно повторяющихся в пределах того или иного участка земной поверхности – характеризуется основными инвариантными (орографическими, скелетными, каркасными) линиями. Различают *отрицательную* и *положительную* инвариантные линии.

Отрицательной инвариантной линией является геометрическое место точек минимумов высот данной поверхности (водоразделы).

Инвариантные линии в сочетании с угловыми точками рельефа являются своего рода остовом данной поверхности, имеют большое значение в анализе точности ее изображения с помощью изогипс. Достаточно точную модель местности можно построить только тогда, когда выявлено необходимое и достаточное число точек для каждой инвариантной линии. Поэтому для правильного отображения рельефа, а также показа различных его особенностей, инженер-геодезист при выполнении съемочных работ должен прежде всего выявить на местности каркасные линии и угловые точки рельефа и определить границы их распространения.

При определении положения инвариантных линий на карте следует иметь в виду, что водоразделы и бровки являются линиями выпуклых (положительных), а тальвеги и подошвы – вогнутых (отрицательных) форм рельефа. Вогнутость и выпуклость форм рельефа определяется в процессе работы над картой по отметкам горизонталей.

Все сделанные выше определения инвариантных линий свидетельствует о том, что эти линии получены в результате пересечения поверхностей, расположенных в пространстве под различными углами к горизонту.

По положению основных инвариантных линий и угловых точек рельефа определяется характер расчленения рельефа и его тип.

Задание 4. Построение карты гидроизобат

По данным двенадцати буровых скважин (прил. 5), расположенных в плане в углах квадратной сетки, на расстоянии 25 метров друг от друга (по четыре скважины в каждом ряду) построить карту гидроизобат. Масштаб изображения – 1:500, сечение изолиний – через один метр.

Указание по построению карты гидроизобат.

В заданном масштабе наносят на бумагу (миллиметровку) план расположения скважин, обозначая их кружочками диаметром 1,5 – 2,0 мм. Сбоку (сверху, снизу), не загружая рабочую площадь, от каждой скважины записывают ее номер. Справа от номера записывают в числителе – абсолютную отметку устья скважины, в знаменателе – абсолютную отметку уровня грунтовых вод (УГВ). Абсолютную отметку УГВ в каждой скважине вычисляют как разность между абсолютной отметкой устья и глубиной залегания УГВ. Далее, используя значения абсолютных отметок устьев скважин, градуируют (интерполируют) прямые линии, соединяющие скважины (только стороны квадратов) и находят на них целочисленные значения, кратные заданному сечению (в нашем случае – одному метру). Соединив точки с одинаковыми отметками плавными кривыми линиями, получают изображение рельефа дневной (земной) поверхностями горизонталями. Используя абсолютные отметки УГВ, аналогичным путем находят целочисленные значения абсолютных отметок УГВ. Соединив точки с одинаковыми отметками УГВ плавными кривыми линиями, получим изображение уровенной поверхности (подземных вод) гидроизогипсами. Градуирование прямых можно производить аналитическим, графическим и «механическим» способами. Последний способ предполагает использование линейной палетки с одинаковыми расстояниями (обычно 2 – 5 мм) между системой оцифрованных параллельных прямых, нанесенных на кальке. Последовательность градуирования заключается в следующем: точки, отметки высот которых подлежат градуированию, соединяют прямой линией (сторона квадрата). Палетка накладывается на одну из точек таким образом, чтобы отметка на палетке совпала с отметкой точки. Эта точка фиксируется. Вращая палетку вокруг зафиксированной точки, добиваются совпадения отметки второй точки с отметкой по палетке.

Для определения положения гидроизобат необходимо произвести вычитание топографических поверхностей.

При решении задачи вычитания топографических поверхностей в пределах всей карты или отдельных ее участков могут возникнуть три случая:

1) изолинии отдельных поверхностей (в данном случае земной и уровенной подземных вод) при их взаимном наложении пересекаются, образуя изометрические четырехугольники;

2) изолинии обеих поверхностей при их наложении не пересекаются и направлены в одинаковую или противоположные стороны;

3) изолинии отдельных поверхностей при их наложении имеют сложную конфигурацию.

В первом случае для того, чтобы получить изолинии результирующей поверхности – гидроизобаты (линии равных глубин), необходимо в точках пересечения горизонталей и гидроизогипс найти разности высот (абсолютных отметок). Одинаковые значения разности двух противоположных точек изометрического четырехугольника соединяют диагональю – элементом изолинии искомой поверхности. Таким образом, изолинии (гидроизобаты) результирующей поверхности пройдут последовательно по диагоналям изометрических четырехугольников.

Во втором случае, когда изолинии не пересекаются, точки на карте (плане), в которых разности отметок выражаются целыми числами, можно найти путем последовательного построения профилей (вертикальных разрезов) примерно перпендикулярно к изолиниям. Можно использовать трафарет, представляющий собой две параллельные линии, нанесенные на кальку на произвольном расстоянии друг от друга. Одну из линий принимают за «старшую» (на нее наносят точки пересечения старших изолиний обеих поверхностей), а другую за «младшую» (на нее наносят точки пересечения младших изолиний обеих поверхностей). Наложив кальку на карту по возможности перпендикулярно к изолиниям, строят между линиями профили плоскостей, соединяя прямыми точками пересечения старших и младших линий трафарета с изолиниями поверхностей. Точку пересечения профилей сносят по перпендикуляру на «младшую» линию трафарета и получают на карте точку, где разность отметок равна целому числу. При этом отметка этой точки равна целому числу. При этом отметка этой точки равна разности отметок младших или старших изолиний двух данных поверхностей, между которыми построены профили пересекаются.

Проделав ряд таких построений, определяют точки с целочисленным значением, по которым и получают изолинии результирующей поверхности.

В случае сложной конфигурации изолиний исходных поверхностей на карте двух топографических поверхностей находят разности высот, прежде всего в узловых точках. Затем в «окнах» находят разности для вспомогательных точек, которые располагают по квадратной сетке. По полученным отметкам производят градуирование и построение изолиний разностей результирующей поверхности.

Задание 5. Составление геоморфологической схемы по аэроснимкам

С помощью зеркального стереоскопа составить геоморфологическую схему площади перекрытия двух аэроснимков (стереопары). Масштаб изображения – 1:1.

Указания по составлению геоморфологической схемы по аэроснимкам. Выявление на аэроснимках сведений о внешних особенностях форм рельефа, их взаимном расположении и происхождении называется **геоморфологическим дешифрированием аэроснимков**.

Геоморфологическое дешифрирование аэроснимков имеет целью ознакомить студентов с особенностями изображения некоторых геоморфологических объектов, с главными методами их изучения на основе использования материалов аэросъемки.

При составлении геоморфологической схемы ставится задача: используя условные обозначения инвариантных линий и характерных точек рельефа, с помощью зеркального стереоскопа опознать на стереопаре наблюдаемые формы рельефа и их элементы. По результатам дешифрирования, на тетрадном листе черной тушью (гидрологические объекты – синей) вычертить геоморфологическую схему.

Работа начинается с определения площади перекрытия. Последняя определяется при наложении двух соседних снимков друг на друга и совмещении одинаковых (идентичных) изображений объектов и контуров. Для геоморфологического изучения эта площадь и будет исходной.

Добиваясь с помощью стереоскопа объемного изображения и перемещая его по всей площади перекрытия, дешифрируют прямые и косвенные признаки, отображающие собственно объекты и их связи.

Для увеличения стереоэффекта и для того, чтобы площадь одновременно была стереоскопически видна, важно следующее: базис фотографирования должен быть параллелен главному базису прибора, т. е. начальные направления должны составлять одну прямую линию и быть параллельны главному базису.

Начальные направления на снимках могут быть получены следующими способами.

1. Если перекрытие составляет более 50 %, то начальные направления устанавливаются просто как прямые, соединяющие главную точку данного снимка или рабочий центр с изображением на нем контурной точки, получившей изображение вблизи главной точки соседнего снимка, т. е. с рабочим центром соседнего снимка.

2. Если перекрытие менее 50 %, то оба снимка на некотором расстоянии друг от друга прикалывают иглами в рабочих центрах к планшету (столу). К иглам прикладывают прозрачную линейку и поворачивают снимки вокруг их рабочих центров до тех пор, пока к краю линейки не подойдут идентичные контурные точки, имеющиеся на перекрытии обоих снимков.

После этого снимки считаются взаимно ориентированными на одной плоскости. По краю линейки, приложенному к иголкам, на каждом снимке карандашом проводят начальные направления.

Для получения прямого стереоскопического эффекта, позволяющего наблюдать стереомодель местности, соответствующую действительности, аэроснимки помещаются стереоскопом таким образом, чтобы левый снимок стереопары располагался под левым, а правый – под правым глазом наблюдателя. При этом перекрывающиеся части аэроснимков будут обращены друг к другу, а начальные направления, проведенные через главные точки (рабочие центры), совместятся с прямой, параллельной линии главного базиса. Прямое стереоизображение будет получено также при одновременном повороте стереопары на 180° .

При геоморфологическом дешифрировании одновременно используется комплекс различных признаков, получающих свое выражение на фото – изображении земной поверхности в различных комбинациях друг с другом. Среди отдельных дешифрирующих признаков, используемых в фотогеоморфологии, по своим характерным особенностям принято выделять *прямые* признаки, отображающие непосредственно дешифрируемые объекты, и *косвенные*, использование которых основано на естественных природных взаимосвязях между геологическим строением и ландшафтными особенностями земной поверхности, отображающимися на аэрофотоснимках.

К прямым признакам относятся: линейные очертания и размеры, площадная конфигурация и объемные формы, характерные для тех или иных геологических объектов. К числу прямых признаков относится линейность геологических границ и разрывность нарушений, полосчатость осадочных отложений, фототон изучаемых объектов. Последний используется в основном как показатель спектральной отражательной способности различного типа горных пород, обнажающихся на земной поверхности.

Для дешифрирования горных пород особенно существенны связь вещественного состава породы с формой ее залегания, что находит выражение в современном рельефе.

По характерным точкам залегания и размерам геологических тел дешифрируются некоторые отложения аллювиального, эолового, морского, водноледникового и другого генезиса (прирусловых валов, стариц, озов и пр.). По обнажениям на склонах и в стенках карьеров иногда возможно непосредственное определение мощности отложений.

Тон фотоизображения обнажающихся отложений минерального состава в сухом состоянии на черно-белых аэроснимках светлый до белого (пески, суглинки), органогенных – темный до черного (торф). При увлажнении однородной поверхности тон ее фотоизображения тем темнее, чем выше влажность. При наличии отложений разного состава светлым тоном отличаются водопроницаемые отложения, более темным – влагоемкие.

Для некоторых типов отложений характерной является структура рисунка фотоизображения их поверхности, обусловленная или физическими свойствами этих отложений (рисунок темных округлых пятен западин на лессовидных породах, темная полосчатость на делювиальных склонах) или изменениями их вещественного состава (светлая округлая пятнистость, свойственная донноморенным отложениям, пятнистость галечниковых отложений из-за наличия глинистых карманов).

По расположению в плане элементов строения речных и морских террас можно судить об изменении состава слагающих их отложений.

Иногда по характеру границ между отложениями можно судить об изменении их генезиса и вещественного состава: резкая смена тонов фотоизображения, обусловленная изменением влажности, для песчаных отложений по сравнению с суглинистыми.

К косвенным ландшафтным признакам относятся: *геоморфологические* (рельеф и гидрографическая сеть), *геоботанические* (растительность и почвы), *антропогенные* (элементы деятельности человека) и *зоогенные*.

Основными индикаторами при геоморфологическом дешифрировании является рельеф и гидрографическая сеть.

Выражение в современном рельефе земной поверхности всех элементов геоморфологического строения может быть самым различным: от значительных превышений, когда они видны под стереоскопом, до долей метра.

В последнем случае они, как правило, находят четкое выражение через гидрографическую сеть, почвенно-растительный покров, сельскохозяйственные угодья и некоторые другие объекты деятельности человека.

Элементы речных долин, оврагов и балок, денудационные, абразионные и эрозионные уступы, формы эолового рельефа опознаются по своим характерным очертаниям.

Формы микрорельефа, карстовые воронки, просадочные западины и блюдца и другие формы легко опознаются по аэроснимкам, так же как и различные техногенные образования.

Расположение мелких рек, балок, оврагов, а также озер и болот при небольшой мощности покровных отложений отражает элементы строения подстилающих коренных пород. О близком залегании коренных пород и соответственно о малой мощности покровных отложений свидетельствует решетчатое или параллельное расположение русел в плане и их изгибы и ветвление под углами, близкими к прямым.

Для дешифрирования вещественного состава верхнего горизонта покровных образований наибольший интерес представляют овраги, рытвины, формирующиеся в самой толще отложений и отражающие их физические свойства.

Густая гидрографическая сеть и многочисленные водоемы свидетельствуют о водоупорных отложениях (глинах, суглинках), менее устойчивых к эрозии, а редкая – о водопроницаемых (песках, супесях). Исключением являются лессы, которые, будучи хорошо водопроницаемыми, могут иметь сеть ложбин стока. Для речных террас признаком грубозернистых отложений служит наличие следов потоков и русел на их поверхности, указывающих на отложение материала быстротекущей водой.

Древовидное ветвление эрозионной сети наблюдается в пределах равнинного рельефа. На участках, сложенных однородными суглинистыми и глинистыми осадками, при наличии интенсивной эрозионной деятельности водотоков наблюдается перистое ветвление русел.

О вещественном составе отложений, как и о фазах эрозии, можно судить по поперечному профилю оврагов и рытвин. На глинах развиваются длинные неглубокие овраги с равномерным уклоном, плавным округлым поперечным профилем и с глубоко врезанными вершинами.

Остроугольный поперечный профиль при небольшой длине и значительном уклоне тальвега свидетельствуют о песчаных или гравелистых осадках. В лессах и песчано-глинистых отложениях развиваются овраги с плоским днищем с малым уклоном и *V* – образным поперечным профилем.

Озера и болота также в ряде случаев являются индикаторами геологического строения. Прежде всего они указывают на высокое положение водоупорного горизонта. Так, например, пойменные болота располагаются на участках развития глин и суглинков. Система расположения озер и болот иногда подчеркивает характер трещиноватости, разрывные нарушения, простирающие коренных пород и т. д.

На открытых участках озера, пруды, а также все места избыточного увлажнения легко опознаются по изменению тона или цвета фотоизображения. Озера всегда изображаются ровным черным цветом (в зоне блика они имеют белый цвет). Промоины, созданные водотоками, отчетливо видны на аэроснимках.

В закрытых районах видимость мелких элементов гидрографической сети резко ухудшается, и необходимо стереоскопическое изучение аэроснимков. При этом полезно использовать явление обратного стереоэффекта.

Направление течения рек может быть установлено по ряду признаков. В большинстве случаев приток впадает в русло главной реки под острым углом, направленным вниз по течению. Для рек, сильно меандрирующих, характерно стремление излучин передвигаться вниз по течению, куда обычно и обращены их выпуклости. При наличии в русле песчаных наносов у берегов или островов признаком направления течения будут являться их пилообразные зазубрины вдоль линии уреза воды, направленные вдоль по течению. В эту же сторону направлены острые окончания мысов и прибрежных кос. Все песчаные образования в самом русле круто обрываются в сторону нижнего течения.

Характерными особенностями верховых болот, используемыми при дешифрировании, являются: приуроченность к слабодренированным водоразделам или замкнутым понижениям рельефа; округлая форма в плане и общий светлый тон фотоизображения поверхности, иногда с зернистым рисунком, создаваемым кронами редких низкорослых деревьев. Топяные участки в пределах болот выделяются темным тоном.

Болота низинного типа выделяются на аэроснимках прежде всего по положению в рельефе. Пойменные притеррасовые, присклоновые и другие типы торфяников, связанные с выходами грунтовых вод или речным питанием, всегда будут относиться к низинному типу.

К использованию тона фотоизображения вообще надо относиться осторожно и применять его путем сравнения с окружающими участками.

Пашни, как правило, приурочены к породам, хорошо дренируемым. Таковые в пределах моренных равнин области последнего оледенения наблюдаются на вершинах и в верхних частях склонов моренных холмов. На аэроснимках массивы пашен имеют вид крупных светлых пятен на темном фоне лесов и сырых лугов. На зандровых равнинах пашни приурочены, в основном, к массивам супесей среди песков на участках близкого залегания морены. Фруктовые сады обычно расположены на водопроницаемых отложениях в условиях хорошего дренажа.

О характере отложений можно судить и по дорожной сети. Так расплывчатые колеи грунтовых дорог и неравномерная их ширина характерны для песков. Разъезженные колеи свойственны суглинистым и глинистым отложениям на участках с избыточным увлажнением. На водораздельных участках для них характерны четкие границы и постоянная ширина.

Болота и заболоченные участки обходятся грунтовыми дорогами, признаком чего могут служить также сеть дренажных канав, торфоразработки, карьеры, ямы, опознаваемые на аэроснимках по характерному рисунку.

О составе отложений можно судить и по наличию карьеров, их характерным особенностям и связи с близлежащими дорожными и промышленными сооружениями.

Чем большее количество признаков привлекается при дешифрировании, тем выше достоверность сведений, получаемых с аэроснимков.

Однако необходимо иметь в виду, что для одних и тех же природных объектов как прямые, так и косвенные признаки дешифрирования могут быть различными.

Задание 6. Построение геологического разреза

Построить геологический разрез по линии, указанной преподавателем, с использованием геологической карты (прил. 6) и описания буровых скважин (прил. 7). Для построения разреза принять горизонтальный масштаб 1:5 000, вертикальный – 1:500.

Последовательность построения разреза.

Геологические карты, независимо от их назначения и вида, не дают полного представления о строении участков земной коры, изображенных на этих картах. Это представление может быть дополнено геологическими разрезами – вертикальными сечениями земной коры.

Всякий геологический разрез имеет две части: нижнюю – профильную сетку и верхнюю – собственно геологический разрез, представляющий собой проекцию на вертикальную плоскость данных (колонок) буровых скважин. Строить разрез рекомендуется на миллиметровой бумаге в следующем порядке. В нижней части листа помещают профильную сетку, состоящую из трех строк, в которых дают характеристику скважин: номера скважин, попадающих в разрез, расстояния между ними и абсолютные отметки их устьев. Намечают начало и длину разреза в принятом масштабе. У начала разреза (можно и в конце его) над профильной сеткой строят шкалу абсолютных высот. При этом за начало отсчета шкалы высот принимают верхний обрез профильной сетки. Его абсолютная отметка выбирается с таким расчетом, чтобы она была, во-первых, кратной сечению горизонталей геологической карты, во-вторых, меньше минимального значения абсолютной отметки забоя скважины, попадающей в разрез и имеющей наименьшую абсолютную отметку. Максимальная отметка шкалы должна быть несколько больше абсолютной отметки самой высокой точки топографического профиля.

Далее, отступив от шкалы высот на 1,5 – 2,0 см, проводят вертикальную прямую линию – ствол первой скважины (обычно она и является началом разреза), ограничивая длину абсолютными отметками устья и забоя ее.

Последовательно измеряя горизонтальные расстояния между скважинами, попадающими в разрез, обозначают стволы скважин вертикальными отрезками (при построении все скважины принимаются вертикальными). В строке «Расстояние» профильной сетки, под каждой скважиной прочерчивают вертикальные штрихи и между ними записывают измеренные по карте расстояния.

Для построения топографического профиля, используя геологическую карту, снимают с нее и откладывают в заданном горизонтальном масштабе расстояния от начала разреза или твердого ориентира (например, скважины) до его пересечения с каждой горизонталью и сносят абсолютные отметки соответствующих горизонталей на шкалу высот. Используя полученные отметки горизонталей и абсолютные отметки устьев скважин, а также их положение на разрезе, и соединив последовательно все точки плавными линиями, получают топографический профиль земной поверхности по заданному направлению. На построенный профиль наносят точки пересечения линии стратиграфического несогласия с линией разреза, подписывая над профилем (слева и справа от точек) относительный возраст пород и факторы, образовавшие их.

На построенную часть разреза, вдоль линии скважин размечают границы слоев и представляют их абсолютные отметки, которые вычисляют как разности абсолютных отметок устьев скважин и глубин залегания соответствующих слоев. В интервале каждого слоя (на полосе 0,5 – 0,6 см) условными обозначениями отмечают карандашом состав и относительный возраст пород.

Границы слоев на разрезе проводят только после восстановления в общих чертах истории развития изучаемого участка. Например, рассматривая колонки скважины на разрезе (рис. 17) видно, что наиболее древними породами, вскрытыми скважинами являются протерозойские граниты. Между ними и залегающими выше верхнедевонскими аргиллитами имеется стратиграфический перерыв (отсутствуют отложения кембрийского, ордовикского, силурийского периодов и нижнедевонской эпохи девонского периода), во время которого происходило разрушение гранита и формировался рельеф гранитного массива, поверхность которого получила сложную форму. Это подтверждается тем, что кровля гранитов в скважинах 15, 11, 25 и 5, попавших и снесенных на разрез, вскрыта на разных абсолютных отметках (62,8; 52,8; 56,8; 48,7 м). На позднедевонских аргиллитах, без стратиграфического перерыва, залегают известняки нижнего карбона. Эти известняки со стратиграфическим перерывом перекрыты глинами позднего карбона.

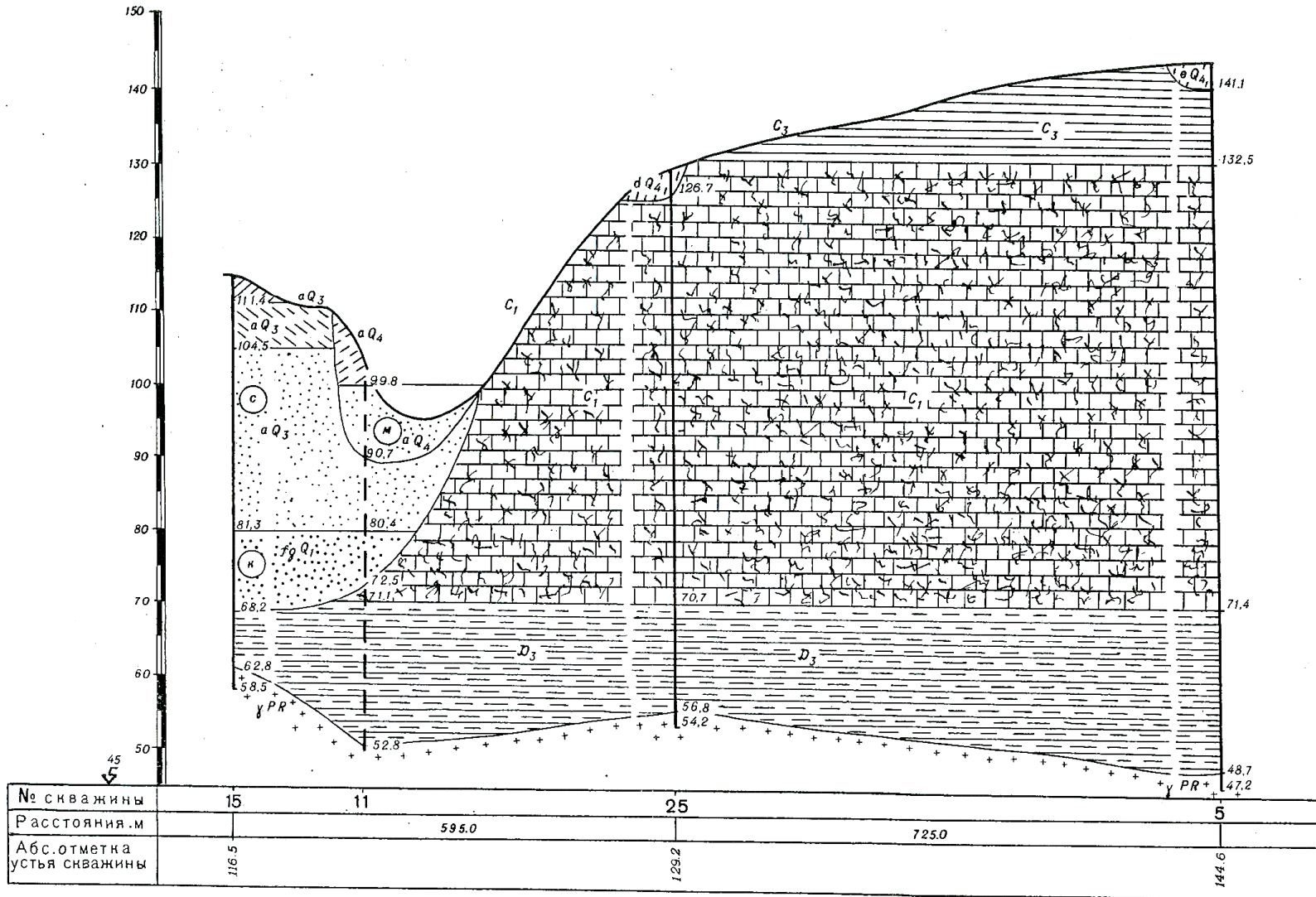


Рис. 17. Геологический разрез

Границу между свитой пород девона и свитой пород раннего карбона, как и границу между свитой пород раннего и свитой пород позднего карбона, можно принять горизонтальной (разность высот составляет 0,7 м на более чем 700 м расстояния).

Вплоть до начала четвертичного периода осадконакопление на данном участке либо не происходило, либо накопившаяся толща пород была переработана ледником с образованием троговой долины. В раннюю эпоху антропогена в пониженной части долины протекал широкий поток воды, образовавшийся в результате таяния ледника, частично размывший известняки раннего карбона и даже аргиллиты позднего девона, который оставил свои отложения в виде крупных песков с гравием и галькой (fgQ_1). Последующая трансгрессия моря, произошедшая в позднем антропогене (aQ_3) привела к накоплению комплекса аллювиальных отложений в виде среднезернистого песка, супеси и суглинка. Тектонический подъем современного антропогена, приведший к врезу русла реки в породы позднего антропогена, сменился опусканием. Подъем базиса эрозии реки привел к накоплению современных антропогенных отложений в виде мелкозернистого песка и супеси (aQ_4). В результате вновь возникшего тектонического подъема, о чем свидетельствует глубокий эрозионный врез, были частично смыты и мелкие пески, и супесь современных антропогенных отложений.

Описанные выше геологические процессы и создали современный облик построенного геологического разреза.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Болтрамович, С. Ф. Геоморфология / С. Ф. Болтрамович. – М.: Академия, 2005. – 518 с.
2. Букринский, В. А. Геометрия недр / В. А. Букринский. – М.: Недра, 1990. – 525 с.
3. Гаврилов, В. П. Загадка тектоники / В. П. Гаврилов. – М.: Наука, 1998. – 192 с.
4. Геологические исследования земли из космоса / Тр. ГИН, вып. 517. – М.: Наука, 1998. – 105 с.
5. Говард, А. Г. Геология и охрана окружающей среды / А. Г. Говард. – Л.: Недра, 1998. – 583 с.
6. Карлович, И. А. Геология / И. А. Карлович. – М.: Академический проект, 2003. – 704 с.
7. Колпашников, Г. А. Инженерная геология / Г. А. Колпашников. – Минск: Технопонт, 2005. – 134 с.
8. Кравцова, В. И. Материалы космических съемок и их использование в географических исследованиях / В. И. Кравцова. – М.: Издательство Московского университета, 1999. – 98 с.
9. Леонтьев, О. К. Общая геоморфология / О. К. Леонтьев. – М.: Высшая школа, 2007. – 413 с.
10. Лосев, К. С. Вода / К. С. Лосев. – Л.: Гидрометеиздат, 1990. – 270 с.
11. Макарова, Н. В. Геоморфология / Н. В. Макарова. – М.: Университет, 2007. – 413 с.
12. Рычагов, Г. И. Общая геоморфология / Г. И. Рычагов. М.: Недра, 2006. – 416 с.

ПРИЛОЖЕНИЯ

Приложение 1

Характеристика главных породообразующих и входящих в шкалу твердости минералов

№ п/п	Наименование минералов	Хим. формула	Твердость	Блеск	Цвет	Цвет черты	Спайность	Другие отличительные признаки	Значение
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
САМОРОДНЫЕ									
1.	Графит	C	1	Металловидный, жирный	Стально-серый до черного	Серовато-черная, блестящая	Совершенная	Жирный на ощупь, пачкает руки, пишет на бумаге. Излом мелкозернистый. Встречаются кристаллические, чешуйчатые и аморфные разновидности. Обычно плотные, землистые или чешуйчатые массы. Структура листовая. Удельный вес – 2. От молибденита отличается цветом черты. Спутники: полевой шпат, кварц, биотит и каолин.	Употребляется в производстве тиглей, электродов, красок, карандашей, смазочных составов и др.
2.	Сера	S	2...1	Жирный	Желтый, зеленоваго-бурый	Светло-желтая, слабая	Отсутствует	Излом раковистый. При трении электризуется. Очень хрупкая. Плохой проводник тепла и электричества. Легко загорается от спички. Удельный вес – 2. Спутники: кальцит, гипс.	В хим. промышленности употребляется для получения серной кислоты.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
СУЛЬФИДЫ									
3.	Пирит (серный колчедан)	FeS_2	6...9,5	Сильный металлический	Соломенно-желтый, золотистый	Черная	Отсутствует	Излом раковистый. Встречается в виде сплошных зернистых масс, кристаллы в виде кубов. Хрупкий. Спутники: медь, свинец, золото.	Сырье для получения серной кислоты.
4.	Халькопирит (медный колчедан)	$CuFeS_2$	3,5 – 4	Металлический	Лагуново-желтый	Зеленоватая-черная	Отсутствует	Встречается обычно в виде сплошных масс и вкрапленников. Хрупок. Удельный вес – 4,2. Спутники: пирит, магнетит.	Важнейшая медная руда.
5.	Киноварь	HgS	2 – 2,5	Алмазный	Красный (кашенильно-красный), иногда свинцово-серый до черного	Красная	Совершенная	Наиболее часто встречается в виде сплошной зернистой массы, часты двойники прорастания. Удельный вес 8 – 8,2. Является электроизолятором. Спутники: пирит, кварц, халцедон, опал. Нередко встречается в россыпях.	Важнейшая ртутная руда.
6.	Сфалерит (цинковая обманка)	ZnS	3,5 – 4	Алмазный до полуметаллического	От бесцветного до темно-бурого, почти черного	Белая, светло-желтая до темно-коричневой	Совершенная	Изменение цвета связано с содержанием Fe (чем больше, тем темнее). Встречается в виде кристаллов и сплошных крупно- и мелкозернистых масс. Удельный вес 3,9 – 4,2. Светлые разновидности люминесцируют при разламывании и царапании иглой в темноте. Спутники: галенит, кварц.	Главная цинковая руда. Содержание Zn до 67,0 %.
7.	Галенит (свинцовый блеск)	PbS	2,5	Металлический	Свинцово-серый до черного	Сероватая-черная	Совершенная	Кристаллы в виде кубов; наиболее обычны сплошные крупно- и мелкозернистые массы. Удельный вес – 7,5. Спутники: пирит, сфалерит, кварц, кальцит.	Важнейшая свинцовая руда. Содержание Pb до 86,6 %.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
8.	Молибденит (молибдено- вый блеск)	MoS_2	1	Силь- ный метал- лический	Стально- серый	Серая, иногда с зелено- ватым оттенком	Весьма со- вершенная	Листоватые, чешуйчатые и земли- стые агрегаты. Пишет на бумаге, оставляя голубоватую черту (от- личие от графита). Удельный вес – 4,6 – 5,0. Жирный на ощупь. Спутники: пирит, золото.	Важнейшая молибдено- вая руда. Содержание <i>Mo</i> до 60,0 %.
9.	Антимонит (стибнит, сурьмяный блеск)	Sb_2S_2	2 – 2,5	Метал- лический	Стально- серый	Серая	Совершен- ная	Кристаллы призматические с грубой вертикальной штриховкой, часто игольчатые кристаллы и агрегаты. Удельный вес – 4,6. Спутники: гале- нит, сфалерит, пирит, кварц.	Важнейшая сурьмяная руда. Со- держание <i>Sb</i> – 71,4 %.
ОКИСЛЫ									
10.	Боксит	$AlOH$	3 – 4	Матовый	Белый и розовый до крас- но-бурого	Бурая	Отсутству- ет	Тощий на ощупь (в отличие от као- линита). Каменистый или глинопо- добный, часто оолитовой структуры. Содержит примеси каолинита, крем- незема и окислов железа. Удельный вес около 2,5. Мало гигроскопичен.	Важней- шая руда – алюминий.
11.	Корунд	Al_2O_3	9	Стек- лянный	Голубова- тый, си- ний, бу- рый и др.	Белая, бесцвет- ная	Отсутству- ет	Излом неровный. Встречается в виде кристаллов или сплошных масс. Удельный вес 3,9 – 4,1. Спутники: пирит, слюда.	Абразив и драгоценный камень – ру- бин, сапфир.
12.	Гематит (железный блеск)	Fe_2O_3	5 – 6	Метал- лический	От красно- бурого до железо-черного	Вишнево- красная, бурая	Отсутству- ет	Разновидности: скрытокристалличе- ская с матовым блеском и землистым изломом – красный железняк; явно кристаллическая с тонкочешуйчаты- ми образованиями черного цвета – железный блеск. Удельный вес 4,9 – 5,3. Спутники: кварц, магнетит.	Важней- шая же- лезная ру- да. Содер- жание <i>Fe</i> 70 %.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
13.	Кварц	SiO_2	7	Стеклянный на гранях, жирный на изломе	Белый, бесцветный, розовый, дымчатый и др	Бесцветная	Отсутствует	Излом раковистый. Разновидности: прозрачная – горный хрусталь; молочно-белая – кахолонг; фиолетовая – аметист; черная – морион. Кристаллы призматические с пирамидальными окончаниями. Удельный вес 2,6 – 2,7. Спутники: полевые шпаты, топаз.	В оптике и радиотехнике (горный хрусталь – в стекольном производстве.
14.	Халцедон (скрытокристаллический кварц)	SiO_2	6,5 – 7	Восковой, матовый	Светло-серый, голубоватосерый и др.	Бесцветная	Отсутствует	Излом раковистый. Аморфный. Разновидности: красный – сердолик; полосчатый – агат; с глинистыми примесями – кремь; с большим количеством примесей в виде тонкорассеянного красящего материала – яшма.	В ювелирном и гранильном деле, в стеклянном производстве.
15.	Опал	$SiO_2 \times nH_2O$	5,5 – 6,5	Жирный, стеклянный, матовый	Белый, желтый, бурый, серый, синий и др.	Бесцветная или белая	Отсутствует	Излом раковистый. Аморфный. Внешне похож на халцедон. Драгоценный опал иризирует. Удельный вес около 2.	Используется в ювелирном деле, в абразивной и керамической промышленности.
16.	Псиломелан (марганцевая руда)	$MnO \times nMnO_2 \times pH_2O$	4 – 6, в агрегатах – до 1	Металлический до матового	Железно-черный до темного стального-серого	Коричнево-черная, блестящая	Не наблюдается	Хрупкий. Встречается в виде натечных, гроздевидных и почковидных образований и плотных масс. Скрытокристаллический. Непрозрачный. Удельный вес 3,0 – 4,3. Спутники: лимонит, доломит.	Значение: марганцевая руда.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
17.	Лимонит (гидрогатит, бурый же- лезняк)	$HfFeO_2 \times nH_2O$	4,5 – 5,5 до 1	Мато- вый, по- луме- талличе- ский	Ржаво- желтый, бурый, темно- бурый	Желто- бурая, бурая	Отсутству- ет	Встречаются землистые, рыхлые и плотные разности. Аморфный. Часто жилковатого сложения, а также в виде жеод, конкреций и оолитов. Удельный вес 3,6 – 4,0.	Важная железная руда. Содержание Fe 59,8 %.
18.	Хромит	$FeCr_2C_4$	5,5 – 7,5	Метал- ловид- ный	Черный	Светло- бурая, иногда зелено- ватая	Отсутству- ет	Встречается обычно в виде зернистых масс, мелких кристаллов и округлых зерен. Удельный вес 4 – 4,8. Спутники: серпентин, магнетит. Разности бедные хромом и богатые железом сильно магнитные, богатые хромом – слабомагнитные.	Основная хромовая руда Cr_2O_3 – 18 – 68 %.
ГАЛОИДЫ									
19.	Галит (ка- менная соль)	$NaCl$	2 – 2,5	Стеклянный, у выветрелых разностей – жирный	Бесцветный, но бывает окрашен примесями в серый, розова- тый и др. цвета	Белая	Весьма со- вершенная	Вкус соленый. Легко растворяется в воде. Хрупкий. Кристаллы и рыхлые массы. Удельный вес 2,16. Спутники: гипс, сильвин.	Пищевой продукт и основное сырье хим. промышленности.
20.	Сильвин	KCl	1,5 – 2	Стек- лянный	Молоч- но- белый, красный и др.	Белая	Совершен- ная	Вкус горько-соленый. Легко раство- ряется в воде. Хрупкий. Встречается в виде кристаллов или сплошных зернистых масс. Удельный вес 2. Спутники: гипс, галенит, ангидрит.	Важней- ший источ- ник калия.
21.	Флюорит	CaF_2	4	Стек- лянный	Фиолето- вый, жел- тый, зе- ленова- тый и др.	Белая	Совершен- ная	Кристаллы в виде кубов, чаще зер- нистые и плотные массы. Часто по- лихромный. Удельный вес 3,1 – 3,2. Спутники: галенит, сфалерит.	Используй- вается в опти- ческой и химической промыш- ленности.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
СИЛИКАТЫ									
22.	Оливин	$(Mg,Fe)_2[SiO_4]$	6,5 – 7	Стекло- лянный, жирный	Бесцветный, желтый с зелено- ватым оттенком, но в массе зеле- ный, бурый	Бесцвет- ная, белая	Средняя	Распространен в виде сплошных зернистых масс или вкрапленный в породы. Зерна округлой формы. Излом неровный, часто раковистый. Спутники: тальк, асбест, гематит.	Используется как сырье для изготовления огнеупорного кирпича.
23.	Титанит (сфен)	$CaTiO(SiO_4)$	5 – 5,5	Алмаз- ный	Бурый, корич- невый, реже зеленоватый, золотистый и желтый	Бесцвет- ная	Средняя, отчетливая параллель- ная от- дельность	Собственно титанит – темноокрашенные разности; сфен – светлые разновидности. Спутники: нефелин, полевой шпат, апатит. Удельный вес 3,4 – 3,6. Часто радиоактивный.	Сырье на титан.
24.	Топаз	$Al_2(F,OH)_2[SiO_4]$	∞	Стекло- лянный силь- ный	Бесцветный, белый, голу- бой, желтый, розовый, крас- ный	Бесцвет- ная	Совершен- ная	Излом неровный. Поверхность по плоскостям спайности гладкая, блестящая. Удельный вес 3,4 – 3,6. Спутники: берилл, апатит, флюорит.	Используется в ювелирном деле.
25.	Роговая обманка	$Ca_2(Mg,Fe)_4 \times (Al,Fe) \times [(Si,Al)_4 \times O_{11}] \times [OH]_2$	5,5 – 6	Стекло- лянный, шелко- вистый	Темно и серо- зеленый, черный	Зелено- ватая или бурая	Совершен- ная	Встречается в виде удлиненных призматических кристаллов или сплошных масс игольчатого или призматического строения. Удельный вес – 3,4. Спутники: корунд, сфен.	Используется, как строительный материал и некоторые (щелочные), в ювелирном деле.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
26.	Тальк	$Mg_2(OH)_2 \times [Si_4O_{10}]$	1	Жирный, перламутровый	Белый, зеленоватый и др.	Белая	Весьма совершенная	Жирный на ощупь. Легко расщепляется на листочки. В тонких листочках – гибкий. Встречается в виде листовато-кристаллических или сплошных скрытокристаллических масс. Удельный вес 2,7 – 2,8. Спутники: серпентин, доломит, гематит.	Кислото- и огнеупорный материал. Используется в бумажном и резиновом производстве.
27.	Серпентин (змеевик)	$Mg_3(OH) \times [Si_4O_{10}]$	2,5 – 4	Стеклянный, жирный, восковой	Темно-зеленый различных оттенков	Бесцветная, белая, зеленоватая	Отсутствует	В сплошных массах излом раковистый. Разновидности: волокнистая – асбест, имеющая совершенную спайность в одном направлении, шелковистый блеск, занозистый излом – горный лен. Удельный вес 2,5 – 2,7.	В строительном деле и химической промышленности. Огнеупор.
28.	Родонит (орлец)	$CaMn_4 \times [Si_4O_{10}]$	5,5 – 6,5	Стеклянный с перламутровым отливом	Розовый, часто пронизан черн. прожилками и пятнами окислов марганца	Бесцветная, белая	Совершенная	Кристаллы редки, встречается в сплошных зернистых и плотных массах. Удельный вес 3,4 – 3,8. Спутники: гранаты.	Ценн. подел. камень, исп. в качестве руды на Mn (MnO – 54,1 %)
29.	Каолинит (каолин)	$Al_4(OH)_8 \times [Si_4O_{10}]$	1 – 3	Тусклый, матовый, жирный	Белый, желтоватый, сероватый	Белая	У мельчайших пластинок весьма совершенная	Излом землистый. Скрытокристаллический, порошокватый, землистый и плотный. Жирный на ощупь. Удельный вес 2,6. Сильно гигроскопичен, в высушенном виде липнет к языку. Во влажн. состоянии пахнет глиной. С водой, набухая, дает пластичн. массу.	Основное сырье фарфоровой и керамической промышленности.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
30.	Мусковит	$KAl_2(OH,F)_2 \times [AlSi_3O_{10}]$	2 – 3	Стекл янный, перла мутро вый	Светлый и светло ваго-коричневый, иногда бесцветен	Белая	Весьма со вершенная	Листоватые и чешуйчатые массы. Мелкочешуйчатая разновидность с шелковистым блеском – серицит. Породообразующий минерал гранитов и сланцев. Тонкие листочки упругие. Удельный вес 2,7 – 3,1. Спутники: кварц, берилл.	Используй ется в каче стве ди электриков в радио- и электро промыш ленности.
31.	Ортоклаз	$K[AlSi_3O_8]$	6 – 6,5	Стекл янный, перла мутровый	Белый, кре мовый, жел тый, корич невый и др.	Белая или от сутствует	Совершен ная	Образует кристаллы и сплошные кристаллические массы. Удельный вес 2,5 – 2,6. Спутники: кварц, слюда, сфен. Излом иногда раковистый.	Производ ство кера мики и стекла.
32.	Нефелин	$(Na,K) \times [AlSiO_4]$	5.5 – 6	Стекл янный, жирный	Бесцветный, водно прозрачный, серый, мясо-красный и зеленый	Нет черты	Отсутству ет	Встречается в виде сплошных плотных зернистых масс или вкраплений в породе. Разлагается в соляной кислоте с выделением студневидного кремнезема. Удельный вес 2,6. Спутники: апатит, каолинит.	Используй ется в стеколь ной про мышленно сти. Сырье для произ водства алюминия и соды.
33.	Лазурит (ля пис-лазурь)	$Na_2Cd_2(S,SO_4)[AlSiO_4]_6$	5,5	Стекл янный	Синий	Бес цветная	Отсутству ет	Кристаллы редки, встречается в виде зерен в породе и в сплошных массах. Удельный вес 2,4. Спутники: пирит, халькопирит, апатит.	Используй ется как поделоч ный ка мень.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
34.	Лабрадор	$(Na, Cd) [Al, Si_3O_2]$	6	Стекл янный, перла мутро вый	Темно серый, зелено вато серый	Белая или от сутствует	Совершен ная	Хорошо образованные кристаллы редки, обычными являются сплошные крупнозернистые массы. Удельный вес 2,7. Характерен синий отлив на плоскостях спайности – иризация. Спутники: магнетит, кальцит.	Ценный поделочный камень и облицовочный материал.
35.	Титанит (сфен)	$CaTiO \times [SiO_4]$	5 – 5,5	Алмаз ный	Бурый, желтый, ко ричневый, иногда зеленоватый	Отсутст вует	Средняя	Кристаллы плоские конвертообразные, клиновидные ромбовидного сечения. Удельный вес 3,4 – 3,6. Спутники: нефелин, апатит.	Возможно использование в качестве сырья на <i>Ti</i> . <i>Ti</i> – 40,8 %.
36.	Берилл	$Be_3Al_2 [Si_6O_{18}]$	7,5 – 6	Стекл янный	Цвет различный с преобладанием желтого и зеленого	Бесцвет ная	Несовер шенная	Столбчатые и призматические кристаллы и их сростки. Хрупкий, твердость по граням призмы больше, чем в перпендикулярном направлении. Удельный вес 2,7. Разновидности: изумруд – ярко-зеленого цвета, аквамарин – цвета морской волны. Спутники: кварц, топаз, флюорит.	Руда на бериллий <i>Be</i> – 12 %; изумруд и аквамарин – драгоценные камни.
СУЛЬФАТЫ									
37.	Алунит	$Ka_3(OH)_6 [SO_4]$	3,5 – 4 до 5,5	Стекл янный	Белый, с серо ватым, желтова тым и краснова тым оттенком	Белая	Ясная	Тонкозернистые, землистые и волокнистые массы. В порошке сухой на ощупь. Негигроскопичен. Удельный вес 2,58 – 2,75. Спутники: каолинит.	Материал для получения квасцов. Al_2O_3 – 37%.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
38.	Гипс (легкий шпат)	$CaSO_4 \times 2H_2O$	1,5 – 2	Стеклянный, перламутровый	Белый, серый, голубоватый, бесцветный и др.	Белая или желтая	Весьма совершенная	Встречается в виде одиночных кристаллов, двойников, сростков, и мраморовидных масс. Разновидности: селенит – плотный жилковатый гипс с шелковистым блеском; алебастр – мелкозернистый белый и розовый гипс с неровным изломом. Удельный вес 2,3. Спутники: галит, ангидрит.	Как цемент, материал для лепных работ, поделочный камень.
39.	Ангидрит	$CaSO_4$	3 – 3,5	Стеклянный, перламутровый	Белый, серый или голубоватый, реже фиолетовый	Белая	Совершенная по трем направлениям	Излом занозистый. Кристаллы таблитчатые и призматические; часто с грубой штриховкой на гранях; обычно сплошные мелкозернистые мраморовидные массы. Удельный вес 2,9 – 2,98. Спутники: гипс, галит.	Цементное сырье.
40.	Мирабилит (глауберова соль)	$Na_2SO_4 \times 10H_2O$	2 – 1,5	Стеклянный	Бесцветный, белый с различными оттенками	Бесцветная, белая	Совершенная	Зернистые сплошные агрегаты, налеты и корочки. Вкус горько-соленый. Весьма хрупкий. Удельный вес 1,48. Спутники: гипс, галит.	Сырье для получения соды.
41.	Барит (тяжелый шпат)	$BaSO_4$	2,5 – 3,5	Стеклянный и перламутровый	Белый, голубоватый, розоватый, бурый, красный	Белая	Совершенная	Кристаллы таблитчатые и сплошные, зернистые массы, часто листового сложения. Удельный вес 4,3 – 4,6. Спутники: флюорит, гипс, кальцит.	Наполнитель в резиновой и бумажной промышленности.
КАРБОНАТЫ									
42.	Кальцит	$CaCO_3$	3	Стеклянный, матовый	Бесцветный, но часто окрашен различными примесями	Белая	Совершенная	Кристаллы, натечные формы, сплошные зернистые массы, (мрамор, известняк), землистые массы (мел). Уд. вес 2,6 – 2,8. Характерно двойное лучепреломление. Реагирует на HCl . Спутники: барит, лабрадор, сфалерит.	Строительный и поделочный мат-л. Флюс в металлургич. пр-ве.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
43.	Магнезит	$MgCO_3$	3,5 – 4,5	Стеклянный, шелковистый, матовый	Белый, желтоватый и серовато-белый	Белая	Совершенная в кристаллических разностях	Встречается в виде кристаллически-зернистых агрегатов и плотных скрыто кристаллических масс. Вскипает при действии нагретой HCl . Удельный вес 2,9 – 3,1. Спутники: опал, серпантин, тальк.	Огнеупорный строительный материал.
44.	Сидерит (железный шпат)	$FeCO_3$	3,5 – 4,5	Стеклянный, перламутровый, матовый	От белого до черного	Бесцветная	Совершенная	Кристаллически-зернистые пористые агрегаты, мраморовидные и землистые сплошные массы. Удельный вес 1,8 – 2,9. Спутники: сидерит, тальк. В порошке реагирует на HCl .	Строительный материал.
ФОСФАТЫ									
45.	Апатит	$Ca_5(F, Cl)(PO_4)_3$	5	Стеклянный	Белый, голубой, зеленый, фиолетовый, черный (фосфорит)		Несовершенная	Встречается в виде сплошных зернистых сахаровидных масс или кристаллов. Распространены пятнистые разности с постепенной сменной цвета в пределах одного образца. Очень хрупкий. Удельный вес 3,2. Спутники: кальцит, сфен.	Используется для получения фосфорных удобрений.

Приложение 2

Таблица для определения наиболее распространенных магматических пород по внешним признакам

Обычное сложение (текстура)	Обычное строение (структура)	Преобладающая окраска	Минеральный состав				Особые признаки	Название породы, происхождение и степень кислотности			
			Кварц	Полевые шпаты или фельдшпатоиды	Цветные силикаты	Содержание цветных силикатов, в %		Глубинная (инфузивная)	Излившаяся (эффузивная)		Жильная
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	
Массивное (однородное)	Зернистое (средне- или крупнозернистое, равномерноезернистое или неравномерноезернистое – профильное)	Светло-серая, розовая, желтоватая, красноватая	есть	Калиевый полев. шпат (микроклин, ортоклаз)	–	–	–	Аляксит, ультракислая, $SiO_2 > 75\%$	–	–	–
		Светло-серая, розоватая, буроватая, красноватая	есть	Калиевый полев. шпат (микроклин, ортоклаз), кислый плагиоклаз	Биотит, роговая обманка, пироксен	5 – 10	От похожего сиенита отличается наличием кварца, а от нефелинового сиенита – наличием кварца и отсутствием нефелита	Гранит, кислая, 65 – 75 % SiO_2	–	–	–
		Светло-серая, розоватая, желтоватая, красноватая	нет	Калиевый полевой шпат (микроклин, ортоклаз)	Биотит, роговая обманка, пироксен	15 – 20	От похожего гранита отличается отсутствием кварца, а от нефелинового сиенита – отсутствием нефелина	Сиенит, средняя, 52 – 65 % SiO_2	–	–	–
		Светлая-серовато-зеленоватая	нет	Нефелин, лейцит, альбит	Щелочные амфиболы и пироксены	15 – 25	–	Нефелиновый сиенит, щелочная	–	–	–

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Массивное (однородное) Зернистое (средне- или крупнозернистое, равномернозернистое – профильное) или неравномернозернистое		Темно-серая, зеленоватая, темная, темно-серая, часто пестрая	нет	Средний плагиоклаз-андезин	Роговая обманка, биотит, пироксен	15 – 40	Почти всегда полевые шпаты: светлые, зеленоватые. Розовые и красные окраски у диоритов отсутствуют, что отличает их от сиенитов и гранитов. Темноцветных минералов обычно содержат больше, чем сиенитов (около 25 %)	Диорит, средняя, 52 – 65 % SiO_2	–	–	–
		Темно-буровато-серая, зеленоватая, темно-серая, черная	нет	Основной плагиоклаз (лабрадор)	Пироксен (авгит), роговая обманка (биотит), оливин	40 – 45	Плагиоклазы часто темные, но просвечиваются в краях. Биотит очень редко.	Габбро, основная, 40 – 52 % SiO_2	–	–	–
		Темно-серая, зеленоватая, синевато-серая, синевато-серая, черная	нет	Основной плагиоклаз (лабрадор)	нет	–	Характерен синий отлив на плоскостях спайности лабрадора и двойниковая штриховка	Лабрадорит, основная, 40 – 52 % SiO_2	–	–	–
		Темно-зеленая, серозеленая, бурая, почти черная	нет	нет	Оливин, пироксен (авгит)	100	Порода состоит только из темноцветных минералов, полевых шпатов нет	Периотит, ультраосновная, < 40 % SiO_2	–	–	–

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
		Темная – желтовато-зеленая, темно-зеленая, черная. При выветривании покрывается коркой коричневого цвета	нет	–	Оливин	100	Состоит почти из одного оливина, полевых шпатов нет. Разрушаясь, переходит в серпентин. Порошок разлагается соляной и серной кислотами и выделяет студневидный кремнезем.	Дунит, ультраосновная, <40 % SiO ₂	–	–	–
		Темная – темно-зеленая, серо-зеленая, почти черная	нет	–	пироксен	100	Состоит из одного пироксена, полевых шпатов нет.	Пироксенит, ультраосновная, <40 % SiO ₂	–	–	–
Массивное (однородное)	Плотное, очень мелкозернистое или порфированное	Очень светлая – белая, сероватая, желтоватая, реже красноватая	есть	Калиевый полевой шпат – санидин, кислый плагиоклоз, стекло	Биотит, роговая обманка, пироксен	5 – 15	Порфировая структура; порфиновые вкрапления – санидин, кварц, биотит. От похожего кварцевого порфира отличается свежестью полевого шпата (поверхность зерен полевого шпата блестящая).	–	Липарит (риолит), кислая, 65 – 75 % SiO ₂	–	Очень светлая – белая, сероватая, желтоватая, реже красноватая
		Светлая – красная, бурая, желтая, зеленая, фиолетовая, часто пятнистая	есть	Калиевый полевой шпат – ортоклаз, микроклин	Роговая обманка, пироксен	5 – 15	От похожего липарита отличается матовостью поверхности зерен полевого шпата.	–	–	Кварцевый порфир, кислая 65 – 75 % SiO ₂	Светлая – красная, бурая, желтая, зеленая, фиолетовая, часто пятнистая

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
		Светлая – беловато-серая, , желтоватая, красноватая буроватая	нет	Калиевый полевой шпат – санидин, стекло	Роговая обманка, пироксен, биотит	15 – 20	От липарита и кварцевого порфира отличается отсутствием среди вкрапленников кварца. Порфиновые вкрапленники – стекляннопрозрачный санидин, реже биотит, пироксен. Поверхность излома шероховатая (пористость).	–	Трахит, средняя, 52 – 65 % SiO_2	–	Светлая – беловато-серая, желтоватая, красноватая буроватая
	Стекловатое	Темная – бархатно-черная, разных оттенков бурая	есть	Стекло	нет	нет	Стекланный блеск, раковистый излом	–	Обсидиан – вулканическое стекло с повышенным содержанием SiO_2 и почти лишенное воды, кислая, 65 – 75 % SiO_2 .	–	–
Массивное (однородное)	Стекловатое	Байхаво-черная, красноватая, светло-зеленая	есть	–	–	–	Жирный блеск, раковистый излом	–	Пейштайн (смоляной камень) – стекло, более или менее богатое водой (10 %).	–	–
		–	есть	–	–	–	–	–	Перлит – вулканическое стекло с массой концентрических трещинок, идущих по шаровым поверхностям	–	–

продолжение приложения 2

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
		Различная, неоднородная	есть	Обломки минералов и горных пород различной величины и состава	–	–	На фоне пористой основной массы разбросаны обломки различной формы и состава. Порода неоднородна.	–	Вулканический – туф, кислая, и средняя, 52 – 75 % SiO_2	–	–
Пористое	Кластическое (пирокластическое)	Светлая – сероватая, желтоватая (черная)	есть	Стекло	–	–	Очень легкая (держится на воде) пористая однородная порода.	–	Пемза – вулканическое стекло, богатое порами.	–	–
Массивное (однородное)	Плотное, очень мелкозернистое или порфирное	<u>Светлая</u> – серая, серозеленая, красноватая, желтоватая	нет	Калиевый полевой шпат – ортоклаз	Роговая обманка, пироксен, биотит	15 – 20	В отличие от трахира вкрапленники полевого шпата (ортоклаза) мутные. Основная масса более компактная, чем в трахитах.	–	–	Ортофир, средняя, 52 – 65 % SiO_2	–

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Массивное (однородное)	Плотное, очень мелкозернистое или порфирное	Светлая до темной серая, темно-серая, зеленовато-серая	нет	Средний плагиоклаз – андезин	Роговая обманка, пироксен, биотит	15 – 25	Шероховатая на ощупь.	–	Андезит, средняя, 52 – 65 % SiO_2	–	–
		Светлая до темной серая, темно-серая, зеленовато-серая	нет	Средний плагиоклаз – андезин	Роговая обманка, пироксен, биотит	15 – 20	Порода сильно изменена – по цветным минералам развиваются хлорит, эпидот, актинолит, придающие породе различные оттенки зеленого цвета (зеленокаменная порода)	–	–	Порфирит, средняя, 52 – 65 % SiO_2	–
		Темная – черная, темно-серая, ржаво-бурая	нет	Основной плагиоклаз – лабрадор (битовнит)	Пироксен (авгит), оливин (роговая обманка, биотит, стекло)	35 – 50	Тонкозернистое строение, неровный тусклый излом. В лупу часто заметны вкрапленники оливина.	–	Базальт, основная, 40 – 52 % SiO_2	–	–
		Темная – темно-серая, темно-зеленая, черная	нет	Основной плагиоклаз – лабрадор (битовнит)	Пироксен (авгит), оливин (роговая обманка, биотит)	35 – 50	Порода сильно изменена (серицитизирована). Светлый плагиоклаз выступает на основном темном фоне породы, придавая ей сероватую окраску.	–	–	Диабаз, основная, 40 – 52 % SiO_2	–

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Массивное (однородное)		<u>Светлая</u> – розовая, серая, желтоватая	есть	Калиевый полевой шпат (ортоклаз, микроклин)	нет	нет	Мелкозернистое строение – сахаровидный излом. Светлая – розовая, сероватая, желтоватая окраска.	–	–	–	Аплит, кислая, 65 – 75 % SiO_2 .
	Пегматитовое – письменное гигантозернистое	<u>Светлая</u> – розовая, серая, желтоватая	есть	Калиевый полевой шпат – микроклин, ортоклаз, кислый плагиоклаз	Биотит, мусковит	–	Очень крупнозернистое – до гигантозернистого строения, часто письменные структуры (прорастание полевого шпата кварцем).	Пегматит, ультракислый, 65 – 75 % SiO_2	–	–	–

Приложение 3

Таблицы для определения наиболее распространенных осадочных горных пород по их внешним признакам

Характер породы	Обычное строение	Размер частиц (диаметр в мм)	Минерально-вещественный состав (минералы и частицы пород)	Окраска	Твердость	Особые признаки	Название породы	
1	2	3	4	5	6	7	8	
Обломочные породы, определяющиеся по размеру и форме частиц	Обломочное (порода состоит из сцементированных обломков)	2-200 (псефиты)	Обломки одной или нескольких горных пород, часто кремния, кварца, гранита, известняка и др.	Разнообразная, часто пестрая		Частицы преимущественно полуокатанные и округлые	Конгломерат	
						Частицы главным образом угловатые	Брекчия	
		0.10-2 (псаммиты)	Кварц (> 90 %). Полевые шпаты, слюды, турмалин, гранат и др.	Разнообразная		Нож не царапает, оставляет царапины на стекле	Грубый на ощупь	Кварцевый песчаник
								Аркозовый песчаник (аркоз)
								Полевошпатовый песчаник
								Массивное сложение, близкий к раковистому излому, серо-зеленая окраска
			Зерна различных минералов и обломки разнообразных горных пород.	Темная, серая, зеленовато-серая				

1	2	3	4	5	6	7	8
	Землистое	0.10-0.01 (алевриты)	Преимущественно глинистые минералы, а также скрытокристаллический кварц, опал, халцедон, карбонаты, пирит, хлорит, окислы железа.	Желтовато-палевая, серовато-желтая	Легко режется ножом	Нежная на ощупь, большая пористость, легко растирается между пальцами в пыль. Содержит до 30 % $CaCO_3$, образующего белого цвета конкрекции («журавчики»). Вскипает от HCl . Слоистости нет. Имеет запах глины.	Лесс
Обломочные породы, определяющиеся по размеру и форме частиц	Землистое	<0,01 (пелиты)	Каолинит, галлуазит, аллифен, пиррофилит, монотермит, кварц, халцедон, опал, гидрослюда, кальцит, доломит и др.	Разнообразная серая, зеленоватая, желтая, бурая, синеватая и др. (в зависимости от примесей)	Царапается ногтем (твердость 1)	В сухом состоянии землистая. Легко растирается между пальцами в топкий порошок. Легко впитывает воду, становясь вязкой и пластичной. Размягчась в воде, образует мутную жидкость. Часто (не всегда) «глинистый» запах, появляющийся после того, как на породу подышать.	Глина
			Каолинит	Белая с сероватым оттенком		Землистое строение, рыхлость, жирность на ощупь, белая окраска.	Каолин
			Диаспор, гидраргиллит, каолинит, галлуазит, гематит, лимонит, опал.	Кирпично-красная, буровато-красная, реже белая, серая (часто неоднородная). Черта белого цвета.	Не царапается ногтем, но царапается ножом (тверд. 3–4)	Землистое строение (иногда слоистое). Тощий на ощупь и не дает пластичной массы при смачивании водой (отличие от глины). От бурого железняка отличается меньшей плотностью и цветом.	Боксит

1	2	3	4	5	6	7	8
Необломочные породы, определяющиеся по хим. и минералогическому составу	Землистое, сланцеватое (состав однородный)		Глинистые частицы (каолинит и др.), пылевидный кварц, серицит, хлорицит и др.	Темная, темно-серая, черная, красноватая, голубоватая, коричневая и др.	Царапается ногтем (твердость 1)	Легко раскалывается на тонкие плитки, в воде не размокает (отличие от глины). «Глинистый» запах.	Глинистый сланец
	Плотное, грубозернистое, пористое		Кальцит (главным образом).	Беловатая, желтоватая, бурая, черная (в зависимости от примесей)	Царапается ножом	Вскипает от <i>HCl</i> . Часто содержит органические остатки (известь-ракушечник) и часто имеет раковистый излом.	Известь
Необломочные породы, определяющиеся по химическому и минералогическому составу	Зернистое, плотное		Доломит (главным образом).	Белая, серая, красноватая и др.		От похожего известняка отличается тем, что слабо реагирует на <i>HCl</i> (вскипает только в порошке), редко содержит орг. остатки, излом шершавый, тонкопесчаный, мучнистый.	Доломит
	Плотное, тонкозернистое, землистое		Кальцит и глинистые частицы.	Светло-серая, зеленоватая, красноватая, яркая, пестрая, розовая, желтоватая	Чертится ногтем (твердость 1 – 2)	Вскипает от <i>HCl</i> , образуя мутные пузырьки, остающиеся при разрыве скульптурные колечки и неправильные фигуры муты. «Глинистый» запах.	Мергель

1	2	3	4	5	6	7	8
Необломочные породы, определяющиеся по химическому и минеральному составу	Тонкозернистое, землистое		Кальцит тонкокристаллический с панцирями микроорганизмом.	Белая, светло-белая	Чертится ногтем	Белая окраска, землистость, бурно вскипает от HCl (отличие от диатомита и трепела).	Мел
	Скрытокристаллическое		Опал, халцедон, скрытокристаллический кварц.	Серая, голубая, зеленая, розовая, желтая, коричневая, красная	Нож не царапает (твердость 6.6 – 7)	Большая твердость, высокая вязкость (раскалывается с трудом). Излом раковистый.	Кремень
	Землистое		Опал (скелеты диатомовых водорослей). Примеси глины, кварца, глауконита.	Белая, желтоватая, светло-серая	Нож не царапает (твердость 5.5 – 6.6)	От мела отличается тем, что не реагирует с HCl , имеет меньший удельный вес. Жадно впитывает влагу – прилипает к влажному пальцу.	Диатомит
	Землистое		Опал. Примеси глинистого вещества.	Белая, желтоватая, светло-серая		Внешне совершенно подобен диатомиту, от которого отличается происхождением.	Трепел
	Тонкозернистое		Опал. Глинистое вещество.	Палевая, светло-желтая, зеленоватая, сероватая, голубоватая, реже черная		От трепела отличается большей плотностью, от мергеля отсутствием реакции с HCl (не вскипает). При ударе колетя со звенящим звуком на мелкие остроугольные обломки с раковистым изломом.	Опока

1	2	3	4	5	6	7	8
Необломочные породы, определяющиеся по химическому и минеральному составу	Кристаллически-зернистое или плотное		Ангидрит (главным образом).	Снежно-белая, светло-серая, розовая	Царапается ногтем (1.5 – 2)	Образует кристаллические массы, небольшой удельный вес (2.2 – 2.4). С <i>HCl</i> не реагирует (отличие от кальцита).	Гипс
	Кристаллически-зернистое или плотное		Галит (главным образом).	Серая, голубовато-серая, реже красноватая	Ногтем царапается (твердость 2.5 – 3.0). Нож царапает.	Плотное, реже крупнозернистое строение, сахаровидный излом. С <i>HCl</i> не реагирует. Удельный вес 2.9 – 3.1 (тяжелее карбонитов).	Ангидрат
			Гипс (главным образом).	Белая, голубоватая, розоватая, бесцветная, сероватая, буроватая, черная	Чертится ногтем	Легко растворяется в воде, соленый вкус.	Каменная соль (галит)
	Массивное или слоистое		Фосфатные минералы (типа апатита). Примесь глинистого или песчанистого материала, обломки костей.	Темно-серая, буроватая, черная, реже зеленоватая, каштановая, желтоватая, белая	Твердость 5	Часто конкреции – желваки в виде шаров, эллипсоидов, прихотливого вида сростков. Характерный запах, издаваемый фосфоритом при ударе двух кусков один о другой.	Фосфорит

Таблица для определения распространенных метаморфических горных пород по их внешним признакам

Обычное сложение (текстура)	Строение (структура)	Окраска	Минеральный состав		Особые признаки	Название породы и тип метаморфизма
			Главные минералы	Второстепенные минералы		
1	2	3	4	5	6	7
Массивное	Очень плотное, мелкокристаллическое	Серая, белая, буровато-серая, розовато-серая, черная	Слюда, гранат, пироксен, андалузит, кордиент	Кварц, полевой шпат, карбонат	Раковистый излом.	Роговик, контактовый
	Крупнокристаллическое	Темная, серозеленая, буровато-зеленая, желтовато-зеленая	Гранит, эпидот, диопсид, скаполит, волластонит	Кварц, кальцит, рудные минералы	Темный цвет, крупнокристаллическое строение, большой удельный вес.	Скарн, контактовый
	Средне- и мелкозернистое, отчетливо кристаллическое	Разнообразная – белая, серая, желтоватая, голубоватая, пестрая, черная	Кальцит, реже доломит	Тремолит, диопсид и др.	Отчетливо различимое кристаллическое строение, небольшая твердость (нож царапает), вскипание от <i>HCl</i> , Часто неоднородная пятнистая, полосатая окраска.	Мрамор, региональный
	Плотное	Светло-белая, розовато-белая, желтоватая, красноватая	Кварц	Гранат, слюда, силлиманит	Плотное строение – отдельные зерна часто нельзя различить невооруженным глазом. Блестящий излом, большая твердость, не царапается ножом.	Кварцит, региональный
	От мелко- и среднезернистого до крупнозернистого	Светлая – серая, серовато-зеленая, белая	Кварц, мусковит (лепидолит)	Топаз, флюорит, турмалин, касситерит, молибденит	Зернистое строение и минеральный состав – кварц и светлая слюда (мусковит или лепидолит).	Грейзен, автометаморфизм

1	2	3	4	5	6	7
Массивное	Плотное	Светлая до темной, зеленая, зеленовато-черная, желтая, коричневая, часто пятнистая	Серпентин (хризотил, антигорит)	Оливин, хромит, магнетит, пироксен	Плотн. строение, неоднородная пятнистая или полосатая, обычно в желто-зеленых тонах окраска. Мат. блеск в изломе. Небольшая твердость (нож царапает).	Серпентин – змеевик, аутометоморфизм
	От средне- до крупнозернистого	Темная – зеленая, черная, зеленовато-серая	Роговая обманка, полевой шпат – осн. плагиоклаз	Гранат, слюды, сфен, эпидот, кварц	Зернистое строение, зеленый или черный цвет.	Амфиболит, региональный
Сланцеватое, полосчатое	Тонкозернистое	Светлая до темной. Светло-зеленая, фиолетовая, красноватая, серая, реже черная	Серицит, хлорит, кварц	–	Тонкозернистое строение, серебристый отлив.	Филлит, региональный
		Светлая – сероватая, зеленоватая	Мусковит, биотит, кварц	Полевой шпат, турмалин, эпидот, гранат, ставролит	Светлая окраска, шелковистый блеск на плоскостях сланцеватости. Кварц заметен очень плохо. Иногда заметен розовый гранат.	Слюдяной сланец, региональный
		Зеленая разных оттенков	Хлорит, актинолит, эпидот	Полевой шпат, карбонат, магнетит	Фисташково-зеленый цвет, шелковистый блеск.	Зеленые сланцы, региональный
		Светло-белая, бледно-зеленая, серовато-белая	Тальк	Магнезит, хлорит, роговая обманка	Очень светлая (обычно бледно-зеленая) окраска, низкая твердость (равна 1) – ноготь царапает. Жирный на ощупь.	Тальковый сланец, региональный
		Зеленая до темно-зеленой	Роговая обманка, полевой шпат	Гранат, кварц, магнетит		Роговообнаженный, сланец, региональный
Гнейсовидное, полосчатое, очковое		Светлая – серая, желтоватая, розовая	Кварц, полевой шпат, слюды, роговая обманка	Турмалин, гранат, пироксен	Кварц и полевой шпат часто сливаются в сплошн. полосы белой и красноватой окраски, отчетливо видимые на изломе. От гранита отлич-ся полосч. сложением (у гранита – массивное).	Гнейс, очковый гнейс, региональный

**Абсолютные отметки устьев скважин (в числителе)
и глубин залегания уровней грунтовых вод (в знаменателе)**

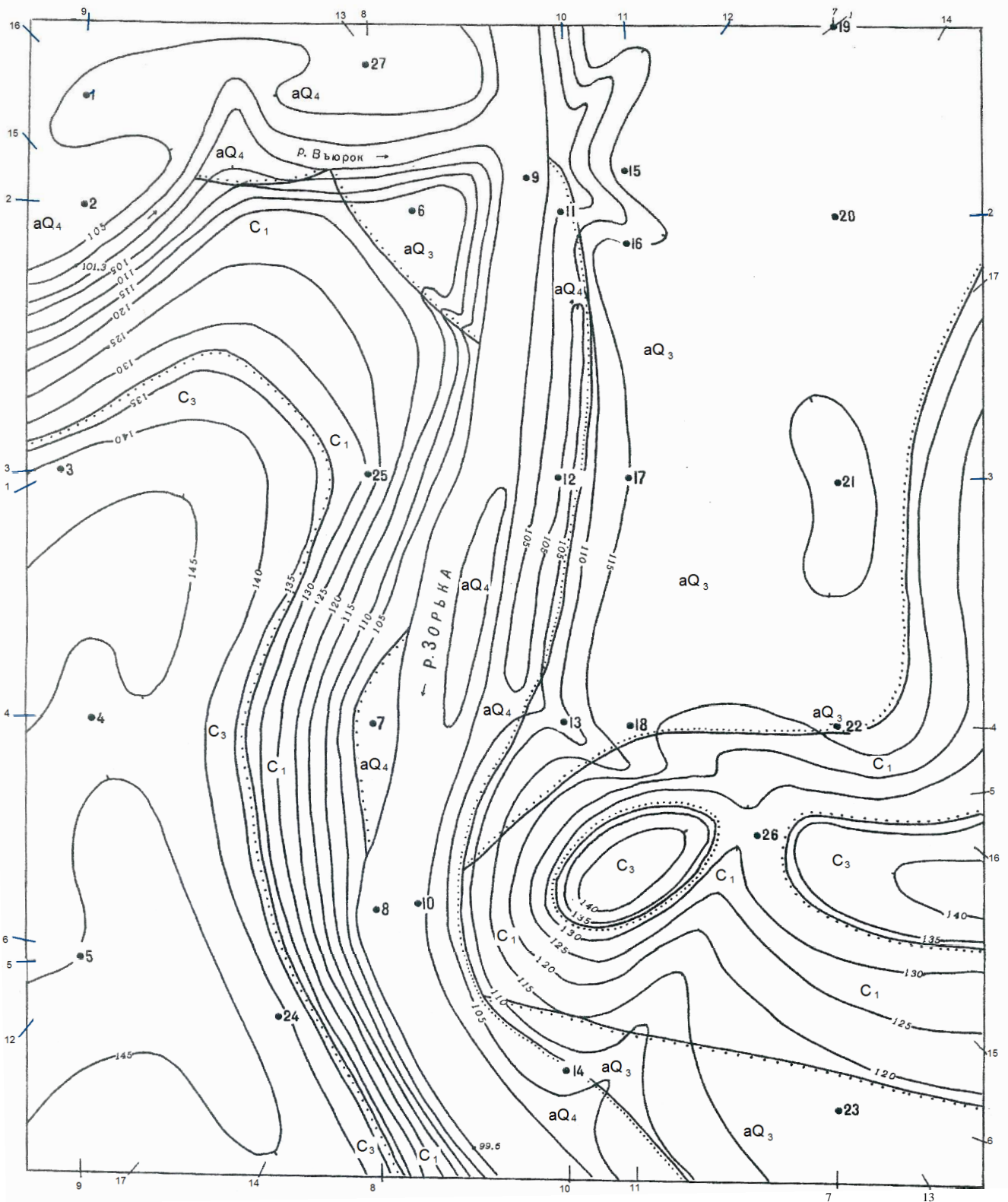
Вариант	№ скважины											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	<u>113,1</u> 4,1	<u>112,2</u> 3,9	<u>111,3</u> 5,6	<u>110,8</u> 2,7	<u>113,6</u> 3,6	<u>113,4</u> 2,8	<u>112,5</u> 2,0	<u>112,2</u> 1,6	<u>116,1</u> 3,5	<u>115,3</u> 3,2	<u>114,7</u> 0,9	<u>113,5</u> 0,3
2	<u>112,4</u> 3,9	<u>111,3</u> 2,4	<u>110,6</u> 1,5	<u>110,5</u> 1,8	<u>113,0</u> 3,2	<u>112,5</u> 2,0	<u>112,3</u> 1,7	<u>112,4</u> 2,8	<u>115,3</u> 3,2	<u>114,2</u> 1,3	<u>113,7</u> 0,4	<u>113,3</u> 2,2
3	<u>113,6</u> 3,6	<u>113,1</u> 2,8	<u>112,5</u> 2,0	<u>112,4</u> 1,7	<u>116,7</u> 3,6	<u>115,1</u> 3,2	<u>114,4</u> 1,1	<u>113,5</u> 0,4	<u>118,1</u> 1,3	<u>118,3</u> 4,2	<u>118,2</u> 3,1	<u>117,0</u> 2,0
4	<u>113,2</u> 4,1	<u>112,5</u> 2,9	<u>112,0</u> 2,4	<u>111,7</u> 3,5	<u>115,2</u> 4,2	<u>114,0</u> 2,0	<u>113,6</u> 1,2	<u>113,6</u> 3,3	<u>113,3</u> 5,0	<u>118,8</u> 4,2	<u>117,3</u> 3,5	<u>117,2</u> 5,2
5	<u>110,3</u> 4,2	<u>109,1</u> 1,3	<u>108,4</u> 2,6	<u>107,5</u> 1,6	<u>110,6</u> 3,8	<u>110,3</u> 3,4	<u>109,5</u> 2,3	<u>109,1</u> 1,5	<u>113,3</u> 3,6	<u>112,2</u> 3,2	<u>111,2</u> 1,3	<u>110,5</u> 0,2
6	<u>109,1</u> 4,3	<u>108,2</u> 2,5	<u>107,6</u> 1,5	<u>107,5</u> 2,0	<u>110,1</u> 3,2	<u>109,5</u> 2,4	<u>109,4</u> 1,8	<u>109,2</u> 2,0	<u>112,0</u> 3,4	<u>111,3</u> 1,7	<u>110,5</u> 0,8	<u>110,3</u> 2,3
7	<u>110,6</u> 3,6	<u>110,1</u> 3,0	<u>109,5</u> 2,3	<u>109,6</u> 1,5	<u>113,2</u> 3,5	<u>112,4</u> 3,2	<u>111,5</u> 1,1	<u>110,5</u> 0,2	<u>115,6</u> 3,3	<u>115,3</u> 4,0	<u>116,1</u> 2,9	<u>114,3</u> 2,4
8	<u>110,1</u> 3,5	<u>109,5</u> 2,1	<u>109,4</u> 1,5	<u>109,6</u> 2,5	<u>111,2</u> 3,3	<u>112,3</u> 0,9	<u>110,5</u> 0,2	<u>110,3</u> 2,3	<u>115,3</u> 4,2	<u>115,4</u> 3,2	<u>114,3</u> 1,9	<u>114,4</u> 4,1
9	<u>115,2</u> 3,5	<u>115,7</u> 2,5	<u>116,7</u> 3,6	<u>117,5</u> 5,4	<u>114,2</u> 4,1	<u>114,3</u> 2,2	<u>115,4</u> 3,0	<u>115,0</u> 4,4	<u>110,3</u> 2,2	<u>110,5</u> 0,3	<u>111,2</u> 1,4	<u>112,3</u> 3,2
10	<u>115,7</u> 2,2	<u>116,6</u> 3,7	<u>117,5</u> 5,3	<u>118,2</u> 5,4	<u>117,3</u> 2,1	<u>115,0</u> 2,8	<u>115,2</u> 4,4	<u>115,4</u> 3,3	<u>110,5</u> 0,2	<u>111,2</u> 0,9	<u>112,3</u> 3,2	<u>113,4</u> 3,5
11	<u>108,5</u> 2,6	<u>109,1</u> 1,7	<u>110,0</u> 4,3	<u>110,5</u> 4,1	<u>110,8</u> 3,2	<u>111,3</u> 0,9	<u>108,5</u> 2,9	<u>108,5</u> 2,9	<u>112,6</u> 5,5	<u>113,1</u> 6,5	<u>109,2</u> 3,5	<u>113,1</u> 6,6

12	<u>106,9</u> 2,2	<u>108,1</u> 3,3	<u>110,2</u> 4,3	<u>109,5</u> 3,8	<u>107,9</u> 6,6	<u>106,3</u> 4,7	<u>106,7</u> 2,4	<u>109,5</u> 1,5	<u>104,6</u> 2,7	<u>103,2</u> 2,6	<u>103,2</u> 1,5
13	<u>213,4</u> 4,2	<u>215,5</u> 3,8	<u>211,6</u> 5,7	<u>211,2</u> 2,6	<u>213,9</u> 3,7	<u>213,7</u> 2,9	<u>218,8</u> 2,2	<u>212,4</u> 1,8	<u>216,4</u> 3,5	<u>215,6</u> 3,1	<u>215,0</u> 1,0
14	<u>212,6</u> 3,8	<u>211,7</u> 2,4	<u>210,9</u> 1,5	<u>210,4</u> 1,8	<u>213,0</u> 3,2	<u>212,9</u> 2,1	<u>212,0</u> 1,6	<u>211,6</u> 2,7	<u>215,6</u> 3,3	<u>214,8</u> 1,4	<u>214,2</u> 0,3
15	<u>213,7</u> 3,7	<u>212,8</u> 2,5	<u>211,8</u> 1,6	<u>211,5</u> 1,9	<u>214,1</u> 3,3	<u>213,9</u> 2,3	<u>213,2</u> 1,8	<u>212,7</u> 2,9	<u>216,6</u> 3,5	<u>215,9</u> 1,6	<u>215,3</u> 0,5
16	<u>210,6</u> 4,0	<u>209,8</u> 4,2	<u>209,0</u> 2,7	<u>208,3</u> 2,3	<u>211,2</u> 3,0	<u>210,8</u> 2,8	<u>210,1</u> 2,0	<u>210,0</u> 2,3	<u>213,3</u> 3,1	<u>212,6</u> 2,7	<u>212,0</u> 1,5
17	<u>212,1</u> 4,5	<u>211,0</u> 4,1	<u>210,5</u> 1,8	<u>209,3</u> 2,1	<u>212,7</u> 2,0	<u>212,3</u> 3,1	<u>211,6</u> 2,1	<u>211,5</u> 1,7	<u>214,8</u> 1,5	<u>214,1</u> 1,8	<u>213,2</u> 4,1
18	<u>211,8</u> 3,6	<u>210,5</u> 2,1	<u>210,0</u> 1,8	<u>209,3</u> 1,7	<u>212,2</u> 1,5	<u>211,8</u> 1,9	<u>211,1</u> 2,0	<u>211,0</u> 2,1	<u>214,3</u> 2,5	<u>213,7</u> 3,1	<u>212,8</u> 3,7
19	<u>215,2</u> 3,5	<u>215,7</u> 2,3	<u>216,7</u> 3,6	<u>217,3</u> 5,4	<u>214,3</u> 4,1	<u>214,2</u> 2,0	<u>215,0</u> 3,0	<u>215,4</u> 4,4	<u>210,3</u> 2,0	<u>210,5</u> 0,7	<u>211,2</u> 1,5
20	<u>215,7</u> 2,1	<u>216,6</u> 3,6	<u>217,3</u> 5,3	<u>218,0</u> 5,4	<u>217,4</u> 2,0	<u>215,0</u> 2,4	<u>215,1</u> 4,2	<u>215,4</u> 3,1	<u>211,0</u> 0,5	<u>211,2</u> 0,9	<u>211,9</u> 2,9
21	<u>208,3</u> 2,6	<u>209,2</u> 1,7	<u>210,2</u> 1,3	<u>210,5</u> 4,0	<u>210,8</u> 3,1	<u>211,4</u> 0,9	<u>208,6</u> 1,9	<u>211,8</u> 2,9	<u>212,6</u> 3,7	<u>213,1</u> 5,5	<u>209,2</u> 6,5
22	<u>206,9</u> 2,3	<u>208,3</u> 3,4	<u>210,5</u> 4,4	<u>209,7</u> 3,9	<u>207,9</u> 6,7	<u>206,5</u> 4,8	<u>206,9</u> 2,5	<u>207,9</u> 1,4	<u>209,7</u> 2,1	<u>205,0</u> 2,6	<u>203,5</u> 1,5
23	<u>213,6</u> 3,5	<u>213,1</u> 2,7	<u>212,5</u> 1,9	<u>212,4</u> 1,6	<u>216,7</u> 3,5	<u>215,1</u> 3,1	<u>214,4</u> 1,0	<u>213,5</u> 0,3	<u>218,2</u> 1,2	<u>218,3</u> 4,1	<u>218,2</u> 3,0
24	<u>213,3</u> 3,5	<u>212,6</u> 2,3	<u>212,1</u> 1,8	<u>211,8</u> 2,9	<u>215,3</u> 3,6	<u>214,1</u> 1,4	<u>213,6</u> 0,6	<u>213,4</u> 2,7	<u>218,9</u> 4,4	<u>218,1</u> 3,6	<u>217,4</u> 3,0
25	<u>210,2</u> 4,0	<u>209,6</u> 4,1	<u>208,3</u> 2,4	<u>207,4</u> 1,4	<u>210,5</u> 3,6	<u>210,2</u> 3,2	<u>209,4</u> 2,1	<u>209,0</u> 1,3	<u>213,2</u> 3,4	<u>212,1</u> 3,0	<u>211,1</u> 1,1

окончание приложения 5

26	<u>213,1</u> 3,5	<u>212,2</u> 2,1	<u>211,5</u> 1,9	<u>210,3</u> 2,2	<u>212,7</u> 2,0	<u>212,0</u> 3,1	<u>211,8</u> 2,6	<u>212,1</u> 3,5	<u>213,8</u> 3,2	<u>214,3</u> 1,8	<u>213,2</u> 3,0
27	<u>210,8</u> 3,1	<u>209,9</u> 2,7	<u>210,0</u> 3,2	<u>209,3</u> 4,4	<u>211,8</u> 3,1	<u>212,2</u> 2,0	<u>211,1</u> 3,1	<u>210,2</u> 3,4	<u>214,3</u> 2,1	<u>213,7</u> 0,9	<u>212,8</u> 2,7
28	<u>214,2</u> 3,5	<u>214,7</u> 2,3	<u>209,7</u> 3,0	<u>216,5</u> 4,7	<u>213,3</u> 4,1	<u>213,2</u> 2,5	<u>214,2</u> 3,1	<u>214,4</u> 4,1	<u>209,8</u> 2,1	<u>209,5</u> 1,7	<u>211,2</u> 1,5
29	<u>211,1</u> 3,5	<u>210,1</u> 1,1	<u>209,5</u> 1,8	<u>208,8</u> 2,1	<u>211,7</u> 2,3	<u>211,3</u> 3,1	<u>210,6</u> 2,1	<u>211,5</u> 1,6	<u>213,8</u> 2,1	<u>213,1</u> 1,8	<u>212,2</u> 3,1
30	<u>211,8</u> 2,6	<u>210,2</u> 2,1	<u>210,1</u> 1,8	<u>209,3</u> 1,7	<u>212,2</u> 1,5	<u>211,8</u> 1,5	<u>211,1</u> 2,5	<u>211,5</u> 2,4	<u>213,3</u> 2,7	<u>213,7</u> 2,8	<u>212,5</u> 2,7
31	<u>214,2</u> 2,5	<u>214,7</u> 1,3	<u>215,7</u> 2,6	<u>216,3</u> 4,4	<u>213,3</u> 3,1	<u>213,2</u> 1,0	<u>214,1</u> 2,1	<u>214,4</u> 3,4	<u>210,3</u> 2,0	<u>210,5</u> 0,7	<u>210,2</u> 0,5
32	<u>205,9</u> 1,3	<u>207,3</u> 2,4	<u>209,7</u> 0,4	<u>209,3</u> 2,9	<u>208,9</u> 5,7	<u>205,5</u> 3,8	<u>205,9</u> 1,5	<u>206,9</u> 0,4	<u>208,7</u> 1,3	<u>204,2</u> 1,6	<u>202,5</u> 0,5
33	<u>207,3</u> 1,6	<u>208,2</u> 0,7	<u>209,2</u> 1,0	<u>209,5</u> 3,0	<u>209,8</u> 2,1	<u>210,4</u> 0,9	<u>207,6</u> 0,9	<u>210,8</u> 1,9	<u>211,6</u> 2,7	<u>212,1</u> 2,5	<u>208,2</u> 5,4

Геологическая карта



Сплошные горизонталы проведены через 5 метров

Приложение 7

Описание буровых скважин к геологической карте

№ скважины и абсолютная отметка устья, м	№ слоя	Геологи- ческий возраст	Описание горных пород	Глубина залегания подошвы слоя, м
1	2	3	4	5
1 102,3	1	aQ _{IV}	Супесь серая заторфованная	2,0
	2	aQ _{IV}	Ил серый с органическими остатками	5,9
	3	aQ _{IV}	Песок мелкий	10,1
	4	aQ _{III}	Песок средней крупности	11,7
	5	C _I	Известняк трещиноватый	25,0
2 106,4	1	aQ _{IV}	Супесь серая	6,0
	2	aQ _{IV}	Песок мелкий	14,0
	3	aQ _{III}	Песок средней крупности	19,0
	4	C _I	Известняк трещиноватый	34,9
	5	D _{III}	Аргиллит серый	58,7
	6	γ ^{PR}	Гранит крупнокристаллический трещиноватый	65,0
3 142,3	1	deQ _{IV}	Супесь серая заторфованная	2,2
	2	C _{III}	Глина черная плотная	8,8
	3	C _I	Известняк трещиноватый	69,8
	4	D _{III}	Аргиллит серый	89,3
	5	γ ^{PR}	Гранит крупнокристаллический выветрелый	92,0
4 144,1	1	deQ _{IV}	Супесь серая заторфованная	3,1
	2	C _{III}	Глина черная плотная	11,3
	3	C _I	Известняк трещиноватый	72,8
	4	D _{III}	Аргиллит серый	97,9
	5	γ ^{PR}	Гранит трещиноватый крупнокристаллический	99,6
5 144,6	1	eQ _{IV}	Супесь серая заторфованная	3,5
	2	C _{III}	Глина черная плотная	12,1
	3	C _I	Известняк трещиноватый	73,2
	4	D _{III}	Аргиллит серый	94,9
	5	γ ^{PR}	Гранит трещиноватый	97,4
6 116,7	1	aQ _{III}	Суглинок бурый плотный	4,7
	2	aQ _{III}	Супесь желтая	13,9
	3	aQ _{III}	Песок средней крупности	20,8
	4	C _I	Известняк трещиноватый	45,4
	5	D _{III}	Аргиллит серый	65,2
	6	PP	Гранит трещиноватый	67,0
7 101,1	1	aQ _{IV}	Песок мелкий с глыбами известняка и дресвой	3,8
	2	aQ _{III}	Песок средней крупности	5,3
	3	fgQ _I	Песок крупный кварцеватый	60,4
	4	C _I	Известняк трещиноватый	29,6
	5	D _{III}	Аргиллит серый	55,2

1	2	3	4	5
8 94,6	1	aQ _{IV}	Слой льда и воды	
	2	aQ _{IV}	Песок мелкий	5,1
	3	fgQ _I	Песок средней крупности	14,6
	4	D _{III}	Песок крупный	25,0
	5	γ ^{PR}	Аргиллит серый	44,6
9 98,2			Гранит трещиноватый	48,0
	1	aQ _{IV}	Слой льда и воды	
	2	aQ _{IV}	Песок мелкий	8,7
	3	aQ _{III}	Песок крупный с гравием	10,7
	4	fgQ _I	Песок средней крупности	17,1
	5	C _I	Песок крупный	22,3
	6	D _{III}	Известняк трещиноватый	27,0
7	γ ^{PR}	Аргиллит серый	38,8	
10 96,9			Гранит трещиноватый выветрелый	46,0
	1	aQ _{IV}	Слой льда и воды	
	2	aQ _{III}	Песок мелкий	12,0
	3	fgQ _I	Песок средней крупности	20,1
11 105,0	4	D _{III}	Песок крупный	33,6
			Аргиллит серый	35,0
	1	aQ _{IV}	Супесь бурая рыхлая	5,8
	2	aQ _{IV}	Песок мелкий кварцеватый	14,0
	3	aQ _{III}	Песок средней крупности	24,6
	4	fgQ _I	Песок крупный	32,5
	5	C _I	Известняк трещиноватый	33,9
6	D _{III}	Аргиллит серый	52,2	
7	γ ^{PR}	Гранит трещиноватый выветрелый	61,0	
12 106,0	1	aQ _{IV}	Супесь бурая рыхлая	7,2
	2	aQ _{IV}	Песок мелкий	14,7
	3	aQ _{III}	Песок средней крупности	26,0
	4	fgQ _I	Песок крупный	32,6
	5	C _I	Известняк трещиноватый	34,8
	6	D _{III}	Аргиллит серый	61,6
	7	γ ^{PR}	Гранит трещиноватый	66,0
13 107,9	1	pQ _{IV}	Щебень известняка с суглинистым заполнителем	2,3
	2	aQ _{III}	Суглинок бурый	9,6
	3	aQ _{III}	Песок средней крупности	28,3
	4	fgQ _I	Песок крупный кварцеватый	42,0
	5	D _{III}	Аргиллит серый	56,0
	6	γ ^{PR}	Гранит крупнокристаллический трещиноватый	59,0
14 106,6	1	pQ _{IV}	Щебень известняка с суглинистым заполнителем	2,3
	2	aQ _{IV}	Песок мелкий	12,8
	3	aQ _{III}	Песок средней крупности	25,9
	4	fgQ _I	Песок крупный с гравием	41,5
	5	D _{III}	Аргиллит серый	45,4
	6	γ ^{PR}	Гранит трещиноватый	52,0

1	2	3	4	5
15 116,5	1	aQ _{III}	Суглинок бурый	5,1
	2	aQ _{III}	Супесь желтая	11,9
	3	aQ _{III}	Песок средней крупности	35,2
	4	fgQ _I	Песок крупный с гравием	48,3
	5	D _{III}	Аргиллит серый	53,7
	6	γ ^{PR}	Гранит крупнокристаллический выветрелый	58,0
16 115,6	1	aQ _{III}	Суглинок бурый плотный	6,3
	2	aQ _{III}	Супесь желтая	13,5
	3	aQ _{III}	Песок средней крупности	35,7
	4	fgQ _I	Песок крупный с гравием	48,0
	5	D _{III}	Аргиллит серый	50,2
17 112,8	1	aQ _{III}	Суглинок бурый плотный	10,4
	2	aQ _{III}	Песок средней крупности	32,0
	3	fgQ _I	Песок крупный с гравием и галькой	47,9
	4	D _{III}	Аргиллит серый	64,6
	5	γ ^{PR}	Гранит трещиноватый	70,0
18 116,2	1	aQ _{III}	Суглинок бурый плотный	10,5
	2	aQ _{III}	Песок средней крупности	26,3
	3	fgQ _I	Песок крупный кварцеватый	42,4
	4	C _I	Известняк трещиноватый	44,7
	5	D _{III}	Аргиллит серый	51,8
19 117,1	1	aQ _{III}	Суглинок бурый плотный	5,4
	2	aQ _{III}	Супесь желтая	12,6
	3	aQ _{III}	Песок средней крупности	34,7
	4	fgQ _I	Песок крупный	38,3
	5	C _I	Известняк трещиноватый	46,1
	6	D _{III}	Аргиллит серый	55,3
	7	γ ^{PR}	Гранит трещиноватый	60,0
20 116,0	1	aQ _{III}	Суглинок бурый	8,1
	2	aQ _{III}	Супесь желтая	14,9
	3	aQ _{III}	Песок средней крупности	32,8
	4	fgQ _I	Песок крупный	38,1
	5	C _I	Известняк трещиноватый	44,6
	6	D _{III}	Аргиллит серый	62,2
	7	γ ^{PR}	Гранит трещиноватый крупнокристаллический	70,0
21 114,5	1	aQ _{III}	Суглинок бурый иловатый	4,4
	2	aQ _{III}	Супесь желтая	13,2
	3	aQ _{III}	Песок средней крупности	32,2
	4	fgQ _I	Песок крупный с гравием	38,1
	5	C _I	Известняк трещиноватый	45,5
	6	D _{III}	Аргиллит серый	67,3
	7	γ ^{PR}	Гранит трещиноватый крупнокристаллический	76,0
22 118,4	1	dQ _{IV}	Суглинок серый с щебнем известняка	1,6
	2	aQ _{III}	Суглинок бурый плотный	6,2
	3	C _I	Известняк трещиноватый	47,1
	4	D _{III}	Аргиллит серый	93,4
	5	γ ^{PR}	Гранит трещиноватый крупнокристаллический	95,0

1	2	3	4	5
23 118,4	1	dQ _{IV}	Песок пылеватый	1,2
	2	aQ _{III}	Суглинок бурый плотный	8,3
	3	aQ _{III}	Супесь желтая	14,6
	4	aQ _{III}	Песок средней крупности	18,9
	5	C _I	Известняк трещиноватый	47,1
	6	D _{III}	Аргиллит серый	57,4
	7	γ ^{PR}	Гранит трещиноватый	62,0
24 144,3	1	edQ _{IV}	Супесь заторфованная	2,6
	2	C _{III}	Глина черная плотная	11,9
	3	C _I	Известняк трещиноватый	73,0
	4	D _{III}	Аргиллит серый	94,5
	5	γ ^{PR}	Гранит трещиноватый крупнокристаллический	99,0
25 129,2	1	dQ _{IV}	Супесь серая с щебнем известняка	2,5
	2	C _I	Известняк закарстованный	58,5
	3	D _{III}	Аргиллит серый	72,4
	4	γ ^{PR}	Гранит выветрелый	75,0
26 131	1	dQ _{IV}	Суглинок с обломками известняка	3,4
	2	C _I	Известняк закарстованный	59,5
	3	D _{III}	Аргиллит серый	76,6
	4	γ ^{PR}	Гранит крупнокристаллический трещиноватый	80,0
27 107,5	1	aQ _{IV}	Песок пылеватый	2,6
	2	aQ _{IV}	Супесь бурая	8,4
	3	aQ _{IV}	Песок мелкий	18,9
	4	aQ _{III}	Песок средней крупности	22,2
	5	C _I	Известняк трещиноватый	36,0
	6	D _{III}	Аргиллит серый	53,6
	7	γ ^{PR}	Гранит трещиноватый крупнокристаллический	59,4

Геохронологическая таблица

	Эры	Периоды	Эпохи	Продолжительность
Фанерозой	Кайнозойская KZ	Антропоген (четвертичный) Q	Современная	67 млн. лет
			Поздняя	
			Средняя	
			Ранняя	
		Неоген N	Средняя	
			Ранняя	
			Поздняя	
		Палеоген V	Средняя	
			ранняя	
	Поздняя			
	Мезозойская MZ	Меловой K	Поздняя	170 млн. лет
			Ранняя	
		Юрский J	Поздняя	
			Средняя	
			Ранняя	
		Триасовый T	Поздняя	
			Средняя	
			Ранняя	
			Поздняя	
	Палеозойская PZ	Пермский P	Поздняя	130 млн. лет
			Ранняя	
Каменноуголь- ный C		Поздняя		
		Средняя		
		Ранняя		
Девонский D		Поздняя		
		Средняя		
		Ранняя		
Силурийский S		Поздняя		
		Средняя		
		Ранняя		
Ордовикский O		Поздняя		
		Средняя		
		Ранняя		
Кембрийский E		Поздняя		
	Средняя			
	Ранняя			
Криптозой (Докембрий)	Протерозойская PR			2,5 – 0,7 млрд. лет
	Архейская A			4 – 2,5 млрд. лет

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
РАБОЧАЯ ПРОГРАММА	6
1. Пояснительная записка.....	6
2. Содержание учебного материала.....	7
3. Информационная часть.....	8
3.1. Перечень лабораторных работ.....	8
3.2. Информационно-методическое обеспечение	9
КОНСПЕКТ ЛЕКЦИЙ.....	10
1. Общие сведения о Земле	10
1.1. Солнечная система и ее основные особенности	10
1.2. Земля и ее геосферы.....	14
1.3. Минералы и горные породы	22
2. Геодинамические эндогенные процессы, их влияние на рельеф и особенности изображения при топографических съемках.....	26
2.1. Тектонические движения.....	26
2.2. Магматизм.....	30
2.3. Сейсмические явления.....	32
3. Геотектонические гипотезы	36
4. Основные этапы развития Земли.....	44
4.1. Определение возраста горных пород. Фации.....	44
4.2. Краткие сведения об эрах и периодах геологической истории Земли ..	46
4.3. Геологические карты и разрезы и их содержание	48
4.3.1. Геологические карты	48
4.3.2. Геологические разрезы	51
5. Природные экзогенные процессы, их рельефообразующее значение и особенности изображения при топографических съемках	53
5.1. Выветривание	53
5.2. Эоловые процессы.....	56
5.3. Флювиальные процессы	57
5.4. Подземные воды. Суффозионные и карстовые процессы	60
5.5. Ледниковые и флювиогляциальные процессы.....	62
5.6. Морские процессы	66
5.7. Гравитационные процессы.....	72
5.8. Криогенные процессы.....	74
5.9. Техногенные процессы	75
6. Морфография и морфометрия	79

6.1. Топографическая поверхность и ее свойства.....	79
6.2. Элементы, формы и типы рельефа земной поверхности	80
6.3. Классификации форм рельефа	82
6.4. Общая характеристика форм рельефа.....	84
6.5. Типы рельефа.....	88
6.5.1. Холмисто-моренный рельеф	88
6.5.2. Долинно-балочный рельеф.....	91
6.5.3. Горный рельеф.....	93
6.5.4. Структурный рельеф.....	97
6.5.5. Карстовый рельеф	100
6.5.6. Вулканический рельеф	102
6.5.7. Эоловый рельеф.....	105
7. Космические исследования Земли.....	109
ЗАДАНИЯ И КРАТКИЕ МЕТОДИЧЕСКИЕ УКАЗАНИЯ К ЛАБОРАТОР- НЫМ РАБОТАМ.....	113
Задание 1. Изучение минералов.....	113
Задание 2. Изучение горных пород	113
Задание 3. Построение инвариантных линий и точек на топографической карте.....	113
Задание 4. Построение карты гидроизобат.....	116
Задание 5. Составление геоморфологической схемы по аэроснимкам.....	118
Задание 6. Построение геологического разреза.....	123
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	127
ПРИЛОЖЕНИЯ	128
Приложение 1. Характеристика главнейших породообразующих и входя- щих в шкалу твердости минералов.....	128
Приложение 2. Таблица для определения наиболее распространенных маг- матических пород по внешним признакам.....	139
Приложение 3. Таблица для определения наиболее распространенных оса- дочных горных пород по их внешним признакам	146
Приложение 4. Таблица для определения наиболее распространенных ме- таморфических горных пород по внешним признакам.....	151
Приложение 5. Таблица абсолютных отметок устьев скважин и глубин за- легания корней грунтовых вод	153
Приложение 6. Геологическая карта.....	156
Приложение 7. Описание буровых скважин к геологической карте	157
Приложение 8. Геохронологическая таблица	161

Учебное издание

Чураков Сергей Михайлович

ГЕОМОРФОЛОГИЯ И ГЕОЛОГИЯ

Учебно-методический комплекс
для студентов специальности 1-56 02 01 «Геодезия»

Редактор Н. В. Байко

Дизайн обложки В. А. Виноградовой

Подписано в печать 23.11.09. Формат 60×84 1/16. Гарнитура Таймс. Бумага офсетная.
Ризография. Усл.-печ. л. 9,51. Уч.-изд. л. 9,12. Тираж 85. Заказ № 1933.

Издатель и полиграфическое исполнение:
учреждение образования «Полоцкий государственный университет»

ЛИ 02330/0548568 от 26.06.09 ЛП № 02330/0494256 от 27.05.09

211440 г. Новополоцк, ул. Блохина, 29