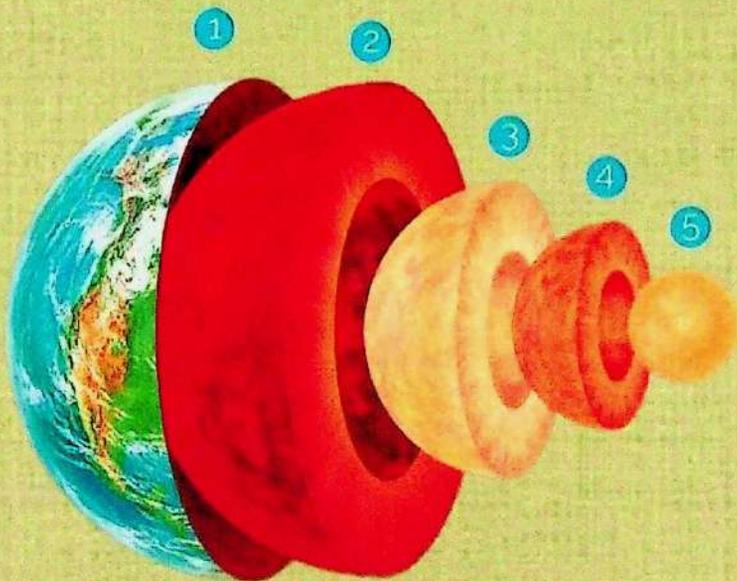


**А. САПАРОВ,
М. РАХИМБАБАЕВА, Н. РАХМАТУЛЛАЕВА**

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОМОРФОЛОГИЯ





**МИНИСТЕРСТВО ВЫСШЕГО И
СРЕДНЕГО СПЕЦИАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ
РЕСПУБЛИКИ УЗБЕКИСТАН**

А. Сапаров, М. Рахимбабаева, Н. Рахматуллаева

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОМОРФОЛОГИЯ

*Учебник для студентов вузов, обучающихся по направлению
«5311500 – Геодезия, картография и кадастр»*

Издательство Национального общества философов Узбекистана
Ташкент – 2019

УДК: 551(075)

ББК: 26.3я73

С 19

А. Сапаров.

С 19 Геология и геоморфология: Учебник. А. Сапаров, М. Рахимбабаева, Н. Рахматуллаева – Ташкент: Издательство Национального общества философов Узбекистана, 2019. – 208 с.

УДК: 551(075)

ББК: 26.3я73

Учебник для студентов высшего образования по направлению «Геодезия, картография и кадастр».

Учебник написан в соответствии с требованиями действующего Государственного образовательного стандарта и программы, рекомендованный МВиССО Республики Узбекистан.

В учебнике даны цели, задачи, разделы науки геологии, геоморфологии и их значение для отрасли. Сведения о происхождении, строении, составе и истории развития Земли, о минералах, горных породах и геохронологии.

В основной части учебника даны происхождение, форма, элементы, генезис, история развития и классификация рельефа Земли, требование при изображении их в топографических и геоморфологических картах. В книге даны характеристики основных генетических типов (эндогенные и экзогенные) рельефа, широко описано формы экзогенных рельефов, развитых на суше, их элементы, происхождение, внешние и другие признаки. Кроме того, в учебнике даны кратко методы геоморфологических исследований, составления геоморфологических карт, классификации рельефа и другие.

Рецензенты: Ш.К. Авчиев. к.т.н., профессор.
Б.С. Султанкулов

ISBN 978-9943-6170-9-4

ANDIJON MASIH MINGOZLIK INSTITUTI
AXBOROT - RESURS MARKAZI

INV №

9 9637

© Издательство Национального общества философов Узбекистана, 2019

ВВЕДЕНИЕ

1. Наука геология, цели, задачи, история развития и разделы

Геология (греч. «гео» — земля, «логос» — учение) — одна из важнейших наук о Земле. Она занимается изучением состава, строения, истории развития Земли и процессов, протекающих в ее недрах и на поверхности. Современная геология использует новейшие достижения и методы ряда естественных наук — математики, физики, химии, биологии, географии. Значительный прогресс в указанных областях наук и геологии ознаменовался появлением и развитием важных пограничных наук о Земле — геофизики, геохимии, биогеохимии, кристаллохимии, палеогеографии, позволяющих получить данные о составе, состоянии и свойствах вещества глубоких частей земной коры и оболочек Земли, расположенных ниже. Особо следует отметить многостороннюю связь геологии с географией (ландшафтоведением, климатологией, гидрологией, гляциологией, океанографией) в познании различных геологических процессов, совершающихся на поверхности Земли. Взаимосвязь геологии и географии особенно проявляется в изучении рельефа земной поверхности и закономерностей его развития. Геология при изучении рельефа использует данные географии, так же, как и география опирается на историю геологического развития и взаимодействия различных геологических процессов. Вследствие этого наука о рельефе — геоморфология фактически является также пограничной наукой.

Основным объектом изучения геологии является литосфера (от греческого литос — камень) или наружная твердая оболочка Земли — земная кора. Она является одним из древних естественно-исторических наук о Земле, и развивалась в тесной связи с физикой, математикой, химией, механикой и др.

Вся жизнь человечества, современная экономика, промышленность, сельское хозяйство, техника основаны на использовании продуктов земных недр — полезных ископаемых, различных строительных материалов, подземных и надземных вод и др.

Поэтому наука «Геология» играет большую роль в развитии народного хозяйства. С развитием человечества развивалась и наука геология. В настоящее время геология является комплексной наукой,

состоящей из следующих самостоятельных дисциплин: общая геология, петрография, тектоника, геоморфология, кристаллография, минералогия, историческая геология, палеонтология, четвертичная геология, геофизика, гидрогеология, инженерная геология и др.

Общая геология — изучает причины появления, развития геологических процессов и явлений, происходящие в недрах и на поверхности Земли, и впоследствии в литосфере.

Кристаллография — наука о кристаллах, их внешней форме и внутренней структуре. Кристаллография изучает как природные минеральные тела, так и различные искусственные материалы.

Историческая геология — изучает историю развития земной коры и населяющих ее растительных и животных организмов, а также последовательное образование во времени пород, слагающих земную кору.

Изучением ископаемых остатков растительных и животных организмов, существовавших в прошлые геологические периоды и позволяющих устанавливать относительный возраст горных пород, занимается специальная отрасль геологии — палеонтология.

Тектоника — с древнегреч. — означает «строение», т.е. изучает тектонические движения, приводящие к изменению строения литосферы и поверхности Земли. Тектоника изучает тектонические движения, условия залегания и причины деформации пластов горных пород.

Минералогия — из древнейших разделов геологических наук, который получил развитие в связи с добычей и применением полезных ископаемых. Она, наука о минералах, их составе, строении, физических свойствах и процессах образования.

Петрография — из латинского означает «петрос» — камень, «графус» — описание, обрисование — наука о камнях, т.е. петрография — наука о горных породах и является одним из крупных разделов геологических наук.

Петрография изучает происхождение, строение, состав и свойства, условия залегания и закономерности географического распространения горных пород.

Инженерная геология — наука, изучающая горные породы, в качестве основания и среды для сооружений, а также исследует

процессы, влияющие на устойчивость сооружений, возникающие при воздействии естественных факторов (физико-геологические явления), так и при инженерной деятельности человека (инженерно-геологические процессы).

Гидрогеология — наука о подземных водах. Она изучает условия их возникновения, накопления, перемещения, а также состав и методы их развития. Представляет большой интерес как наука, позволяющая выявлять источники получения технических и питьевых вод, а также прогнозировать приток воды в котлованы, траншеи и карьеры и другие строительные выработки.

Основы научной геологии связаны с именем русского ученого М.В. Ломоносова. Его труд «О слоях земных» посвящен горным породам, минералам, горным системам, долинам, а также задачам происхождения и закономерностям развития подземных вод.

В развитию науки геологии значительный вклад внесли такие ученые, как Д. Геттон, Ч. Ляйель (1797–1873), Э. Зюсс (Sues) (1831–1914), А. Гейм (1849–1937) и другие зарубежные ученые.

Начиная с XX века наука геология начала быстро развиваться, и от нее отпочковались по многим направлениям отдельные разделы, как самостоятельные научные направления.

В Узбекистане в развитие науки геология большой вклад внесли следующие ученые: Х.М. Абдуллаев, А.Д. Архангельский, Б.А. Бедер, Л.С. Берг, И.Х. Хамрабаев, В.А. Обручев, Г.А. Мавлянов, В.И. Попов, Э.М. Исомухамедов, А.Н. Султанходжаев, О.Акрамходжаев, А.Бабаев, И.Мирходжиев, Н.Н.Ходжибаев, А.М.Худойбергенов, М.Ш.Шерматов, Э.В.Кадиоров, Й.Э.Эргашев, Р.Ешбоев и многие другие.

2. Цель и задачи науки геоморфология, история развития и связь с другими науками

Геоморфология — с древнегреческого означает «гео» — земля, «морфо» — форма, «логос» — слово, знание, т.е. наука, изучающая формы поверхности Земли — рельефа Земли. Таким образом, геоморфология — наука о строении, происхождении, историческом развитии и современной динамике рельефа Земной поверхности. Объектом изучения геоморфологии является рельеф, т.е. совокупность неровностей земной поверхности разных по форме, размерам, происхождению, возрасту, истории развития.

Рельеф поверхности Земли — комплекс форм, которые имеют определенное геологическое строение и подвержены постоянному воздействию атмосферы, гидросферы и внутренней энергии земли, а также воздействию биосферы. Таким образом, рельеф — совокупность всех неровностей поверхности земли. В переводе с латинского означает «выпуклость». Общий облик рельефа и характер рельефообразующих процессов зависит от частоты смены положительных и отрицательных форм рельефа, степени их контрастности и географического положения того или иного участка земной поверхности. Кроме того, рельеф изменяется в результате разнообразной инженерно-хозяйственной деятельности человека. Особенно необходимо отметить, что рельеф занимает в строении земли особое место, являясь поверхностью раздела и одновременно поверхностью взаимодействия различных оболочек земного шара: литосферы, атмосферы, гидросферы и биосферы.

Вместе с тем рельеф — это составная часть географической среды. Поэтому геоморфология связана с науками географического цикла. Таким образом, геоморфология изучает строение, происхождение, историю развития и динамику рельефа земной поверхности.

Основной целью геоморфологии является познание законов развития рельефа и использование выявленных закономерностей в практической деятельности человека и общества.

Вопросам геоморфологии посвящены работы А.П. Павлова, И.П. Герасимова, В. Дэвиса, Д. Поуела, Д. Джильберта, А. и В. Пенк, Ф. Рихтгофена, К.К. Маркова, В.В. Пиотровского, Г.И. Ричагова, А.И. Спиридонова, И.С. Щукина, Ю.А. Мещерякова, Г.С. Ганешина и др.

Геологи и геоморфологи широко используют топографические карты. Вместе с тем развитие современной картографии невозможно без глубокой, органической связи с геолого-географическими науками. Высокое качество картографических работ может быть обеспечено только при всестороннем знании геологических, геоморфологических и общих физико-географических особенностей картографируемой территории.

На топографических картах изображаются земная поверхность, ее рельеф, гидрографическая сеть, растительность, объекты хозяйственной деятельности человека. Изображение это, в силу

специфических особенностей карты и невозможности передать предметы в натуральную величину, всегда уменьшено (против истинных размеров) и представляет собой не рисунок местности, а сочетание условных обозначений (горизонтали, условные знаки), при помощи которых в картографии принято изображать реальные объекты картографируемой территории. Поэтому при составлении карт любого масштаба необходимо произвести отбор (генерализацию) картографируемых объектов — показать главное за счет исключения второстепенного.

Основные правила генерализации предусмотрены в наставлениях по составлению карт. Однако это не исключает необходимости проводить генерализацию с учетом особенностей картографируемой территории, передавать на карте не только хорошо выраженные крупные, но и характерные объекты (с геолого-геоморфологической точки зрения — формы рельефа). Важная характеристика геологического строения местности часто бывает выражена не столько в крупных, сколько в небольших по размерам формах рельефа. Например, карстовые воронки указывают на наличие растворимых пород, суффозионные западины — на наличие лёссов и т. д. Правильное отражение на карте особенностей строения местности и направления развития рельефообразующих процессов необходимо для удовлетворения высоких требований, предъявляемых к картам народным хозяйством. Эти требования выражаются в следующем:

изображение рельефа должно быть географически правдоподобным (правильно передавать особенности рельефа);

рельеф должен быть изображен точно (в пределах, установленных инструкциями для карт данного масштаба);

изображение рельефа должно быть наглядно, т. е. должно давать ясное представление о пространственном размещении форм рельефа.

Эти задачи могут быть выполнены картографами только при условии очень хорошего знания геолого-геоморфологических географических дисциплин. Правильно составленная и хорошо оформленная топографическая карта является одним из ценнейших материалов для оценки местности, выявления природных и обусловленных деятельностью человека процессов, для проектирования мероприятий по охране и оздоровлению природной среды.

ГЛАВА 1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ПРОИСХОЖДЕНИИ И СТРОЕНИИ ЗЕМЛИ

1.1. Происхождение, форма и размеры Земли

Человечество давно стремится разрешить загадку возникновения Солнечной системы. Первой попыткой научного объяснения происхождения Земли по праву может быть названа гипотеза, выдвинутая в 1796 г. немецким ученым И. Кантом, дополненная позднее французским астрономом Лапласом. По этой гипотезе планеты и солнце образовались из раскаленной газовой туманности, вращавшейся вокруг определенной оси. Вследствие охлаждения туманность начала сжиматься и уплотняться, скорость ее вращения возросла. В результате различия скоростей движения разных слоев последняя разделилась на ряд колец. Со временем кольца разрывались, и вещество их образовывало планеты, а внутренний сгусток туманности превратился в Солнце.

Эта гипотеза свыше 100 лет господствовала в науке, но по мере накопления новых исследований и развития астрономии выяснилось, что ряд ее положений противоречит многим наблюдаемым фактам.

На смену гипотезы Канта-Лапласа возникли десятки гипотез. Однако наибольшее распространение получила гипотеза, выдвинутая коллективом ученых под руководством О.Ю. Шмидта (1891–1956). Достоинством этой гипотезы является обоснование космогонических построений на широкой физико-математической базе с применением последних достижений астрофизики и термодинамики.

Интересен взгляд В.Г. Фесенкова на образование планет: он считает, что в недрах Солнца происходят ядерные процессы разного типа. При определенных условиях возникло некоторое уменьшение выделяемой энергии, что привело к охлаждению и сжатию Солнца и

последующему резкому увеличению скорости вращения. В результате возрастания последней Солнце приобрело весьма неустойчивую грушевидную форму. Это вызвало отрыв грушевидного выступа и образование из отброшенной солнечной материи планет. Однако взгляд Фесенкова встречает ряд возражений.

О.Ю. Шмидт считал, что Солнце на своем пути пересекало одно из пылевых облаков, широко распространенных в галактике. На выходе из облака Солнце захватило значительную часть пылевой материи, и этот рой частиц начал вращаться вокруг него. В пылевой массе образовались сгущения, которые затем превратились в планеты. Часть более легких частиц, расположенных непосредственно у поверхности Солнца, была им захвачена и частично отброшена световым давлением, поэтому здесь смогли образоваться только наиболее плотные планеты. Вдали от Солнца возникли крупные планеты, имеющие малую плотность, в состав которых вошли более легкие вещества.

Таким образом, по О.Ю. Шмидту, Земля образовалась путем постепенного сгущения и последующего уплотнения холодного твердого пылевидного космического материала. За счет тепла, выделяемого из-за распада радиоактивных элементов, а также повышения давления внутри Земли, она разогревалась. Вместе с тем в центре Земли скоцентрировались труднорастворимые вещества с более высокой плотностью, а у периферии — легкорастворимые вещества с малой плотностью. Произошло расслоение Земли на отдельные оболочки. По гипотезе О.Ю. Шмидта расслоение продолжается до настоящего времени.

Основной причиной развития Солнечной системы является смешивание веществ в результате движения Солнца и силами Всемирного тяготения (в течение миллиардов лет) и переход количественных изменений в качественные изменения.

Развитие астрономии, радиоастрономии, астрофизики и других наук, а также выход человека в космос, дают возможность получить новые данные для решения вопроса о происхождении миров.

Земля является одной из планет Солнечной системы. В эту систему входят следующие девять больших планет в порядке удаления от Солнца: Меркурий, Венера, Земля, Марс, Юпитер, Сатурн, Уран, Нептун, Плутон. Кроме того существуют 31 спутник и более 1600 различных космических тел. Если Меркурий, Венера, Плутон не имеют спутников, то у Юпитера имеются 12, а у Сатурна 9 спутников. Спутником Земли считается Луна. Луна является планетой, имеющей малые размеры со сложным геологическим строением.

Начиная с 1960-ых годов, было начато изучение непосредственно с помощью космических аппаратов, человеком и «луноходами», которые внесли ясность в наши познания о геологическом строении Луны. Образцы горных пород, взятые из поверхности Луны, показали, что толщи пород состоят из вулканических выбросов. По химическому составу Лунные породы оказались одинаковыми с вулканическими породами Земли, т.е. оказались плагиоклазами базальта, анортита. Из этого можно представить, что на Луне в прошлом и в настоящее время происходят вулканические и магматические процессы. Однако загадка — в какой степени эти процессы связаны с тектоническими движениями, остается нерешенной.

Расстояние от Земли до Луны составляет в среднем 384386 км (406670 км — в апогее, 356400 км — в перигее). Луна вращается вокруг Земли с периодом 27,3 земных суток, равным периоду осевого вращения Луны: таким образом, Луна обращена к Земле всегда одной и той же стороной. Орбита вращения Луны вокруг Земли сложная, приближающаяся к незамкнутому эллипсу. Если Луна

вращается вокруг Земли со скоростью около 1 км/с, то Земля вращается вокруг Солнца со скоростью около 29,76 км/с.

В январе месяце Земля находится в перигее (самое близкое расстояние орбиты от Солнца — 147 млн. км), в июле месяце Земля находится в апогее (самое дальнее расстояние орбиты от Солнца — 152 млн. км).

Путем изучения возраста минералов и составляющих метеоритов можно предположить, что возраст Земли колеблется в пределах 4,2—6 млрд. лет.

Земля вращается вокруг своей оси за одни сутки (23 часа 56 минут 4,0905 секунд), и вокруг Солнца за один год (365,2564 суток).

Форма Земли

В 530 году до нашей эры Пифагор отметил, что Земля имеет форму шара.

Большая карта мира и первый глобус земли Старого света был разработан в IX веке под руководством Мухаммада Муса ибн Аль-Хорезми.

Аль-Хорезми измерил длину Средиземного моря (от Канарских островов до его восточного побережья), до этого рассчитанную, но значительно преувеличенную Птолемеем. Птолемей оценил ее на 63 градуса долготы, тогда как Аль-Хорезми было получено очень близкое к истинному значение, составившее 50 градусов долготы. Под руководством Аль Хорезми было определено расстояние на Земле, соответствующее градусу небесного меридиана. Эти расчеты позволили вычислить длину окружности Земли.

Измерения, проведенные в 18 веке, показали, что форма Земли приближается к двухосному эллипсоиду вращения, имеющему полуоси: большую, равную 6378,2 км и меньшую—6356,9 км, т.е. приблизительно большая ось имеет длину 12756 км, а малая—12714 км, с разностью 42 км.

Детальными последующими измерениями, особенно новыми методами исследования с искусственных спутников,

было показано, что Земля сжата не только на полюсах, но также несколько и по экватору (наибольший и наименьший радиусы по экватору отличаются на 210 м), т.е. Земля является не двухосным, а трехосным эллипсоидом. Кроме того, расчетами Т.Д. Жонгловича и С.И. Тропининой показана несимметричность Земли по отношению к экватору: южный полюс расположен ближе к экватору, чем северный. В связи с расчленением рельефа (наличием высоких гор и глубоких впадин) действительная форма Земли является более сложной, чем трехосный эллипсоид. Наиболее высокая точка на Земле — гора Джомолунгма в Гималаях — достигает высоты 8848 м. Наибольшая глубина 11 034 м обнаружена в Марианской впадине. Таким образом, наибольшая амплитуда рельефа земной поверхности составляет немногим менее 20 км. Учитывая эти особенности, немецкий физик Листинг в 1873 г. фигуру Земли назвал геоидом, что дословно обозначает «землеподобный».

Виды рельефа на поверхности Земли приведены в табл. 1.

Таблица 1.

Виды рельефа на поверхности Земли
(по М.К. Дружинину)

Виды рельефа	Высота расположения над уровнем моря, м			Площадь занимаемой поверхности, млн. кв. км
	Минимальное значение	Максимальное значение	Среднее значение	
Высокие горы	1000	8848	2040	40
Рельефы континентальных платформ и морей	1000 0	-200 200	-230	136 27
Континентальный склон до дна моря	-200	-2440	-1270	39
Глубина моря	-2440	-5570	-3800	284
Дно моря (впадины)	-5570	-11022	-6100	11

Основные характеристики Земли

1. Радиус экватора — 6378,245 км.
2. Полярный радиус — 6356,863 км.
3. Длина окружности Земли по экватору — 40 075,704 км.
4. Длина окружности Земли по меридиану — 40009 км.
5. Площадь Земли — 510 млн. км²
6. Объем Земли — 1080000 млн. км³.
7. Масса Земли — 5,975.10²⁷ г.
8. Средняя плотность Земли — 5,52 г/см³.

Поверхность Земли неровная, состоит из горных стран, континентальных платформ, глубоких морей, морских и океанических впадин, а также континентальных склонов.

1.2. Строение Земли

Большой интерес для науки и практики представляет строение Земли. Установлено, что наша планета сложена из концентрических оболочек — геосфер, как бы вложенных друг в друга. Выделяют две геосферы (рис. 1.1.).

1. Наружная геосфера — атмосфера, гидросфера.
2. Внутренняя геосфера — литосфера, астеносфера, мантия, промежуточная оболочка, ядро.

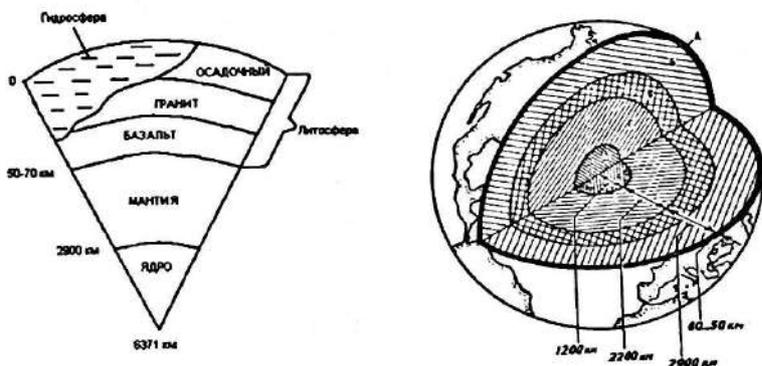


Рис. 1.1. Схема внутреннего строения Земли А — земная кора; Б — верхняя мантия, В — нижняя мантия, Г — внешнее ядро, Д — внутреннее ядро

Атмосфера — газовая оболочка Земли, окружающая ее с внешней стороны. Нижней ее границей является поверхность суши и воды, а верхней ее границей условно является такая высота (около 1,3 тыс. км), где плотность атмосферы почти уравнивается с плотностью межпланетного пространства.

Атмосфера химически, физически и механически воздействует на литосферу, регулируя распределение тепла и влаги.

Атмосфера делится на тропосферу, стратосферу, мезосферу и ионосферу.

Во всех слоях атмосферы наблюдаются сложные горизонтальные, вертикальные и турбулентные движения. Происходит поглощение солнечного и космического излучения и самоизлучение.

Тропосфера до высоты 7–10 км (над полярными областями) и 16–18 км (над экваториальной областью) включает более 79% массы атмосферы, а ионосфера (от 80 км и выше) всего около 0,5%.

В слоях тропосферы сосредоточены вместе с газами, также и пары воды.

В этом слое воздуха образуются облака.

Стратосфера состоит из слоя мощностью в среднем 40 км. Температура в ней изменяется в пределах минус 45–80°C.

Выше стратосферы располагается слой мезосферы мощностью от поверхности земли до 80 км, температура в ней понижается до минус 90°C.

Ионосфера располагается в промежутке от 80 до 1300 км от поверхности земли. Температура в ней по мере возрастания высоты повышается и составляет несколько сот градусов.

На высоте более 1300 км ионосфера и в целом атмосфера переходит в космическое пространство.

Гидросфера — водная оболочка Земли (вода морей и океанов, вода суши и ледники).

Гидросфера не образует сплошного слоя и покрывает 70,8% земную поверхность. Средняя мощность ее около 3,8 км, наибольшая — свыше 11 км.

В составе гидросферы содержится столько же растворенных солей, сколько в составе морской воды, т.е. около 35 г в одном литре воды.

Температура воды океанов изменяется до глубины 1300 м. Например, если на глубинах ближе к поверхности температура колеблется в пределах 15–16°C, то на глубинах 1000–1300 м она опускается до 1–3 градусов, глубже 1300 м она колеблется в пределах 4–2,5°C.

Исключительно велика и многообразна роль гидросферы как геологического фактора в развитии земли. С одной стороны под воздействием гидросферы происходит интенсивное разрушение горных пород, с другой — гидросфера выступает как мощный созидательный фактор, способствуя накоплению в ее пределах значительной толщи разнообразных осадков. Море считается основной биохимической лабораторией, способствующей образованию месторождений солей, минералов и осадочных горных пород (известняков, мела, нефти, фосфоритов, глауконита, калийных солей).

Биосфера или сфера жизнедеятельности организмов связана с поверхностью Земли. Биосфера находится в постоянном взаимодействии с литосферой, гидросферой и атмосферой.

Ядро — состоит в основном из никеля и железа, плотность его колеблется от 9,9 до 11 г/см³. Одни считают, что ядро имеет твердое состояние, другие считают — жидкое состояние. Температура ядра не превышает 2000–7500°C.

Мантия — состоит из двух слоев или оболочек: нижняя — промежуточная оболочка, верхняя — перидотитовая оболочка:

- промежуточная, плотность этой оболочки составляет 5,3–6,5 г/см³. Состоит в основном из кислорода, железа, магния;

- перидотитовая, плотность 3,3–4,5 г/см³, в составе преобладает кремний и магний.

Литосфера — твердая оболочка Земли или земная кора, которая имеет особенно большое значение. Литосфера наиболее доступна для исследования и непосредственно изучена в шахтах и скважинах до глубины 12262 м (Кольская сверхглубокая скважина). Геофизическими и сейсмическими методами довольно детально изучены состав и строение пород литосферы до глубины 15–20 км. Эта часть твердой оболочки Земли служит источником минерального сырья, поэтому с давних пор она интенсивно изучается.

В химическом составе литосферы до глубины 16 км преобладают следующие элементы (по А.П. Виноградову)

Кислород	46,8	Натрий	2,6
Кремний	27,3	Калий	2,6
Алюминий	8,7	Титан	0,6
Железо	5,1	Водород	0,15
Кальций	3,6	Углерод	0,1
Магний	2,1	Фосфор	0,08

Таким образом, в составе земной коры наибольшее распространение имеют кислород, кремний, алюминий, железо и кальций.

В составе земной коры встречаются различные горные породы, и они распространены слишком неравномерно.

Известно, что на отдельных участках земной коры распространены различные рудные минералы и образованы месторождения полезных ископаемых.

В литосферном слое Земли наблюдаются извержения вулканов, разделение слоев крупными разломами, за счет

воздействия внутренних тектонических сил образование складчатых структур. Образовавшиеся структуры составляют рельеф поверхности Земли.

Рельеф поверхности Земли состоит из гор, равнин и впадин морей и океанов.

Формы и образование рельефа Земли изучает наука геоморфология.

Изучение глубинных частей земной коры и в настоящие дни представляет сложную задачу.

Пользуясь достижениями геофизических наук можно представить распространение сейсмических волн в результате землетрясений и крупных взрывов, изменение значений силы притяжения горных пород на поверхности Земли, в результате изучения магнитного поля Земли можно представить о внутреннем строении нашей планеты.

Литосферный слой Земли под океанами имеет мощность 3—18 км, в равнинных частях 25—30 км, в горных частях 50—84 км.

Литосферу схематически разделяют на три слоя: осадочный, гранитный, базальтовый.

Осадочный слой составляет верхнюю часть литосферы — состоит из осадочных пород, с мощностью до 10—15 км, средняя мощность 3,0 км, с плотностью — 2,5—2,6 г/см³.

Гранитный слой залегает под осадочным слоем — состоит из гранитоподобных пород, с мощностью в горах — до 50 км; на дне океана — 0,4—0,5 км, с плотностью 2,6—2,7 г/см³. Под горами Памира и Альп гранитный слой имеет наибольшую мощность.

Базальтовый слой залегает под гранитным слоем — состоит из базальтоподобных пород, с мощностью в горах — 10—15 км; в долинах — 20—30 км; на дне океана — 5—6 км, с плотностью — 2,7—2,9 г/см³.

Ввиду того, что отмеченные слои Земли богаты элементами кремния и алюминия, принято их называть

АНДИСОН МАШИНА
АВТОРИТ - РЕГИСТРАЦИЯ
17NV No 9 9637

сиалевой оболочкой. Эта оболочка вместе с осадочным слоем составляет литосферу. Мощность литосферы составляет 60–84 км (рис. 1.1.).

По данным геофизических исследований последних лет выявлено, что состав гранитного и базальтового слоев схожи, ввиду этого граница между ними проведена условно по плотности слагающих их пород.

Под литосферой и над мантией расположена оболочка астеносферы, она состоит из горных пород низкой пластичности, высокой температуропроводности, с низкой скоростью сейсмических волн. В астеносфере происходит состояние равновесия масс мантии и земной коры (изостазия). Предполагают, что на ней плавают литосферные блоки.

Считают, что верхняя граница астеносферы под океаном находится на глубинах 50–60 км, под сушей 100–150 км, нижняя граница — соответственно 400 и 250 км.

Под оболочкой астеносферы располагается состоящая из щелочных пород кремния и магния перидотитовая оболочка. Плотность вещества этой оболочки составляет 3,34,5 т/м³. Мощность перидотитовой оболочки достигает до 900 км. В этой оболочке распространены горные породы богатые кроме элементов кислорода и кремния, также и магнием.

Промежуточная оболочка продолжается до глубины 2900 км. Плотность вещества этой оболочки составляет 5,3–6,5 т/м³. В ее составе предполагают наличие элементов кислорода, железа, магния, никеля.

Центр Земли составляет оболочка ядра. В оболочке ядра ($R = 3500$ км) выделяют внутреннее ядро ($R = 3500$ км), промежуточная зона и внешнее ядро.

В ядре скорость прохождения продольных волн составляет 8,1 км/с, а во внутреннем ядре составляет 11,2 км/с. Плотность вещества ядра составляет от 9,9 до 11,0 т/м³ и начинает резко расти с глубин 2900 км. Температура оболочки ядра составляет 2000–2500°C.

Агрегатное состояние вещества, составляющего оболочку ядра Земли, изучено недостаточно. Ввиду этого на этот счет имеются противоречивые мнения. Например, если из зарубежных ученых Леандр предполагает, что вещества ядра твердые, то по мнению другого ученого — Голдшмита — вещества ядра находится в жидком состоянии.

Весьма плотное состояние вещества ядра обусловлено высоким давлением.

1.3. Геологические процессы и их роль в формировании рельефа

Энергия Солнца, поступающая непрерывным потоком на поверхность Земли, зарождает в атмосфере, гидросфере и в верхней части земной коры разнообразные динамические процессы.

Явления, возникающие под действием внешней энергии, носят названия внешней динамики Земли, а явления и процессы — экзогенными геологическими процессами.

В свою очередь, энергия, порождаемая радиоактивным распадом, происходящим в недрах Земли, служит причиной развития другого типа процесса, объединяемых наименованием внутренней динамики Земли — это эндогенные геологические процессы.

Главными эндогенными процессами являются: магматизм, вулканизм, горообразование и сейсмические явления.

Магматизм — представляет собой явление подъема, внедрения в верхние части земной коры расплавленной и насыщенной газами массы — магмы или излияние ее на поверхность Земли (в этом случае она приобретает название лавы). Магматизм является совокупностью всех геологических процессов, магма и ее продукты считаются основной движущей их силой.

Вулканизм — одна из разновидностей магматических процессов, при котором происходит извержение на поверх-

ность расплавленных лав, газообразных и твердых продуктов, поднимающихся по трещинам земной коры. На поверхность земли они изливаются при извержениях вулканов.

Горообразование (орогенез) вызывается действием причин, в основе которых лежит внутренняя энергия Земли. В результате орогенеза горизонтальные поверхностные слои Земли сминаются в складки и разрываются. В процессе этих движений определенные части земной коры поднимаются вверх, образуются куполообразные структуры, холмы и горные сооружения, сдвиги, разрывы другие формы рельефа. Подобные процессы носят название тектонических движений.

Сейсмические явления (землетрясения) возникают главным образом как отражения тектонических движений и вулканизма, порождающих сотрясения земной коры. Напряжения, возникающие в результате воздействия тектонических сил, накапливаются в очаге землетрясений в течение десятков и сотен лет.

В результате процессов внутренней динамики (эндогенные процессы) на Земле возникают горы, глубокие впадины и разнообразные форма рельефа. Можно сказать, что эндогенные процессы порождают развитие главных неровностей рельефа земной поверхности.

Температура внутри Земли. Определение температуры в оболочках Земли основывается на различных, часто косвенных данных. Наиболее достоверные температурные данные относятся к самой верхней части земной коры, вскрываемой шахтами и буровыми скважинами до максимальных глубин — 12,264 км (Кольская скважина). Нарастание температуры в градусах Цельсия на единицу глубины называют геотермическим градиентом, а глубину в метрах, на протяжении которой температура увеличивается на 1°C — геотермической ступенью. Геотермический градиент и соответственно геотермическая ступень

изменяются от места к месту в зависимости от геологических условий, эндогенной активности в различных районах, а также неоднородной теплопроводности горных пород. При этом, по данным Б. Гутенберга, пределы колебаний отличаются более чем в 25 раз. Примером тому являются два резко различных градиента: 1) 150° на 1 км в штате Орегон (США), 2) 6°C на 1 км зарегистрирован в Южной Африке. Соответственно этим геотермическим градиентам изменяется и геотермическая ступень от 6,67 м в первом случае до 167 м — во втором. Наиболее часто встречаемые колебания градиента в пределах $20\text{--}50^{\circ}\text{C}$, а геотермической ступени — 15—45 м. Средний геотермический градиент издавна принимался в 30°C на 1 км.

По данным В.Н. Жаркова, геотермический градиент близ поверхности Земли оценивается в 20°C на 1 км. Если исходить из этих двух значений геотермического градиента и его неизменности в глубь Земли, то на глубине 100 км должна была бы быть температура 3000 или 2000 $^{\circ}\text{C}$. Однако это расходится с фактическими данными. Именно на этих глубинах периодически зарождаются магматические очаги, из которых изливается на поверхность лава, имеющая максимальную температуру 1200—1250 $^{\circ}\text{C}$. Учитывая этот своеобразный «термометр», ряд авторов (В.А. Любимов, В.А. Магницкий) считают, что на глубине 100 км температура не может превышать 1300—1500 $^{\circ}\text{C}$. При более высоких температурах породы мантии были бы полностью расплавлены, что противоречит свободному прохождению поперечных сейсмических волн. Таким образом, средний геотермический градиент прослеживается лишь до некоторой относительно небольшой глубины от поверхности (20—30 км), а дальше он должен уменьшаться. Но даже и в этом случае в одном и том же месте изменение температуры с глубиной неравномерно. Это можно видеть на примере изменения температуры с глубиной по Кольской скважине, расположенной в пределах устойчиво-

го кристаллического щита платформы. При заложении этой скважины рассчитывали на геотермический градиент 10°C на 1 км и, следовательно, на проектной глубине (15 км) ожидали температуру порядка 150°C . Однако такой градиент был только до глубины 3 км, а далее он стал увеличиваться в 1,5–2,0 раза. На глубине 7 км температура была 120°C , на 10 км – 180°C , на 12 км – 220°C . Предполагается, что на проектной глубине температура будет близка к 280°C . Вторым примером являются данные по скважине, заложенной в Северном Прикаспии, в районе более активного эндогенного режима. В ней на глубине 500 м температура оказалась равной $42,2^{\circ}\text{C}$, на 1500 м – $69,9^{\circ}\text{C}$, на 2000 м – $80,4^{\circ}\text{C}$, на 3000 м – $108,3^{\circ}\text{C}$.

Процессы внешней динамики Земли – экзогенные процессы тесно связаны с тепловой и световой энергией Солнца. В результате неравномерного распределения тепла возникают ветер, испарение влаги и движение воды на поверхности Земли. Под действием солнечной энергии на Земле развивается жизнь. Эти процессы лежат в основе внешней динамики Земли. Под действием ветра, воды, организмов и растений происходит интенсивное разрушение поверхности Земли. Воды и ветер переносят продукты разрушения и нивелируют поверхность Земли, заполняя впадины и неровности поверхности обломками пород.

Накопление в водных бассейнах продуктов механического разрушения горных пород и осадков химического и биогенного происхождения, а также аккумуляция на материках эолового (ветрового), ледникового и другого материала приводят к образованию осадочных пород.

Таким образом, процессы внешней динамики, приводящие к тому, что поверхность Земли сглаживается в равнину, выступают как антогонисты процессов внутренней динамики Земли. Рельеф нашей планеты создается в результате постоянного взаимодействия между внешними и внутренними силами Земли.

ГЛАВА 2. МИНЕРАЛЫ И ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

2.1. Происхождение минералов, их строение, состав и виды

Наружная оболочка земной коры или литосфера состоит из различных горных пород, которые в свою очередь состоят из минералов.

Минералами называются природные химические соединения или отдельные химические элементы, возникшие в результате физико-химических процессов, происходящих в Земле.

Среди минералов мы встречаем химические соединения как постоянного, так и переменного состава.

Изучением состава, свойств, происхождения и применения минералов в народном хозяйстве занимается наука минералогия.

В природе минералы встречаются в трех состояниях:

- в большинстве и в основном в твердом состоянии (кварц, полевые шпаты, топаз, алмаз и др.);
- реже жидкими (ртуть, вода, нефть) и газообразные (метан, пропан, бутан и др.)

До настоящего времени известно более 7000 минералов. Количество известных в настоящее время минералов природного происхождения превышает 2000, остальные – искусственного происхождения. Из минералов природного происхождения до 100 минералов встречаются постоянно. Поэтому они относятся к основным породообразующим минералам, остальное большинство минералов относится к группе редких минералов.

Минеральный состав Земли по А.Е. Ферсману (в процентах по весу):

Полевой шпат – 55%

Пироксен, амфибол – 15%

Кварц – 12%

Вода — 8,25%
Слюды — 3,0%
Оксиды и гидроксиды — 3,0%
Глинистые минералы — 1,5%
Кальцит — 1,5%
Фосфаты — 0,75%

В земной коре минералы находятся преимущественно в кристаллическом состоянии, и лишь незначительная часть — в аморфном. Свойства кристаллических веществ обуславливаются как их составом, так и внутренним строением, т.е. кристаллической структурой. В кристаллических решетках расстояния между элементарными частицами и характер связей между ними в разных направлениях неодинаковы, что обуславливает и различие свойств. Такое явление называется анизотропией или неравносвойственностью кристаллического вещества. Анизотропия кристаллических веществ проявляется во многих их особенностях. Например, в способности кристаллического вещества самоограняться, т.е. образовывать многогранники — кристаллы, форма кристаллов разнообразна и зависит, прежде всего, от внутреннего строения данного соединения.

В аморфных веществах закономерность в расположении частиц отсутствует. Свойства их зависят только от состава и во всех направлениях статистически одинаковы, т.е. аморфные вещества изотропны или равносвойственны. Прежде всего, это выражается в том, что аморфные вещества не образуют кристаллов и не обладают спайностью.

2.2. Физические свойства минералов

Каждый минерал характеризуется какими-либо особыми признаками, по которым его можно определить, не прибегая к трудоемким исследованиям (рентген и др.):

1) **морфологические особенности** (форма кристаллов и двойники);

2) **оптические** (цвет, прозрачность, блеск, цвет черты) и другие;

3) **физические особенности** (твердость, спайность, излом, хрупкость, ковкость, плотность, магнитность, радиоактивность и др.).

Форма минералов. Минералы обладают разнообразной внешней формой. Чаще всего в природных условиях они приобретают неправильные очертания. Внешняя форма минералов может быть в виде одиночных кристаллов и агрегатов:

1) Форма одиночных кристаллов весьма разнообразна. Наиболее часто встречаются: — равновеликие формы (пирит); — шестоватые, игольчатые, столбчатые, волокнистые (асбест, роговая обманка); — таблитчатые, плоские, листовые, чешуйчатые (слюда, графит, тальк, хлорит).

2) Форма агрегатов также весьма разнообразна, среди них различают:

— шаровидные образования; — древовидные, перистые или вязаные формы; — землистые агрегаты в виде рыхлых масс, состоящих из мельчайших кристалликов. Этот вид агрегатов очень характерен для многих осадочных горных пород — глин, бурых железняков и т.д.

Оптические свойства. Оптические характеристики — важнейшие диагностические признаки минералов. К ним относятся: цвет минералов, цвет черты, прозрачность и блеск.

Окраска минералов весьма разнообразна и для ряда представителей может быть характерной; например, зеленый малахит, красный рубин. В этом случае окраска служит определяющим признаком.

Широко встречаются минералы с различными цветами. Примером служит кварц, который может быть бесцветным, фиолетовым, дымчатым, черным, золотисто-желтым, зеленым, молочным и т.д. Это чаще всего обусловлено

присутствием тончайших примесей, не улавливаемых при химическом анализе.

Прозрачность минералов — свойство пропускать сквозь себя свет. По способности пропускать свет можно выделить три группы минералов:

- 1- прозрачные (кварц, флюорит и др.);
- 2- полупрозрачные (изумруд, киноварь и др.);
- 3- непрозрачные (пирит, графит и др.).

Блеск минералов — свойство, основанное на отражение света поверхностью. Он не зависит от окраски минерала, все минералы по этому свойству делятся на следующие группы: металлический, стеклянный, неметаллический и без блеска.

Твердость — способность минерала противостоять внешнему воздействию, например, царапанию. Это свойство связано со строением кристаллической решетки минерала и ее характером соединения между ее элементарными частицами. Чем сильнее связь между этими частицами, тем больше твердость минерала. Например, алмаз и графит, который при одинаковом химическом составе (C) имеют разное внутреннее строение и в силу этого отличаются различной твердостью и механической прочностью. Анизотропные минералы в различных направлениях имеют разную твердость, изотропные во всех направлениях одинаковую.

Для оценки твердости существует шкала Мооса, представленная 10 минералами — эталонами (табл. 2.). Иногда твердость минералов оценивают по показателям истинной твердости, при этом за исходную принимают твердость минерала корунда, условно равную 1000.

Каждому минералу присуща определенная твердость, которая ориентировочно оценивается по 10-балльной шкале Мооса, в которой за основу принята твердость десяти эталонных минералов.

Для определения твердости минерала его свежую поверхность царапают кусочком минерала, твердость

которого известна, и по шкале Мооса определяют число твердости.

На практике можно использовать такие «эталоны твердости», как ноготь — 2,5; стекло — 5; лезвие ножа — 5,0–5,5.

Точное определение твердости производят с помощью склерометров и выражают в кг/мм².

Излом — характеризует поверхность разрыва и раскалывания минералов не по плоскостям спайности, а по случайным направлениям. При этом образующиеся поверхности в каждом случае имеют свой особый характер. По своей форме изломы бывают: раковистые, земнистые, занозистые, крючковатые и др.

Плотность (удельный вес) минералов колеблется в весьма широких пределах от 1 до 23. Большинство минералов по своей плотности укладываются в пределы от 2 до 10, причем плотность наиболее распространенных минералов 2,5–3,5. По плотности минералы подразделяются на следующие группы:

1) **Легкие** — плотность до 2,5 г/см³ (гипс, каменная соль, сера и др.);

2) **Средние** — плотность от 2,5 до 4 г/см³ (кварц, полевые шпаты, кальцит и др.);

3) **Тяжелые** — плотностью больше 4 г/см³ (рудные минералы и др.).

Классификация минералов. Количество известных в настоящее время минералов природного происхождения превышает 2000. Их можно группировать по разным признакам. В основе принятой в настоящее время

классификации минералов лежат химический состав и структура. Большое внимание уделяется также генезису (греч. «генезис» — происхождение), что позволяет познавать закономерности распространения минералов в земной коре. Роль различных минералов в строении последней неодинакова: одни встречаются редко и представляют собой

лишь незначительные и необязательные включения в горные породы; другие слагают основную массу пород, определяя их свойства; третьи, образующие локальные скопления или рассеянные в породах, представляют интерес как полезные ископаемые.

Таблица 2.

Шкала твердости минералов
(шкала Мооса)

Эталонные минералы	Твердость по шкале Мооса	Истинная твердость	Число Твердости, кг/мм ²	Химический состав	Визуальные признаки
Тальк	1	0,03	2,4	$Mg_3[Si_4O_{10}][OH]_2$	Царапается ногтем
Гипс	2	0,04	36,0	$CaSO_4 \cdot 2H_2O$	Чертится ногтем
Кальцит	3	0,26	109,0	$CaCO_3$	Чертится ножом
Флюорит	4	0,75	189,0	CaF_2	Ножом не чертится
Апатит	5	1,23	536,0	$Ca_5(PO_4)_3F$	Ножом не чертится
Ортоклаз	6	25	796,7	$KAlSi_3O_8$	Ножом не чертится
Кварц	7	40	1120,0	SiO_2	Царапает стекло
Топаз	8	125	1427,0	$Al [SiO_4] [FOH]_2$	Режет стекло
Корунд	9	1000	2060,0	Al_2O_3	Режет стекло
Алмаз	10	14000	10060,0	C	Режет стекло

По химическому составу минералы разделены на следующие 10 групп:

Группа I – силикаты
Группа II – карбонаты
Группа III – оксиды
Группа IV – гидроксиды
Группа V – сульфиды

Группа VI – сульфаты
Группа VII – галоиды
Группа VIII – фосфаты
Группа IX – вольфрамиты
Группа X – самородные
элементы.

2.3. Общие понятия о горных породах и их классификация

Горные породы представляют собой минеральные агрегаты, сложенные из одного или нескольких минералов и занимающие значительные участки земной коры. Им свойственно большее или меньшее постоянство химического и минералогического состава и структуры, а иногда и определенные условия залегания. Название «горные породы» – условное и распространяется на все породы земной коры, независимо от места их нахождения (горы, равнины и т.д.).

Горные породы по минеральному составу подразделяются на две группы:

1) **Мономинеральные горные породы** состоящие из одного минерала, например, известняк – из кальцита, доломит – из доломита, кварцит – из кварца.

2) **Полиминеральные горные породы** состоящие из нескольких минералов. Например, гранит – из полевого шпата, роговой обманки, кварца и слюды.

Горные породы не имеют химических формул. Их химический состав оценивается валовым химическим анализом, например, химический состав базальта: SiO_2 – 49 - 52%, Al_2 – 10 - 14%, Fe_2O_3 – 4 - 14%, CaO - 8 - 10% и т.д.

Свойства горных пород зависят от особенностей их внутреннего строения и сложения в массиве и определяются их структурой и текстурой:

– **Структура** – особенности внутреннего строения породы, обусловленные размерами, формой и количественным

отношением ее составных частей минералов. По структуре, породы 1) кристаллические — зернистые; 2) скрыто-кристаллические; 3) стекловатые.

— **Текстура** — характеризует пространственное расположение частей породы в ее объеме. По текстуре породы бывают: 1) массивные — равномерное, плотное расположение минералов; 2) полосчатая — чередование в породе участков различного минерального состава или различной структуры; 3) шлаковая порода содержит видимые глазами пустоты; 4) сланцеватая выражается в параллельном расположении чешуйчатых, волокнистых, пластинчатых минералов.

В настоящее время известно около 1000 видов горных пород. По своему происхождению они делятся на три генетические группы:

1. **Магматические** горные породы
2. **Осадочные** горные породы.
3. **Метаморфические** горные породы.

Земная кора сложена этими тремя типами пород, но соотношение их далеко не одинаковое. Так, подсчеты показали, что в земной коре (до глубины 16 км) магматические породы занимают 95% общей ее массы. На поверхности Земли наибольшее распространение имеют осадочные образования. Они покрывают 75% площади Земли.

2.4. Магматические горные породы, их происхождение, виды и их роль в формировании рельефа

Магматические породы состоят из 600 различных видов и разновидностей. Они образовались благодаря застыванию — затвердению силикатного расплава — магмы.

Магма (др.-греч. *μαγμα* — месиво, густая мазь) представляет собой природный, чаще всего силикатный, раскаленный, жидкий расплав, возникающий в земной коре или в верхней мантии, на больших глубинах. Прорываясь по трещинам земной коры, в одних случаях застывает в ее

недрах, а в других — достигает поверхности (рис. 2.1). Так как условия остывания магмы в глубинах и на поверхности земли резко различны, то горные породы, образовавшиеся в толщине земной коры, сильно отличаются по своей структуре от магматических пород, сформировавшихся на поверхности. Поэтому магматические горные породы по условиям застывания магмы подразделяется на две группы:

- 1) **интрузивные** (глубинные) магматические породы;
- 2) **эффузивные** (излившиеся) магматические породы.

Глубинные магматические породы образуются в среде более древних по возрасту пород, в условиях высокого давления, медленного и равномерного остывания магмы, нередко при деятельном участии газов и паров. В этом случае происходит спокойная кристаллизация магматического раствора, и образуются полнокристаллические породы.

Излившиеся магматические породы формируются на поверхности Земли при низких давлениях и температурах, а также в условиях возможности быстрой отдачи тепла и газовых компонентов в атмосферу. В такой среде возникают породы, часто обладающие большой пористостью с обилием аморфного стекла и примесью зародышей кристаллов.

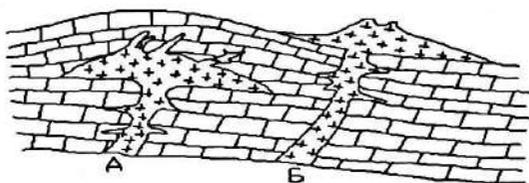


Рис. 2.1. Схема образования магматических горных пород:
А - интрузивные; Б - эффузивные.

В состав магмы входит SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaCO_3 и другие компоненты, водные растворы, пары воды, и газы. Застывая, магма в зависимости от состава, а также от температуры и давления образует разнообразные горные породы. При

классификации магматических горных пород учитывается их химический и минеральный состав. В зависимости от содержания кремнезема (SiO_2) выделяют пять групп магматических пород: ультракислые, кислые, средние, основные и ультраосновные (табл. 3).

Подразделение магматических пород по содержанию SiO_2 имеет важное практическое значение. Так с уменьшением содержания SiO_2 в глубинных породах изменяется окраска от светлой к темной, возрастает плотность, понижается температура плавления, увеличивается вязкость.

Таблица 3.

Классификация магматических пород

Группа пород	Минералогический состав	Интрузивные породы	Эффузивные породы
I. Ультракислые — $\text{SiO}_2 > 75\%$	Ортоклаз, кварц	Пегматит	
II. Кислые $\text{SiO}_2 = 75-65\%$	Полевой шпат, кварц, слюды, роговая обманка	Гранит, гранодиорит	Липарит, кварцевый порфир
III. Средние $\text{SiO}_2 = 65-52\%$	Полевой шпат (чаще ортоклаз), роговая обманка, биотит	Сиенит	Трахит
	Полевой шпат (плаггиоклаз), роговая обманка, авгит, биотит	Диорит	Андезит, порфирит
IV. Основные $\text{SiO}_2 = 52-40\%$	Полевой шпат (чаще лабрадор), авгит, оливин	Габбро	Базальт, диабаз
V. Ультраосновные $\text{SiO}_2 < 40\%$	Авгит, пироксен	Пироксенит	
	Оливин, авгит	Перидотит	
	Оливин	Дунит	

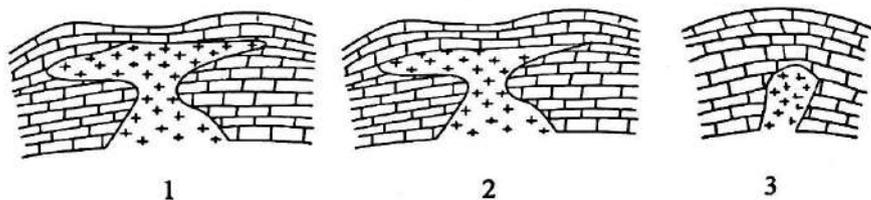
Интрузивные магматические породы.

На глубине при медленном застывании магмы в условиях постепенного снижения температуры и давления, в присутствии летучих компонентов, способствующих кристаллизации, образуются породы с полнокристаллической структурой. Размеры кристаллических зерен зависят от свойств магмы, режима охлаждения, скорости кристаллизации.

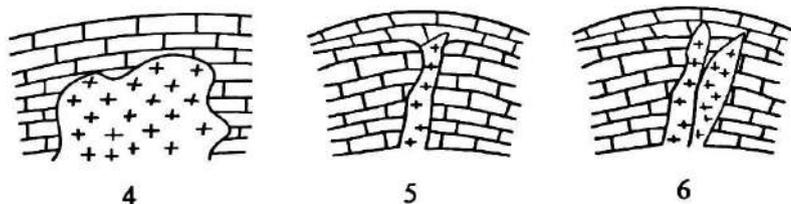
Интрузивные массивы по отношению к напластованию вмещающих их пород могут залегать:

1) **согласно**, т.е. параллельно напластованию вмещающих пород; сюда относятся лакколлиты, лополиты, пластовые залежи (рис. 2.2.);

2) **несогласно**, когда форма интрузива не параллельна слоистости окружающих толщ, сюда входят батолиты, штоки, жилы, дайки (рис. 2.2.).



А — согласно залегающие



Б — несогласно залегающие

Рис. 2.2. Форма залегания интрузивных магматических горных пород.

1- Лакколлит; 2- Лополит; 3- Пластовые залежи; 4- Батолит;
5- Дайки; 6- Жилы

Лакколиты — интрузивные тела размером от 0,2 до нескольких километров раздвигающие и приподнимающие породы в виде свода.

Лополиты — имеют вид плоского блюда или чаши, их образование связано с опусканием подстилающих и покрывающих интрузию осадочных слоев.

Пластовые залежи — представляют собой интрузивные тела большой протяженности, залегающие параллельно напластованию осадочных пород.

Батолит — представляет собой куполообразное интрузивное тело, достигающее больших размеров (площадью до 200 км²). Основание его погружается в недра земли.

Штоки — образуются по форме, аналогичной батолитам, но отличаются меньшими размерами.

Жилы — образуются при заполнении магматической породой трещин и повторяют их форму. Жилы, секущие пласты вертикально или близко к вертикальному положению — называются дайками.

Структура интрузивных пород всегда полнокристаллическая (зернистая), что связано с оптимальными условиями кристаллизации (медленное остывание). В зависимости от величины зерен минералов различает породы: крупнозернистые (> 5 мм), среднезернистые (1–5 мм) и мелкозернистые (< 1 мм).

Интрузивные породы являются породами кристаллических массивов и обладают наибольшей прочностью. Ввиду этого на территориях распространения этих пород образуются горы, ущелья с вертикальными стенками, каньоны, пики, т.е. появляются высокие положительные формы рельефа. Такие рельефы являются в основном тектонико-структурными типами рельефа.

Текстура интрузивных пород в большинстве случаев массивная (однородная, компактная). При остывании магмы

часто образуются трещины — отдельности. Например, для гранитов характерна глыбовая или матрацевидная отдельность.

Наличие в интрузивных телах блоков различной формы, т.е. отдельностей во многом определяет их повышенную водопроницаемость и снижает их устойчивость в откосах. Помимо трещин — отдельностей в интрузивных породах могут быть также тектонические трещины и разломы, трещины выветривания и другие виды трещиноватости.

Ниже приводится краткая характеристика главнейших представителей интрузивных магматических пород.

Гранит — (греч. — «гранулы», зерно), весьма прочная полнокристаллическая порода с плотностью 2,6–2,7 г/см³, с пределом прочности 120–150 мПа, обладает малой пористостью. Цвет красный с темными оттенками, серый, розовый. Состоит из полевых шпатов (40–60%), кварца (20–40%), слюды, роговой обманки и других минералов. Граниты залегают в виде батолитов и штоков и часто разбиты трещинами.

Граниты морозостойки, прочные и хорошо обрабатываются, поэтому они нашли широкое применение в строительстве. Граниты образуют самые крупные монолитные камни и являются надежным основанием многих крупных сооружений.

Граниты широко используются для облицовки различных сооружений, кладки фундаментов, волнорезов, тротуарных ступеней и т. д. Применяются в качестве камня для дорог и щебня для бетона.

Сиениты — (от названия г. Сиена в Египте), состав в основном ортоклаз, роговая обманка, реже авгит и биотит, второстепенные минералы составляют до 15%. Окраска — розовая, красная, светло-серая. Структура полнокристаллическая, равномерно зернистая, иногда порфиroidная. Текстура массивная, однородная.

Плотность 2,6–2,8 г/см³, предел прочности на сжатие 120–180 МПа.

Сиениты залегают в краевых частях массивов гранитов и габбро, реже встречаются в виде самостоятельных тел (лакколиты, штоки, дайки). Отдельность матрацевидная, пластовая.

Они полируются и обрабатываются легче, чем граниты, вследствие отсутствия кварца. Применяются как строительный и дорожный камень, щебень для бетона и материал для облицовки.

Диориты — (греч. «диорао» — отделяю), в их составе основное место занимают светлые плагиоклазы, роговая обманка, реже авгит и биотит. Кварц то отсутствует, то встречается в незначительном количестве. Среди второстепенных минералов присутствуют пирит, апатит, магнетит и др. Цветные минералы составляют 25–30%.

Окраска — колеблется от светло-серой до темно-серой. Структура полнокристаллическая, зернистая, реже порфириовидная. Текстура массивная. Плотность 2,8–3,0 г/см³. Предел прочности на сжатие 180–240 МПа. Форма залегания в виде лакколита, штоков. Отдельность подобна граниту.

Вследствие большой вязкости применяются как дорожный материал, хорошо полируются и поэтому используются для облицовки и поделок.

Габбро — (название местности в Италии), полнокристаллическая порода. От темно-серой до черной, часто зеленой окраски. Состав — в основном полевой шпат (чаще лабрадор) и авгит. Реже роговая обманка, оливин, биотит и второстепенные минералы — ортоклаз, корунд, магнетит и др.

Структура — мелко- и крупнозернистая. Текстура массивная, реже полосчатая. Плотность 2,9–3,1 г/см³. Предел прочности на сжатие 200–400 МПа.

Габбро очень плотная порода, трудно поддающаяся разработке и обработке. Форма залегания — лакколлит, штоки и дайки. Отдельность — глыбовая, шаровая и др.

В силу своей прочности и устойчивости габбро широко применяется в качестве бутового камня, щебня для бетона и как дорожный материал. Ценный строительный камень для различных гидротехнических сооружений, а также используется в качестве декоративного материала и для облицовки.

Пироксениты — темно-зеленые, почти черные, полнокристаллические, массивные. Сложены авгитом, иногда с примесью оливина. Форма залегания — жилы и резе штоки. Плотность 3,0–3,4 г/см³. Порода вязкая, обрабатывается с трудом.

Перидотиты — темно-серые, почти черные, средне- или крупнозернистые, массивные. Сложены оливином и авгитом с небольшой примесью роговой обманки, магнетита и других минералов. Форма залегания — штоки и дайка. Отдельность параллелепипедиальная, нередко шаровая. Плотность 3,0–3,4 г/см³.

Дуниты — темно-зеленые или оливково-зеленые, зернистой структуры. Массивные. Сложены оливином с ничтожной примесью магнетита и хлорита. Форма залегания — небольшие жилы, дайки, глубокие части лакколлитов. Отдельность неправильно глыбовая, параллелепипедиальная, нередко шаровая. Плотность 3,0–3,3 г/см³.

Перидотит и пироксенит употребляются как поделочные и строительные камни, для внутренних украшений зданий. Дунит — высококачественное сырье для изготовления огнеупорных кирпичей.

Эффузивные магматические породы

Излившаяся на поверхность лава попадает в иные условия температуры и давления, теряет растворенные в ней газы и

застывает или в виде аморфной массы, имеющей стекловатую структуру, или образует микрокристаллическую массу. У излившихся пород встречается также порфиристая структура, кристаллические вкрапления которой и основная некристаллическая масса возникли в разных условиях и одновременно.

Характер залегания эффузивных пород менее разнообразен. Наиболее типичные формы — потоки, покровы и купола (рис. 2.3).

Расплавленная лава, вытекая из кратеров вулканов и трещин в земной коре, движется в виде лавовых потоков, форма которых определяется рельефом местности.

Извержение в очень большом количестве базальтовой лавы обуславливает образование куполообразных производных лавовых потоков. Купола возникают при очень вязких гранитных магмах. Лавы, вытекая из кратера вулкана, не растекаются, а образуют куполообразные формы, приуроченные к месту эффузивного излияния.

Покровы в отличие от потоков образуются при больших излияниях масс жидких базальтовых лав и занимают значительные площади.

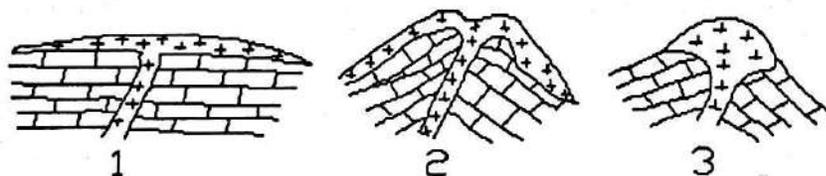


Рис. 2.3. Форма залегания эффузивных магматических пород
1 - покров; 2 - поток; 3 - купола

Структура эффузивных пород резко отличается от структуры интрузивных пород. Быстрое остывание в условиях низкого давления способствует формированию у эффузивных пород структур скрыто-кристаллических

(отдельные минералы видны только под микроскопом), полукристаллических и стекловатых (сплошная аморфная масса). Выделяют еще порфиоровую и порфировидную структуры (на фоне скрыто-кристаллической массы видны крупные кристаллы — вкрапления). Породы порфиоровой, порфировидной и стекловатой структур менее прочны, чем породы скрытокристаллической структуры.

Среди текстур в эффузивных породах различают массивные, пористые, шлаковые и миндалевидные.

Как и интрузивные, эффузивные магматические породы подвержены трещинообразованию. При застывании лавы в ней образуются вертикальные и горизонтальные трещины, которые разделяют всю ее массу на отдельности различной формы. Трещины отдельностей снижают прочность пород в общем массиве и повышают водопроницаемость.

Главнейшими представителями эффузивных магматических пород являются липариты, вулканические стекла, обсидиан, пемза, андезиты, трахиты, базальты, диабазы.

На территориях распространения кристаллических и массивных эффузивных магматических пород (диабазы, базальты) образуются высокие положительные формы рельефа. Такие рельефы являются в основном тектонико-структурными типами рельефа. На территориях распространения пористых эффузивных магматических пород (пемза, туф и др.) образуются отрицательные формы рельефа, они в результате воздействия денудационных процессов образуют сильно осложненные формы рельефа.

Ниже приводится краткая характеристика главнейших представителей эффузивных магматических пород.

Липариты — (по названию о. Липари в Италии) и кварцевые порфиры — излившиеся аналоги гранита, сходные с ним по минералогическому составу, хотя цветных минералов содержат несколько меньше.

Структура порфировая, при этом основная масса породы стекловатая (редко тонкозернистая). В липарите порфировые вкрапленники ясно различимы и представлены полевым шпатом, кварцем и биотитом, а в кварцевом порфире — кварцем и ортоклазом. Липариты могут быть пористыми, кварцевые порфиры всегда плотные. Текстура полосчатая.

Липариты — белые, желтоватые, светло-серые, реже слегка розоватые. Кварцевые порфиры — бурые, красные, желтые, зеленоватые. Плотность 2,4—2,65 г/см³. Предел прочности на сжатие для липаритов 130—180 МПа.

Используются они в качестве строительного камня (бут, щебень, тесаный камень), иногда в качестве облицовочного и дорожного материала.

Вулканические стекла — стекловатая разновидность липаритов и кварцевых порфиров. Под этим названием объединяются обсидиан, пемза и смоляной камень.

Обсидиан — (obsidianus — по имени римлянина Обсиуса), представляет собой плотную аморфную стекловатую массу без вкраплений. Цвет — от светлого до черного, излом раковистый. Используется в качестве «гидравлической» добавки, т. е. способен затвердевать под водой в смеси с гашеной известью, идет на изготовление темного стекла, применяется как поделочный камень.

Пемза — (лат. pumex — пена), пористая масса, по внешнему виду похожая на застывшую пену. Цвет — белый, серый, желтоватый, редко красноватый. Пемза легкая, может плавать на воде, отличается хрупкостью. Плотность — 0,9 г/см³. Отличается малой теплопроводностью.

Большое применение она находит как абразивный (шлифовальный) и теплоизоляционный материал, в качестве заполнителя для легких бетонов, активной добавки к извести и цементу (в силу чего они получают способность затвердевать под водой), сухой краски для штукатурки, куда добавляется в виде порошка, в качестве фильтра.

Андезиты — (от названия гор Анд) состоящие из тех же минералов, что и диориты. Структура их андезитовая, т.е. они состоят из тонких кристаллов, образующих систему, напоминающую войлок, с заполнением ячеек стеклом. Основная масса породы плотная или пористая, мелкозернистая, с примесью стекла.

Цвет — серый, буроватый. Образуют обширные лавовые потоки, покровы и купола. Дают неправильные отдельности — плитчатую или столбчатую. Плотность 2,7–3,1 г/см³, предел прочности на сжатие 140–250 МПа.

Широко используется как стеновой, дорожный и поделочный камень. Пористые разновидности андезитов отличаются легкостью и легко распиливаются.

Трахиты — (греч. «трахис» — шероховатый) — аналоги сиенитов, имеющие тот же состав минералов. Структура порфировая. Вкрапления и основная тонкозернистая масса породы представлены полевым шпатом. Кроме того, присутствуют роговая обманка, биотит и стекло. Порода мелкопористая, шероховатая на ощупь. Плотность 2,2–2,6 г/см³, предел прочности на сжатие довольно низкий, 60–70 МПа.

Наиболее распространенные формы залегания — потоки, покровы, редко купола. Отдельность чаще всего плитчатая. Применяются как кислотоупорный и строительный камень, в качестве стеновых блоков, щебня для бетона, тесаных плит.

Базальты — (лат. Basalts — камень из Базана в Сирии) представляют собой плотные тяжелые породы. В тех случаях, когда заметное порфировое строение, вкрапленниками являются, авгит, реже полевой шпат, при этом основная масса полнокристаллическая (плагиоклазы, авгит, оливин и др.) и частично стекловатая. Текстура плотная, в разновидностях, содержащих стекло, встречается также пористая и пузыристая.

Цвет — темный, почти черный. Плотность 3,0–3,3 г/см³. Эта порода самая прочная из всех пород, слагающих верхнюю часть земной коры. Предел прочности на сжатие 300–350 МПа, даже до 500 МПа. Базальты, особенно мелкозернистые, очень стойкие к выветриванию. Это наиболее легкоплавкие магматические породы (температура плавки около 1150°С).

Для базальтов характерна форма залегания в виде покровов, потоков и жил. Их особенность — столбчатая отдельность в виде шестиугольных столбов.

При большом распространении и высоком техническом качестве базальты широко используются как дорожный и строительный камень, электроизоляционный и кислотоупорный материал, а также в каменнолитейной промышленности.

Диабазы — (греч. «диабас» — расщепляющийся) по составу минералов габбро, но все минералы в той или иной степени изменены выветриванием, в силу чего большое место занимают вторичные образования (хлорит, серпентин и др.). Цвет — от темно-зеленого до черного. Структура крупно-, средне- и мелкозернистая, реже плотная или порфировая.

Диабазы образуют покровы и потоки. Отдельность столбчатая, плитчатая и шарообразная. Плотность 2,7–2,9 г/см³. Предел прочности на сжатие 110–200 МПа.

Свежие диабазы используют в качестве дорожного камня, щебня, для поделок и украшений, в каменно-литейной промышленности.

2.5. Осадочные горные породы, их происхождение, виды и их роль в формировании рельефа

Осадочные горные породы (песок, глина, известняк, мел и др.) в отличие от магматических являются вторичными. Образуются они за счет разрушения (выветривания) других

ранее существовавших горных пород и последующего переотложения продуктов разрушения различными способами. В образовании многих осадочных пород весьма существенна роль растительных и животных микроорганизмов, а также солей, выпадающих из водных растворов мелководных бассейнов.

В формировании осадочных пород обычно выделяют 5 стадий:

1. Физическое и химическое разрушение и разложение (выветривание) горных пород;
2. Перенос (транспортировка) водой, ветром, ледниками и т.д. продуктов разрушения;
3. Осаждение и постепенное накопление вещества (седиментогенез);
4. Преобразование рыхлого осадка в породу (диагенез);
5. Цементация пород в результате физико-химических процессов.

Совокупность и последовательность этих стадий, называется литогенезом. Особенно наглядно они прослеживаются при формировании озерных, морских и речных осадков.

Таким образом, в отличие от магматических горных пород, возникающих в результате эндогенных процессов, осадочные породы образуются под действием экзогенных процессов, непрерывно разрушающих и создающих поверхности Земли. Максимальная мощность осадочных пород от 10 до 15 км, в среднем 3 км. Хотя осадочные горные породы составляют всего 5% состава литосферы, прерывистым чехлом они покрывают практически всю земную поверхность Земли (75%), а потому наиболее часто служат основанием различных зданий и инженерных сооружений, а так же естественным строительным

материалом или сырьем для производства строительных материалов.

Характерные особенности осадочных пород. В первую очередь это слоистость, пористость и наличие в них остатков животных и растительных организмов. Своеобразны также минеральный состав и текстурно-структурные особенности осадочных пород, отражающие специфические условия их образования.

Слоистость — возникает вследствие изменения условия осадконакопления и проявляется в чередовании слоев различного состава, сложения, окраски и мощности (толщины). Наличие слоистости важнейший признак складочных пород.

Слой, однородный по составу на всем его протяжении и ограниченный более или менее параллельными поверхностями, называют пластом. Верхняя граница слоя называется кровлей, нижняя — подошвой, расстояние по перпендикуляру между ними — мощностью слоя. Группа слоев (пластов) образует толщу. Тонкий слой небольшой протяженности, залегающий среди более мощных пластов, называют пропластком (прослойкой) (рис. 2.4).

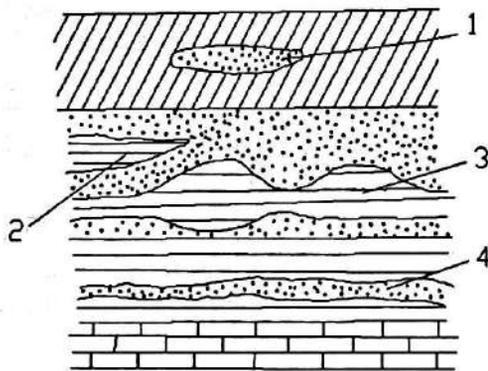


Рис. 2.4. Особенности залегания осадочных пород:
1 — линза; 2 — выклинивание; 3 — пережим слоя; 4 — пропласток (прослойка)

На рис. 2.4. изображены и некоторые другие формы залегания слоя — линза, пережим, выклинивающий пласт.

Слои пород могут залегать согласно (поверхности напластования параллельны), либо несогласно (поверхности напластования пересекаются). Различают следующие напластования горных пород: однородные, слоистые и сложные, т.е. когда слои залегают линзообразно, выклиниваются или имеют несогласное залегание.

Пористость — характерный признак большинства осадочных пород, исключение составляют лишь химические осадки, которые нередко имеют довольно высокую плотность (плотный известняк химического происхождения, каменная соль).

Климатические условия накладывают определенный отпечаток на состав и свойства осадочных пород. Так в пустынях отлагаются породы обломочного характера (пески, песчаники), в замкнутых бассейнах накапливаются залежи солей, в условиях теплого моря образуются известняки и т.д.

Окраска осадочных пород разнообразна и в известной мере также зависит от климата. Породы, образовавшиеся в условиях холодного сырого климата, окрашены в светло-серые тона, красноватые же цвета характерны для тропиков и субтропиков; черная, темно-серая окраска типична для болотных отложений и отложений озер.

Наличие органических остатков (скелетные части организмов в виде окаменелостей) и растительных в виде отпечатков, весьма характерны для осадочных пород. Некоторые породы практически целиком состоят из органических и растительных остатков (известняк-ракушечник, мел, торф и др.).

Минеральный состав осадочных пород характеризуется наличием обломков других пород (это характерно для осадочных обломочных пород), а также присутствием

первичных минералов (полевые шпаты, кварц, слюда и др.) и вторичных, некоторые образовывались при формировании самой осадочной породы (гипс, кальцит, глинистые минералы и т.д.).

Структура осадочных пород определяется размерами и формой слагаемых их обломков (цементированные осадочные обломочные породы), размерами кристаллов и степенью их окристаллизованности, а также размерами и формой органических остатков (хемогенные и органогенные породы). Самые разнообразные типы структур характерны для рыхлых обломочных пород (глины, гипс и др.). Например, в глинистых породах с помощью электронного микроскопа выделяют ячеистую, матричную, псевдо глобулярную и другие типы структур.

Текстура осадочных пород тесно связана с условиями их образования. Наибольшее развитие имеют массивные и слоистые текстуры.

Классификация осадочных пород. По происхождению (генезису) и условиям залегания в земной коре осадочные породы обычно подразделяют на три группы:

1. Осадочные породы механического происхождения — обломочные;
2. Осадочные породы химического происхождения — хемогенные;
3. Осадочные породы органического происхождения — органогенные.

Осадочные породы механического происхождения.

Обломочные горные породы

Обломочные породы по условиям образования механические. Они образуются за счет механического осадка — зерна, частицы и обломки минералов горных пород, с различной формой и размером, а также за счет природной цементации этих частиц и обломков. Структурная

классификация обломочных пород приведена в табл. 4, где они подразделены по величине обломков, по степени окатанности и цементации.

Рыхлые обломочные породы. Главная особенность рыхлых обломочных пород — их раздельная зернистость. Они состоят из зерен минералов и обломков пород различных размеров, либо не связанных между собой, либо слабо связанных (суглинки, глины).

Таблица 4.

Классификация осадочных пород

Осадки по условиям образования	Наименование пород				
	обломки	Неокатанные ломки		Окатанные обломки	
		рыхлые	цементированные	рыхлые	цементированные
Механические	грубые	глыбы, щебень, дресва	брекчии	валуны, галечники, гравий	конгломераты, гравелиты
	песчаные	пески	песчаники	пески	песчаники
	супесь, лесс, суглинок, глина	супесь, лесс, суглинок, глина	алевролиты, аргиллиты	- -	- -
	пирокластические породы: вулканический туф, туффиты, туфогенные песчаники				
Химические	галоиды и сульфаты — каменная соль, гипс, ангидрид и др. карбонаты — известняк, мергель и др. аплиты — бокситы, латериты и др.				
Органические	карбонаты-известняки, доломиты, известняки ракушечники и др. кремнистые — трепел, опока и др. углеродистые — торф, нефть, каменный уголь и др.				

Наименование этой группы пород определяется крупностью и формой составляющих их зерен. По величине обломков и зерен рыхлые обломочные породы можно разделить на виды, указанные в табл. 5.

Данное деление обломков и зерен по размеру несколько отличается от принятого в петрографии, но имеет широкое распространение в инженерной практике.

В природе редко встречаются обломочные породы, состоящие из зерен одного какого-либо размера. Поэтому при оценке этой группы пород определяют гранулометрический (зерновой) состав. Для получения представления о содержании в породе различных по крупности зерен, делают гранулометрический анализ.

Таблица 5.

Деление обломков и зерен рыхлых обломочных пород по крупности

Наименование структуры	Размеры зерен, мм.	Наименование окатанных форм	Наименование неокатанных форм
Грубобломочные (псефиты)	> 200 200-10 10-2	валуны, галька, гравий	глыбы, щебень, дресва
Псаммиты	2-0,05	песчаные частицы пылеватые частицы глинистые частицы	
Алевриты	0,05-0,002		
Пелиты	< 0,002		

Полученные данные гранулометрического анализа позволяют установить в породе содержание частиц различных размеров или фракций. Под фракциями понимают совокупность частиц, близких по свойствам и размерам. Размеры фракций стандартны: например 2-1; 1-0,5; 0,5-0,25 мм.

Для наименования обломочных пород по этим данным применяются гранулометрические классификации. В инженерно-строительной практике и для естественных

строительных материалов применяется трехчленная классификация (табл. 6.), в основу которой положены исследования В.В. Охотина. Наименование породы определяют по взаимоотношению трех типов частиц: песчаных, пылеватых и глинистых.

Грубообломочные породы – валунные, галечниковые и гравелистые; глыбовые, щебнистые и дресвяные состоят из грубых обломков окатанной и неокатанной форм. Степень окатанности и сортированности обломков может быть различной и зависит от характера транспортирующей среды (горные потоки, реки, морской прибой и береговые течения).

Петрографический состав грубообломочных пород соответствует составу обломков, которые их образуют.

Таблица 6.

Гранулометрическая классификация обломочных пород для инженерных целей (по В.В. Охотину)

Наименование пород	Содержание частиц, %		Глинистые фракции размером частицы <0,002мм
	Песчаные фракции 2-0,05мм	Пылеватые фракции размером частиц 0,05-0,002мм	
1. Песок	Больше, чем пылеватых	Меньше, чем песчаных	<3%
Песок пылеватый	Меньше, чем пылеватых	Больше, чем песчаных	<3%
2. Супесь	Больше, чем пылеватых	Меньше, чем песчаных	3-10%
Супесь легкая	Больше, чем пылеватых	Меньше, чем песчаных	3-6%
Супесь тяжелая	—	—	6-10%
3. Суглинок	—	—	10-30%
Суглинок легкий	Больше, чем пылеватых	Меньше, чем песчаных	10-15%
Суглинок средний	Больше, чем пылеватых	Меньше, чем песчаных	15-20%

Суглинок тяжелый	Больше, чем пылеватых	Меньше, чем песчаных	20-30%
4. Глина	—	—	>30%
Глина пылеватая	—	—	>30%

Они могут включать обломки магматических, метаморфических и осадочных пород. Сложная рыхлая форма залегания галечников и гравия слоистая (линзы, в виде косых слоев и т.д.).

Грубообломочные породы используют в строительстве при изготовлении бетона, в дорожном деле, при устройстве фильтров и т.д.

Песчаные породы. Пески — рыхлые породы, состоящие из зерен размером от 2 до 0,5 мм. По размеру частиц пески могут быть подразделены на равномерно- и разнозернистые. Кроме того, пески подразделяют по гранулометрическому составу (по ГОСТ 25100-2011) на:

1. Гравелистые — частиц размером > 2 мм более 25%;
2. Крупные — частиц размером $> 0,50$ мм более 50%;
3. Средней крупности — частиц размером $> 0,25$ мм более 50%;
4. Мелкие — частиц размером $> 0,10$ мм равно или более 75%;
5. Пылеватые — частиц размером $> 0,10$ мм меньше 75%.

По минералогическому составу пески могут быть моно- и полиминеральными. Наиболее распространенная мономинеральная порода — кварцевый песок. Из числа полиминеральных песков распространены аркозовые и граувакки.

Аркозовые пески — состоят из зерен полевых шпатов, кварца и слюд, имеют красную и розовую окраску. Граувакки — разноокрашенные пески полевошпатного

состава с примесью других минералов и обломков горных пород. Кварц редок. Они разнородные по составу породы.

В песках чаще всего встречаются минералы, наиболее устойчивые при выветривании: кварц, полевой шпат, слюда, магнетит. Цвет — белый, серый, бурый. Форма зерен угловатая или окатанная, плотность частиц $2,64 \text{ г/см}^3$, плотность до $1,8 \text{ г/см}^3$.

Пески образуются в результате переноса и отложения частиц разрушенных пород водами и ветрами. По происхождению различают пески речные (аллювиальные), озерные, морские, ледниковые, эоловые и др. Формы залегания разнообразны: слои, линзы, дюны, барханы.

Важное свойство песка — постоянство объема при высыхании и увлажнении, что весьма важно при использовании их в строительных целях.

Мономинеральные — кварцевые пески имеют большое практическое значение как строительный материал, являясь главным сырьем для производства силикатных изделий. Пески широко используются в стекольной, фарфорно-фаянсовой и металлургической промышленности, в дорожном деле и ряде других производств.

Следует заметить, что качество песков, применяемых в той или иной отрасли народного хозяйства, помимо состава и формы основных минералов, зависит от содержания примесей — таких, как глинистые частицы, гипс, окислы железа. Например, песок для бетона должен быть разнородным с преобладанием грубых неокатанных крупных частиц, без примесей глины, окислов железа и слюд.

Пылеватые породы — к ним относятся рыхлые породы с преобладающим размером частиц от $0,05$ до $0,002$ мм. Это лессы и лессовидные породы (супесь и суглинок).

Лессы по определению акад. Г.О. Мавлянова обладают семью основными признаками:

1. Цвет — серовато-желтый или светло-желтый;
2. Обогащены карбонатом магния, более 5% от общего веса;
3. Высокая пористость, до 59%;
4. Отсутствие песчаных, гравийных и галечных фракций;
5. Залегают пластами, образуя мощные покровные отложения, и отсутствуют прослойки или линзы песка, гравия и галечника;
6. Образуют высокие, почти вертикальные обрывы и обрушиваются вертикальными стенками;
7. При естественном увлажнении под собственном весом самоуплотняются за счет разрушения части агрегатов и уменьшения пористости, деформируя поверхности земли. Это свойство называется просадочностью.

Если порода не обладает хотя бы одним из вышеперечисленных признаков, то она называется лессовидным или лессовой породой, к которым относятся супеси и суглинки.

Для лессовых пород характерна большая полиминеральность. Число минералов нередко превышает 50, но породообразующую роль играют только кварц, полевые шпаты, карбонаты и глинистые минералы.

Лессы и лессовидные породы по происхождению бывают:

1. *Эоловые* — образованные под воздействием геологической работы ветра;
2. *Делювиальные* — образованные в результате накопления у подножий смытых со склонов дождевыми и талыми снеговыми водами разных продуктов выветривания;
3. *Пролювиальные* — образованные под действием временных, текущих с гор, потоков;
4. *Аллювиальные* — образованные под воздействием постоянных водных потоков в речных долинах.

Лессы и лессовидные породы широко используются для изготовления кирпича и черепицы, как материал для

сельскохозяйственных построек, в качестве добавки в бетоны, а также как сырье для получения низкотемпературного цемента.

Глинистые породы — эти породы (глина) широко распространены на поверхности земли, являясь сложными полидисперсными и полиминеральными породами. Они сложены более чем на 30% из глинистых частиц ($>0,002$ мм). В их составе основное место занимают глинистые минералы. Другие минералы содержатся в небольшом количестве. Из глинистых минералов присутствуют минералы типа каолинита, гидрослюды, монтмориллонита. Большинство глин полиминеральные, однако встречаются и мономинеральные, например каолинитовые, монтмориллонитовые.

Среди второстепенных минералов встречаются полевые шпаты, слюды, хромит, опал, а также окислы и гидроокислы железа, карбонаты и гипс, а также аморфные образования, органические тонкодисперсные вещества, остатки флоры и фауны.

Окраска глин разнообразна — бурая, белая, зеленая и зависит от состава минералов глинистой массы и красящих примесей (окислы железа, органические вещества). Плотность глин — $1,8-2,0$ г/см³. В сухом состоянии они твердые и плотные, в соединении с водой дают пластичную, жирную на ощупь массу и увеличиваются в объеме — набухают. При высыхании глина изменяет объем и сокращается — усадка и нередко разбивается системой трещин.

Применение глин широкое и разнообразное. Их используют как вяжущее вещество и сырье для кирпично-черепичных и гончарных изделий. Каолинитовые глины используют в фарфоро-фаянсовом производстве как сырье для огнеупорных материалов. Из глин получают различные краски — охру, умбру, сиену и др.

Сцементированные осадочные породы. Рыхлые обломочные породы в природных условиях часто подвер-

гаются цементации различными соединениями, выпадающими из циркулирующих в порах пород естественных растворов.

По химико-минералогическому составу выделяют следующие главные виды цементирующих веществ:

- 1) Кремнеземистый;
- 2) Известковый;
- 3) Железистый;
- 4) Битуминозный;
- 5) Глинистый;
- 6) Фосфоритовый.

Наиболее прочным является кремнеземистый цемент, менее прочен карбонатный и железистый. Породы, сцементированные глинистым цементом, малопрочны. Сочетание сцементированных зерен с цементами может быть различным.

В результате цементации образуются новые горные породы. Например: в результате цементации окатанных галек образуется конгломерат, в результате цементации щебня и дресвы образуется брекчия, и в результате цементации гравия образуется гравелит.

Плотносцементированных представителей сцементированных пород используют как красивый облицовочный материал.

В результате цементации песков образуются песчаники. Наиболее прочны и устойчивы к выветриванию песчаники с кремнеземистым цементом (в форме кварца, халцедона или опала), наименее прочны с глинистым цементом.

В результате цементации пылеватых пород (сложенных более чем на 50% частицами размером 0,01—0,10 мм образуются алевролиты. В воде они не размокают, при расколах дают остроугольные осколки и плитки.

Алевролиты по свойствам приближаются к песчаникам и применение их такое же, как и песчаников.

В результате цементации глин образуются аргиллиты — (греч. «аргиллес» — плотная глина), представляющие собой темные, камнеподобные, совершенно не размокающие (за редким исключением) в воде глины.

Сцементированные породы широко используются в строительной технике в качестве естественного материала.

Пирокластические породы — формируются из твердых вулканических продуктов (пепла, вулканического песка и т.д.). Этот вулканический материал, выброшенный при извержении в воздух, транспортируется водой и ветром, накапливается в районах, прилегающих к вулканам.

Эти породы имеют признаки как осадочных, так и магматических пород, поэтому их выделяют в особую группу.

Пирокластические обломки, оседая на поверхности земли, дают накопления, часто смешанные с осадочными породами. При этом, если пирокластический материал содержится в количестве, превышающем 90%, то породу называют туфом, при содержании его от 30% до 90% — туффитом и от 10% до 30% — туфогенной породой.

По размеру пирокластические частицы разнообразны (песчаные, пылеватые). По своему составу они могут быть липаритовыми, трахитовыми, андезитовыми, базальтовыми и т.д.

Среди пирокластических пород выделяют вулканические пеплы (рыхлые или слабоцементированные), туфы и туффиты (сцементированные) и туфогенные породы.

Вулканические пеплы — представляют собой скопления твердых вулканических продуктов извержения (пыли, песка и др.). В их составе преобладает вулканическое стекло, а также минералы и куски горных пород.

Вулканические туфы — состоят из обломков излившихся (эффузивных пород) и магматических минералов, сцементированных тепловым, реже осадочным материалом.

Размеры частиц различны: от пелитовых ($< 0,002$ мм) до крупных (> 2 мм), форма их угловатая. Окраска туфов белая, серая, розовая. Плотность $0,75-1,4$ г/см³; пористость достигает 70%. Предел прочности на сжатие 8–10 МПа.

Туфы мало теплопроводны и морозостойки. По своему характеру цемент этих пород приближается к типам цементации выполнения пор и соприкосновения. Состав цемента кремне-глинистый. Туфы часто характеризуются ясно выраженной сложной текстурой.

Туффиты — по составу жilоватые и песчано-обрамленные. Породы более чем на 50% состоят из пирокластического материала. Остальное место занимают обломки филлитов, кварцево-полевошпатовых магматических пород, а также кварц, слюды и другие минералы. Цементирующая масса имеет базальный и поравой характер. По составу она глинисто-кремнистая или хлоритово-глинистая.

Туффиты обладают признаками осадочных пород — слоистостью, включением остатков фауны.

Туфогенные песчаники — представляют собой обычные осадочные породы с примесью (до 30%) вулканического материала. Размер частиц в основном 0,1–1 мм. Базальный цемент представлен чешуйчатым, хлоритовым и слюдоподобным глинистым веществом.

Осадочные породы химического происхождения

Осадочные породы химического происхождения образуются главным образом как химические осадки (соли) в замкнутых бассейнах, мелководных морских заливах и соленых озерах. Они выпадают из раствора вследствие изменения условий среды, взаимодействия растворов различного состава и испарений.

К осадочным породам химического происхождения относятся каменная соль, гипс, ангидрит, известняк и др.

Осадочные породы органического происхождения

Осадочные породы органического происхождения возникли в результате скопления остатков вымерших растительных и животных организмов на дне морей, океанов и озер.

Породы органического происхождения в основном пористые, растворяются в воде, сжимаются в результате воздействия внешних нагрузок. К этой группе пород относятся: кремнистые — диатомиты, трепелы, опоки и кремнистые туфы; карбонатные — известняк, доломит; углеродистые породы (каустобилиты) ископаемые угли, горючие сланцы, торф, нефть, асфальт, озокерит и др.

На территориях распространения сцементированных осадочных пород механического, химического и органического происхождения развиваются тектонико-структурные и структурно-денудационные типы рельефа и возникают разнообразные формы и элементы гор средних высот, предгорных адыров, низменных равнин.

2.6. Метаморфические горные породы, их происхождение, виды и их роль в формировании рельефа

Метаморфические горные породы образуются в результате перекристаллизации первичных осадочных и магматических горных пород под действием высоких температур, давлений, а также в результате действия магмы на горные породы. Метаморфические горные породы являются вторичными, характеризуются образованием совершенно новых пород с другими минералогическими и химическими составами, структурой и строением, повышенной плотностью в результате метаморфических процессов и действия физико-химических агентов. Этот процесс называется метаморфизмом, а образовавшиеся породы — метаморфическими горными породами.

Разнообразие метаморфических пород с одной стороны связано с составом исходного материала, а с другой — с действием различных факторов метаморфизма.

К числу основных факторов метаморфизма относятся: высокое давление, высокая температура, газовые компоненты из состава магмы и действие водных растворов. Различают следующие типы метаморфизма: контактовый метаморфизм; динамометаморфизм; региональный метаморфизм.

Контактовый метаморфизм. Этот процесс развивается на контакте между внедрившейся расплавленной магмой с вмещающими ее горными породами. Последние, подвергаясь воздействию высокой температуры (850°C и более), газообразных компонентов и горячих растворов, претерпевают ряд изменений, т. е. существенно изменяется их химический и минеральный состав. Так, из известняков образуются мраморы; из глин — роговики; из кварцевых накоплений — кварциты.

Динамометаморфизм. При динамометаморфизме происходит преобразование исходных пород под действием высокого давления, которое возникает при процессах горообразования, т. е. при складировании пластов исходных пород. При этом типе метаморфизма новые минералы не образуются, а изменяется структура и текстура. В процессе динамометаморфизма в основном образуются породы типа глинистых сланцев.

Наиболее распространен региональный метаморфизм, развивающийся на больших площадях в толще земной коры, на больших глубинах. При региональном метаморфизме участвуют все метаморфические факторы, т.е. высокие температуры, высокое давление, газовые компоненты и водные растворы. В результате изменяется состав и строение горных пород, которые преобразуются в совершенно новые породы.

У подвергшихся процессам метаморфизма горных пород существенно изменяется химический и минеральный состав, структура и текстура, и они превращаются в полнокристаллические горные породы.

По минеральному составу они похожи на магматические породы. Структура метаморфических пород в большинстве случаев кристаллическая или они сохраняют структуру исходной породы, текстура их разнообразная (зернисто массивная, сланцеватая, полосчатая и др.). Типичными породами являются мрамор, филлит, хлоритовый и тальковый сланцы, в больших глубинах — гнейсы.

Форма залегания метаморфических пород соответствует форме залегания горных пород, из которых они образовались.

Метаморфические горные породы являются прочными, устойчивыми породами, занимают в основном горные и предгорные местности. На поверхности земли образуют тектонические структуры положительной формы. Образуют формы рельефа структурно-денудационного типа.

Классификация метаморфических пород, их виды и особенности, строительные свойства.

В основе классификации метаморфических пород лежит ряд признаков, в том числе их химико-минералогический состав и структурно-текстурные признаки. В табл. 7 приведена схема классификации метаморфических пород (разделение метаморфических пород на сланцеватые и массивные (несланцеватые)).

Массивные (зернистые) метаморфические породы

Мраморы. Известняк, а иногда и доломит, во всех зонах метаморфизма претерпевает перекристаллизацию и превращается в мрамор.

Таблица 7.

Схема классификации метаморфических пород

Текстура		Название пород	Главные минералы
Типы метаморфических пород	Сланцеватая	Гнейс	Полевые шпаты, кварц, слюда, роговая обманка
		Рогово-обманковый сланец	Роговая обманка
		Слюдяные сланцы	Слюда, кварц
		Филлит	Кварц, слюда и другие минералы
		Хлоритовый сланец	Хлорит
		Тальковый сланец	Тальк
		Кварцитовый сланец	Кварц
		Амфиболит	Роговая обманка, полевые шпаты
	Массивная (зернистая)	Мрамор	Кальцит, реже доломит
		Кварцит	Кварц

Окраска мрамора: белая, розовая, серая, голубая и зависит от примесей. Характеристика неоднородная. Главные породообразующие минералы – кальцит, магнезит и доломит. Структура – зернистая. По размеру зерен эти породы подразделяются на мелко-, средне- и крупнозернистые. Плотность 2,6–2,8 г/см³. Предел прочности на сжатие – 100–120 МПа.

Мраморы сравнительно легко выветриваются, особенно при воздействии на них воды и сернистых газов. Легко поддаются обработке и хорошо полируются.

Мрамор – ценный облицовочный строительный материал. Широко используется для орнаментов, скульптурных изделий, в электротехнике, иногда как щебень для цветных

штукатурок, декоративного бетона. Месторождения мрамора в Республике Узбекистан — Нурата, Газган и др.

Кварциты. Кварцевые песчаники в процессе динамометаморфизма переходят в кварциты. Окраска — розовая, серая, желтоватая. Кварцит мелко- и среднезернистый. Сланцеватые разновидности носят название кварцитовых сланцев.

Плотность — 2,8–3,0 г/см³. Предел прочности на сжатие 120–250 МПа. Порода обладает высокой твердостью, плотная, кисловато- и щелоче-стойкая. Обрабатывается с трудом. Хрупка. Дает красивую полированную поверхность. Кварцит — хороший строительный и облицовочный материал. Применяется в качестве абразивов, кислотоупорного и штучного камня, в производстве огнеупора, как щебень. Железистые кварциты являются железной рудой.

Сланцеватые метаморфические породы

Гнейс. Порода — конечный продукт метаморфизма многих осадочных и кислых магматических пород. Цвет — серый, зеленоватый, темновато-серый. По минеральному составу сходен с породами гранитного типа — содержит кварц, полевые шпаты, слюды, роговую обманку, иногда авгит.

Структура — сланцево-кристаллическая. Текстура — полосчатая, что обусловлено линейным расположением чешуек слюды и роговой обманки. Плотность 2,4–2,8 г/см³. Предел прочности на сжатие 80–100 МПа. Наибольшая прочность гнейса на сжатие — в перпендикулярном к полосчатости направлении. При ударах раскалывается по полосчатости. Порода маломорозостойкая. Обладает неустойчивостью против выветривания.

Применяется как строительный камень и щебень. Из него получают постелистые камни. Гнейсы с ленточной

текстурой дают красивые поверхности при полировке и используются как облицовочный материал.

Филлит (кровельный сланец) — типичная сланцевая порода. В своем составе содержит тонкозернистый кварц и слюды. В качестве примесей могут быть хлорит, тальк и глинистые минералы. Обладает тонкосланцеватой текстурой. Цвет черный или темно-серый. Прочность низкая.

Слюдяные сланцы. Сланцеватые породы, состоящие из кварца, чешуек слюды и хлорита. В отличие от филлита зерна этих минералов более крупные и видимы невооруженным глазом. Название сланцев дают по типу слюд или по вторичным составным минералам (биотитовые, мусковитовые, гранатовые, полевошпатовые и т.д.). Со слюдяными сланцами сходны сланцевые породы: тальковые, хлоритовые, амфиболовые, песчано-углистые и др.

В подавляющем большинстве случаев сланцы малопригодны для применения в строительстве. Наиболее часто используются амфиболиты, состоящие из кварца и роговой обманки. Их прочность достигает 150 МПа. Они представляют собой прекрасный бутовый камень и щебень.

Тальковые сланцы находят применение в качестве сырья для производства огнеупоров, керамики, а также в бумажной, резиновой и парфюмерной промышленности. Слюдяные сланцы используются для получения тепло- и электроизоляционных плит.

ГЛАВА 3. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХРОНОЛОГИЯ

3.1. Относительный и абсолютный возраст горных пород

Земная кора формировалась в течение длительного времени, постепенно, неодинаково в различные отрезки времени и в разнообразных физико-географических и климатических условиях.

Для человечества большой научный и практический интерес представляет воссоздание геологической истории Земли. Этими вопросами занимается историческая геология.

В число задач исторической геологии входит установление возраста горных пород, изучение последовательности их образования во времени (взаимное расположение по вертикали) и распространение по площадям земной поверхности.

Разделение этапов развития Земли и его органического мира относительно геологического времени характеризуется геологической хронологией (геохронологией). Геологическая хронология определяет последовательность развития в течение времени геологических явлений, в первую очередь последовательность образования горных пород в земной коре, тектонических процессов, трансгрессии и регрессии, а также время их образования.

Определение времени образования горных пород, слоев земли, особенно месторождений полезных ископаемых, имеет большое научное и практическое значение.

Возраст горных пород подразделяется на относительный и абсолютный.

Относительный возраст

Относительный возраст — основан на изучении взаимного расположения пластов, установлении, какой пласт «моложе» относительно другого и какой «древнее».

Это время определяется относительно взаимоотношений горных пород и найденных в них остатков окаменелостей.

Геологическое время отмечается такими единицами, как эон, эра, период, отдел и век. Относительный геологический возраст дает возможность точно определять, сколько времени продолжались эры и периоды.

При определении относительного геологического возраста горных пород пользуются стратиграфическим и палеонтологическим методами.

Стратиграфический (от лат. «стратут» — слой) метод применяют при ненарушенном залегании пластов на сравнительно небольших участках. Сущность этого способа определения относительного возраста: слой, залегающий выше другого пласта, является по возрасту более молодым, чем тот, который залегает ниже по напластованию толщи пород.

Этот метод применяют при изучении естественной последовательности и географического распространения осадочных, вулканических, в некоторых случаях эффузивных, интрузивных и метаморфических горных пород, этапов развития Земли и органического мира.

Основными задачами стратиграфического метода являются:

1) расчленение разрезов — в каждом отдельно взятом разрезе разделение непрерывно и последовательно расположенных стратиграфических отделов;

2) сравнение разрезов — отметка одновозрастных или похожих по стратиграфическому состоянию границ стратонтов;

3) определение возраста горных пород — сравнение местных и региональных стратиграфических подразделений с общей стратиграфической шкалой. Например, горизонтально залегающие слои изображены на рис. 3.1, здесь слой 3 считается самым молодым (рис. 3.1.а), нижний первый слой считается древним. Если слои в результате тектонических движений были преобразованы в складки

(рис. 3.1 б), то определение условий залегания слоев будет трудным.

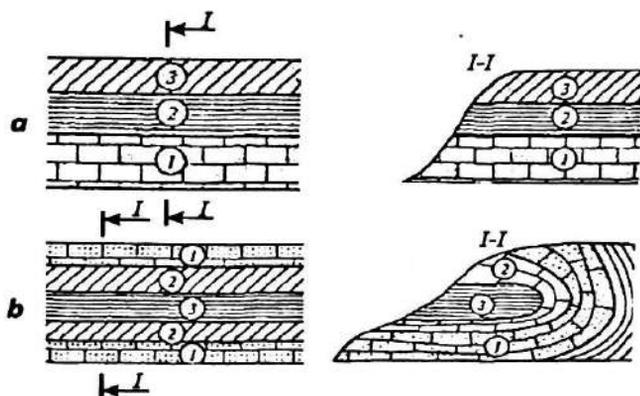


Рис. 3.1. Условия залегания осадочных горных пород. А - горизонтально залегающие (вид со стенок шурфа); б - при складчатом залегании (вид со стороны склона).

Поэтому данный метод неприемлем при опрокинутых складках горных пород, разрывах со смещением пластов и т.д., ввиду этого основным методом определения относительного возраста является палеонтологический.

Палеонтологический метод — основан он на изучении окаменелых остатков животных и растений, живших в прошлые геологические эпохи и захороненных в осадочных горных породах.

Абсолютный возраст

Абсолютный возраст горных пород, в отличие от относительного, выражается в годах. Точное определение абсолютного возраста основано на изучении радиоактивного распада урана, калия, рубидия и других радиоактивных элементов, содержащихся продуктов его распада, а также скорость радиоактивного процесса. Таким образом можно вычислить абсолютный возраст радиоактивных минералов, следовательно, и горной породы, которая их содержит.

Для определения абсолютного возраста горных пород в настоящее время используются различные радиологические методы: урано-свинцовый, калий-аргоновый, радиоугольный и др. С помощью этих методов был определен, например, абсолютный возраст древнейших гнейсов Кольского полуострова (3500 млн. лет), еще более древних кристаллических сланцев Енисейского кряжа (4200 млн. лет). Возраст древнейших пород Земли определяется цифрой 4500 ± 200 млн. лет. Возраст горных пород Луны также оказался близким к 4500 млн. лет.

По абсолютному возрасту горных пород определяют геологическое время периода развития Земли.

3.2. Понятие о геохронологии и геохронологическая шкала

В своем развитии планета Земля претерпела ряд последовательных этапов, установленных с помощью анализа ископаемых окаменелых организмов (относительный возраст) и данных радиологических и других методов (абсолютный возраст). На основании изучения возраста горных пород этими методами составлена важнейшая геохронологическая шкала (табл. 8.).

В геологической истории Земли выделено пять крупнейших разделов, называемых эрами:

- 1) архейская — эра начала жизни;
- 2) протерозойская — эра первичной жизни;
- 3) палеозойская — эра древней жизни;
- 4) мезозойская — эра средней жизни;
- 5) кайнозойская — эра новой жизни.

В этой шкале эры объединены в две эоны:

1) **Криптозой** — архейская и протерозойская эры (часто называемые вместе докембрий) объединенные. На этот эон приходится около 4 млрд. лет, или $5/6$ всего геологического летоисчисления. Это время зарождения жизни, появления примитивных одноклеточных организмов. Скелетная фауна полностью отсутствует.

Таблица 8.

Шкала геологического времени Земли

ЭОН (эоно-тема)	Эра (эратема)	Период (система)	Эпохи и века	Возраст, млн. лет	Типичные организмы
Фанерозой	Кайнозойская Kz	Четвертичный - Q (антропо-гоновый)	Голоцен (современный) - Q ₄ Плейстоцен - Q ₁ - Q ₃	1,6	Человек
		Третичный - Tr Неогеновый - N	Плиоцен - N ₂ Миоцен - N ₁	23,5	млекопитающие, цветковые растения
		Палеогеновый - F	Олигоцен - F ₁ Эоцен - F ₂ Палеоцен - F ₃	65	
	Мезойская Mz	Меловой - K	Верхний (K ₂), Нижний (K ₁) мел Верхний (J ₃), Средний (J ₂) и Нижний (J ₁) Верхний (T ₂), Нижний (T ₁)	144	Цветковые растения, динозавры, птицы и млекопитающие
		Юрский - J		203	
		Триасовый - T		250	
	Палеозойская Pz	Пермский - P	Верхний (P ₂), Средний (P ₁)	295	Амфибии, споровые, летающие насекомые
		Каменноугольный - C	Верхний (C ₃), Средний (C ₂), Нижний (C ₁)	355	
		Девонский - D	Верхний - D ₃ Средний - D ₂ Нижний - D ₁	410	
		Силурийский - S	Верхний - S ₂ Нижний - S ₁	435	Первые беспозвоночные
		Ордовикский - O	Верхний - O ₃ Средний - O ₂ Нижний - O ₁	500	
		Кембрийский - Cm	Верхний - Cm ₃ Средний - Cm ₂ Нижний - Cm ₁	570	

Кригтозой (докембрий)	Протерозойская PR	—	—	2600	Примитивные одноклеточные организмы
	Архейская AR	—	—	более 3800	—

2) **Фанерозой** (570 ± 30 млн. лет) — объединенные остальные три эры — палеозойская, мезозойская, кайнозойская. Фанерозой — для которого характерно возникновение и широкое развитие скелетных организмов, расцвет органического мира и появление человека.

Как видно из геохронологической шкалы, эры подразделяются на периоды. Периоды делятся на еще более мелкие геохронологические единицы — эпохи.

Например: триасовый период - T; разделяется на нижний (T_I) и верхний (T₂) эпохи.

Эпохи в свою очередь разделяются на века.

Четвертичный период (система) соответствует последнему отрезку геологической истории Земли, который продолжается и поныне. Это означает, что сейчас идет четвертичный период кайнозойской эры. Четвертичные отложения подразделяются на нижнечетвертичные — Q_I, среднечетвертичные — Q₂, верхнечетвертичные — Q_{III} и современные Q_{IV} эпохи. Различают также плейстоценовые (Q_I — Q_{II}) и голоценовые (Q_{IV}) эпохи.

Длительность четвертичного периода по разным источникам оценивается от 0,7 до 4,0 млн. лет, наиболее часто — 1,6 млн. лет.

С четвертичным периодом связана история возникновения и развития человека и начало его

производственной деятельности. От всех предшествующих периодов он отличается глобальными изменениями климата и развитием материковых оледенений, особенно в Северном полушарии. Характерны также мощные тектонические движения земной коры и вулканизм. В сравнении с породами дочетвертичного возраста (мезозойскими, палеозойскими и др.), которые в строительной практике нередко называют «коренными», четвертичные отложения отличаются меньшей плотностью и большой рыхлостью, соответственно меньшей прочностью.

ГЛАВА 4. ТЕКТНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ, ИХ ВИДЫ И ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД

4.1. Виды тектонических движений и их роль в формировании рельефа

Слово тектоника — из латиницы означает «строение». Движения земной коры, вызывающие изменения залегания геологических тел, строения рельефов, называют тектоническими движениями. Отрасль геологии, которая изучает эти движения, а также современное строение и развитие структурных элементов земной коры, называется тектоникой.

Тектонические движения считаются силами, возникающими в земной коре и верхней мантии (тектоносфере), отражающимися на рельефе поверхности Земли, и которые изменяют первоначальное состояние залегания слоев.

В результате изучения залегания горных пород в недрах земли и происходящих в них движений различают следующие главнейшие типы тектонических движений земной коры: колебательные; дислокационные: складчатые и разрывные движения.

Колебательные тектонические движения. Колебательные движения проявляются в виде медленных неравномерных поднятий и опусканий земной коры на огромных пространствах. Колебательный характер их движения заключается в изменении его знака: поднятие в одни геологические эпохи сменяется опусканием в другие. Тектонические движения этого типа происходят непрерывно и повсеместно. На земной поверхности нет тектонически неподвижных участков земной коры — одни участки поднимаются, другие опускаются.

В результате колебательных движений наблюдается наступление моря на сушу (трансгрессия) и отступление моря с суши (регрессия).

По времени их проявления колебательные движения подразделяются на: современные (последние 5—7 тыс. лет), новейшие (неоген и четвертичный период) и движения прошлых геологических периодов.

Современные движения земной поверхности изучаются неотектоникой — наукой о новейших движениях земной коры. Современные колебательные движения изучают на специальных полигонах с помощью повторных геодезических наблюдений методом высокоточного нивелирования. О более древних колебательных движениях судят по чередованию морских и континентальных отложений и по ряду других признаков.

Скорость поднятия (или опускания) отдельных участков земной коры варьируется в широких пределах, и может достигать 10—20 мм/год и более. Например, южное побережье Северного моря в Голландии опускается на 5—7 мм в год. От вторжения моря на сушу (трансгрессии) Голландию спасают дамбы (высотой до 15 м и более), которые постоянно надстраиваются. В то же время на близко расположенных участках в Северной Швеции в прибрежной зоне отмечаются современные поднятия земной коры со скоростью до 10—12 мм/год. В этих районах часть портовых сооружений оказалась удаленной от моря вследствие его отступления от берегов (регрессии).

Наибольшая интенсивность колебательных движений земной коры отмечается в геосинклинальных областях, а наименьшая — в платформенных областях.

Геологическое значение колебательных движений огромно. Они определяют условия осадконакопления, положение границ между сушей и морем, обмеление или усиление размывающей деятельности рек и т. д. Колебательные движения, происходившие в новейшее время (неоген — новейший период), оказали решающее влияние на формирование современного рельефа Земли.

Колебательные (современные) движения необходимо учитывать при строительстве гидротехнических сооружений типа водохранилищ, плотин, судоходных каналов, городов у моря и т. д.

Волнообразные движения происходят постоянно и непрерывно на поверхности земли, и они обуславливают подъем на одних участках и опускание других участков. Эти движения играют важную роль при изменениях геологического строения и рельефа земной коры.

В результате их проявления во впадинах могут накапливаться толщи осадочных пород огромной мощности (например, в Ферганской депрессии мощность таких толщ достигает до 9 км), В то же время в местах поднятий наблюдается размыв древних осадочных, вулканических, метаморфических образований.

В результате волнообразных движений резко изменяется литологический состав осадков в вертикальном направлении геологического разреза.

Дислокационные тектонические движения

Складчато-разрывные движения свойственные геосинклиналям и вызывают изменение первоначального залегания и состояния пород. Горизонтальные пласты получают изгибы, разрывы, отдельные их части смещаются по трещинам разрывов.

В геосинклинальных областях тектонические движения могут существенно нарушать первоначальную форму залегания горных пород, вызванные тектоническими движениями земной коры, их называют дислокациями или дислокационными тектоническими движениями.

Их подразделяют на складчатые и разрывные.

Складчатые дислокации могут быть в форме вытянутых линейных складок (антиклиналь, синклиналь) или выражаться в общем наклоне слоев в одну сторону (моноклиналь) (рис. 5.1.).

Характерной чертой складчатых дислокаций является отсутствие разрывов сплошности массивов, пластов.

Антиклиналь — вытянутая линейная складка, обращенная выпуклостью вверх. В ядре (центре) антиклинали залегают более древние слои, на крыльях складки — более молодые.

Синклинали — складка, аналогичная антиклинали, но направленная выпуклостью вниз. В ядре синклинали залегают более молодые, чем на крыльях.

Моноклинали — самая простая форма складчатых дислокаций, представляет собой толщу слоев горных пород, наклоненных в одну сторону под одинаковым углом. Различают также флексуру — коленообразную складку со ступенчатым изгибом слоев.

Разрывные тектонические движения приводят к нарушению сплошности горных пород и разрыву их по какой-либо поверхности. Разрывы в горных породах возникают в тех случаях, когда напряжения в земной коре превышают предел прочности горных пород.

К разрывным дислокациям относят: сбросы, взбросы, надвиги, грабены и горсты.

Сброс образуется в результате опускания, а взброс — поднятия одной части толщи относительно другой.

Надвиг — смещение блоков горных пород по наклонной поверхности разлома; а сдвиг — в горизонтальном направлении.

Примером сложных разрывных дислокаций может быть ступенчатый сброс, т.е. система параллельных сбросов; ступенчатый взброс — система параллельных взбросов. Грабен — участок земной коры, ограниченный тектоническими разрывами (сбросами), опущенный по ним относительно смежных участков. Горст — приподнятый участок земной коры, ограниченный сбросами или взбросами.

Разрывные тектонические движения часто сопровождаются образованием тектонических трещин, для которых характерны захват ими мощных толщ горных пород, выдержанность

ориентировки, наличие следов смещений и другие признаки. Особым типом разрывных тектонических нарушений являются глубинные разломы, разделяющие земную кору на отдельные крупные блоки. Глубинные разломы имеют протяженность в сотни и тысячи километров и глубину более 300 км. К зонам их развития приурочены современные интенсивные землетрясения и активная вулканическая деятельность (например, разломы Курило-Камчатской зоны и др.).

В настоящее время разделение тектонических движений на вышеприведенные виды, по мнению большинства ученых, имеет недостатки.

К 1960 годам была сформирована современная теория мобильной литосферы или тектоники плит (Айзекс (Isacks), Ле Пишон (Le Pichon), Маккензи (Mc Kenzie), Оливер (Oliver), Сайкс (Sykes), Элассер (Elasser)).

Основное содержание тектоники литосферных плит заключается в следующем:

1) Внешняя пластично-хрупкая оболочка Земли, т.е. именуемая литосферой, включающая в себе земную кору и верхнюю мантию, располагается на пластично-эластичном астеносферном слое;

2) Литосфера разделена на малочисленные крупные блоки в виде сейсмических, тектонических и действующих в настоящее время активных вулканических зон, и они именуются литосферными плитами;

3) Плиты в гармоничном единстве движутся на поверхности астеносферы по законам сферической геометрии (по теореме Эйлера);

4) Границы плит — по движениям плит, бывают в виде дивергентных, конвергентных и трансформ;

5) Движениям плит характерно свойство сохранять равновесие: спрединг дна океана находится в равновесном состоянии в зоне всасывания; радиус Земли принимается постоянным — неизменным;

б) Движения плит происходят за счет конвекции вещества мантии в закрытом пространстве.

В последние годы (1990–2012) А.А. Абидов на территории Центральной Азии на основе анализа данных, полученных математическим моделированием геологических процессов, изучением геофизическими (сейсмическим зондированием, сейсмостратиграфическим и др.), геохимическим и др. методами горных пород доказал, что можно отображать динамику последовательного развития Земли.

Методологической основой новой концепции является историко-геологическое моделирование, с его помощью было составлено геодинамическая модель развития территории. Эта модель состоит из комплекса методов и способов, именуемых геодинамический анализ.

Тектоника литосферных плит рассматривается как сила, приводящая к значительным изменениям земной коры и ее рельефа, и Земной шар сопоставляется с системой непрерывного развития.

Из-за сдвигения крупных мегаблоков Земной коры в горизонтальном направлении строение ее рельефа постоянно меняется.

Геологическое строение и рельеф поверхности Земли имеют очень сложный облик, и в ее развитии значительную роль играют совместное действие движений в горизонтальном направлении тектонических дислокаций.

4.2. Физические свойства горных пород и их роль в развитии тектонических нарушений

Земная кора состоит из горных пород различного химического состава, и их физические свойства также бывают различными.

Известно, что горные породы литосферы по условиям образования бывают твердыми, жидкими и аморфными (промежуточными).

Различают следующие основные физические свойства горных пород: плотность, влажность, пористость, температура, эластичность, пластичность, твердость, хрупкость и др.

Плотность горных пород — является одним из наиболее важных физических свойств грунтов, определяющих, с одной стороны, целый ряд других его свойств, а с другой — характеризующих структурно-текстурные особенности этих грунтов. Используется в качестве прямого расчетного показателя для вычисления природного давления пород на основания фундаментов, на подпорную стенку, для расчета устойчивости откосов и бортов котлованов, карьеров и оползневых склонов и т.д.

Плотность (ρ), — это вес единицы объема грунта с естественной влажностью при ненарушенном сложении:

$$\rho = \frac{g}{V} \text{ г/см}^3$$

Эта величина зависит от минералогического состава, влажности и характера сложения (пористости) грунтов.

Величина плотности глинистых, лессовых, песчаных и крупнообломочных грунтов колеблется от 1,30 до 2,40 г/см³. Плотность магматических и метаморфических пород — от 2,50 до 3,50 г/см³; аргиллитов и алевролитов — от 2,20 до 2,50 г/см³; известняков — от 2,40 до 2,60 г/см³; мергелей — от 2,10 до 2,60 г/см³; песчаников — от 2,10 до 2,60 г/см³.

Таблица 9.

Плотность горных пород

Горные породы	Крайние значения плотности, т/м ³	Средние значения плотности, т/м ³
Магматические горные породы		
Гранит	2,54-2,74	2,65
Диорит	2,72-2,99	2,86
Базальт	2,74-3,21	2,90
Диабаз	2,73-3,12	2,94

Габбро	2,89-3,09	3,00
Метаморфические горные породы		
Слюдистые сланцы	2,54-2,97	2,73
Мрамор	2,69-2,87	2,78
Гнейс	2,59-3,00	2,78
Осадочные горные породы		
Каменная соль	2,54-2,74	2,36
Глины	2,54-2,74	2,46
Песчаники	2,54-2,74	2,65
Известняки	2,68-2,84	2,73

Под эластичностью горных пород понимается свойство горных пород менять свою форму без разрыва сплошности под действием внешних усилий и возвращение после прекращения действия усилия к первоначальной форме.

Абсолютно эластичное вещество сразу восстанавливает свою первоначальную форму. Если вещество медленно восстанавливает свою первоначальную форму или сохраняет новую форму после снятия внешних усилий, то это вещество называется неабсолютно эластичным или непластичным.

При обычных геологических процессах под воздействием тектонических сил могут быть образованы как эластичные, так и пластичные деформации.

При воздействии внешних слабых сил в течение короткого времени горные породы находятся в состоянии абсолютно эластичного вещества. И наоборот, при воздействии внешних больших сил в течение длительного времени горные породы находятся в состоянии пластичного вещества.

Поглощение веществом внешних усилий, изменение формы и сохранение приданной формы без полного разрушения после прекращения действия усилия, также указывает на его пластичное состояние.

Свойство горных пород размельчаться и разрушаться под действием внешних усилий называется хрупкостью.

Пластичное состояние и хрупкость горных пород зависят от своеобразия их структуры, формы и размера частиц, температуры, гранулометрического состава, а также от продолжительности воздействия напряжений.

Твердость горных пород характеризует их прочность. Для определения прочности горных пород необходимо определение их сжимаемости, способности к растягиванию и сдвигению под действием внешних усилий. В табл. 10 приведены средние значения указанных показателей.

Прочность горных пород определяется в зависимости от деформируемости горных пород под действием внешних усилий. Прочность горных пород при их сжатии больше в 20 раз при их растяжении, и в 10 раз больше при их сдвигении. Прочность жидких горных пород (воды, нефти и т.п.) характеризуется вязкостью и указывает на внутреннее трение жидкости (сдвигение одного слоя жидкости относительно другого слоя).

Таблица 10.

Горные породы	твердость	Средняя прочность, МПа		
		сжимаемость	растяжение	сдвигение
Кварцевый песчаник	4,20	50-150	1-3	5-15
Известняк	3,70	40-140	3-6	10-20
Гранит	6,54	100-280	3-5	15-30
Диорит	6,40	100-250	—	—
Габбро	5,33	100-190	—	—
Базальт	5,09	200-350	—	—
Мрамор	3,20	80-150	3-9	10-30
Сланец	2,70	50-70	2-5	15-25

Водно-физические свойства грунтов

Помимо ранее рассмотренных водно-физических свойств пород — влагоемкости, водопроницаемости и водоотдачи — существует ряд других, порождаемых взаимодействием грунта с водой: набухание, усадка, размокание и размягчение.

Набухание это свойство некоторых глинистых грунтов увеличиваться в объеме при взаимодействии с водой. Степень набухания определяется, с одной стороны, увеличением объема грунта (свободное набухание), а с другой — давлением, которое развивается в грунте при увеличении его объема. В ряде случаев оно достигает 0,3–0,5 МПа и может вызвать в основании сооружения деформации положительного знака.

Величина набухания зависит от состава глинистых минералов и количественного содержания глинистых частиц. Наиболее способны к набуханию монтмориллонитовые глины, наименее — глины, содержащие каолинит и дисперсный кварц.

Усадка — уменьшение объема и линейных размеров грунта при высушивании или высыхании. Различают линейную и объемную усадку. Линейную усадку определяют по формуле:

$$\Delta l = \frac{l_1 - l_2}{l_1} \cdot 100, \%$$

где: l_1 — длина влажного образца;

l_2 — длина образца, достигшего предела усадки.

Объемная усадка (ΔV) имеет значение, определяемое формулой:

$$\Delta V = \frac{V_0 - V}{V_0} \cdot 100, \%$$

где: V_0 — первоначальный объем влажного грунта;

V — объем грунта после достижения предела усадки.

В результате усадки грунты растрескиваются. Переменное увлажнение и высушивание, вызывающее то набухание, то усадку пород, приводит к шелушению и разрушению

откосов котлованов и каналов, бортов карьеров и других сооружений.

Размокание. Глинистые породы при погружении в воду способны с большей или меньшей скоростью разрушаться. Скорость размокания их служит качественной характеристикой грунта. В одних случаях порода полностью разрушается с образованием тонких частичек, в других остаются крупные комки или листочки, долгое время не размокающие. Особенно быстро распадаются в воде лессовые породы, и время их размокания колеблется от 15 секунд до 1–2 минут.

Размягчение — свойство, близкое к размоканию, присущее твердым породам, в которых воздействие воды вызывает неполное разрушение, а только уменьшение прочности. Падение прочности пород характеризуется величиной коэффициента размягчения ($K_{раз}$):

$$K_{раз} = \frac{R'_{сж}}{R_{сж}}$$

где: $K_{раз}$ — коэффициент размягчения;

$R_{сж}$ — временное сопротивление породы сжатию до насыщения водой — предел прочности, МПа;

$R'_{сж}$ — временное сопротивление породы сжатию после насыщения водой, МПа.

Коэффициент размягчения косвенно характеризует сопротивляемость пород выветриванию и их морозостойкость. Для горных пород — естественных строительных материалов величина коэффициента размягчения должна быть не ниже 0,75–0,8.

Важнейшее свойство горных пород, применяемых в качестве естественных строительных материалов — морозостойкость — способность подвергаться многократному замораживанию без видимых следов разрушения. Методика исследования на морозостойкость рассматривается в курсе строительных материалов.

Механические свойства грунтов

Механические характеристики грунтов играют важнейшую роль при оценке строительных свойств как рыхлых, так и твердых пород. Сопротивление грунтов внешней нагрузке характеризует их механические свойства, и разделяется на деформационные и прочностные.

При приложении к песчано-глинистым грунтам внешней нагрузки в них возникают внутренние напряжения, стремящиеся нарушить структуру грунта, что приводит к уплотнению грунта и его осадке, или к разрушению грунта и толщи, на которую действуют нагрузки. В большинстве случаев грунты испытывают нагрузки, приводящие к уплотнению и сжатию. Сжатие грунтов основания называется осадкой.

Массивные твердые породы, используемые в качестве естественного строительного камня для кладки, наружной и внутренней отделки, в механическом отношении характеризуются пределом прочности на сжатие. Этот показатель представляет собой напряжение, соответствующее нагрузке, при которой разрушаются образцы массивных пород.

Механические свойства песчано-глинистых грунтов

Для песчано-глинистых грунтов деформационные свойства характеризуются степенью сжимаемости. Сжимаемостью грунтов называют способность их под воздействием внешних нагрузок, не подвергаясь разрушению, уменьшаться в объеме (давать осадку) за счет уменьшения объема пор и увеличения плотности. Сжимаемость зависит, прежде всего, от характера структурных связей и физического состояния грунтов, а также от их минерального состава, степени дисперсности и других факторов.

Сжимаемость характеризуют компрессионной кривой, которая отражает зависимость давления на грунт и коэффициентом пористости, т.е. $e = f(p)$ (рис. 4.1).

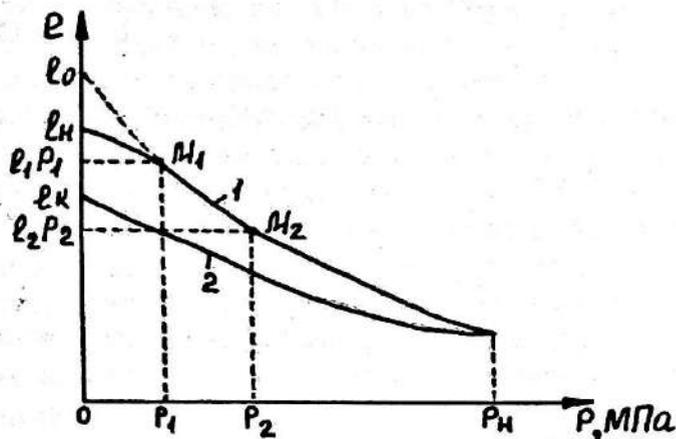


Рис. 4.1. Компрессионные кривые: 1 – ветвь нагружения; 2 – ветвь разгрузки грунта

Результаты компрессионных испытаний позволяют определить: модуль общей деформации грунта – E ; коэффициент сжимаемости – a и модуль осадки грунта – l_p .

Коэффициент сжимаемости или уплотнения – a , МПа^{-1} , характеризует сжимаемость грунта в выбранном интервале нагрузок:

$$a = \frac{l_1 - l_2}{P_2 - P_1},$$

где: P_1 и P_2 – соответственно исходная и последующая нагрузки, МПа;

l_1 и l_2 – отвечающие этим нагрузкам коэффициенты пористости.

Модуль общей деформации E представляет собой коэффициент пропорциональности между приращениями давления на образец и его деформацией:

$$E = \beta \frac{1 + l_0}{a}, \text{ МПа};$$

где: l_0 — начальный коэффициент пористости грунта, доли единицы;

a — коэффициент сжимаемости, МПа⁻¹;

β — коэффициент, учитывающий невозможность бокового расширения грунта (для песков и супесей — $\beta=0,74$; суглинков — $0,62$, глин — $0,40$).

Сжимаемость грунта можно выражать не только через коэффициент сжимаемости «а», но и с помощью модуля общей деформации.

Модуль осадки « l_p » характеризует величину деформации слоя грунта толщиной 1 м при приложении к нему дополнительной нагрузки $p=0,1$ МПа:

$$l_p = 1000 \cdot \frac{\Delta h}{h},$$

где l_p — модуль осадки, мм/м;

h — начальная высота образца, мм;

Δh — уменьшение высоты образца при давлении p , мм.

Под прочностью грунтов в широком смысле понимают их способность сопротивляться разрушению под воздействием механических напряжений. Прочностные характеристики грунтов необходимы для расчетов устойчивости оснований сооружений, оползневых склонов, откосов котлованов и бортов карьеров.

Важнейшей прочностной характеристикой рыхлых осадочных грунтов является сопротивление грунтов сдвигу, которое определяется на специальных приборах.

Сопротивление грунтов сдвигу (срезу) выражается линейной зависимостью Кулона:

$$\tau = \sigma \cdot \operatorname{tg} \varphi + c, \text{ (для глинистых пород)}$$

$$\tau = \sigma \cdot \operatorname{tg} \varphi, \text{ (для песков)}$$

где: τ — предельное сопротивление грунтов сдвигу, МПа;

σ — нормальное сжимающее напряжение, МПа;

$\operatorname{tg} \varphi$ — коэффициент внутреннего трения;

φ — угол внутреннего трения, градус;
 c — удельное сцепление, МПа.

Механические характеристики скальных пород

Для определения предела прочности на сжатие ($R_{сж}$) скальных горных пород из них изготавливаются монолитные образцы, имеющие либо форму кубиков с размером ребер от 3 до 30 см, либо цилиндров или призм. Образцы испытывают на прессах на сжатие до разрушения. Величину прочности на сжатие определяют по формуле:

$$R_{сж} = \frac{P_{раз}}{F}, \text{ МПа,}$$

где: $P_{раз}$ — давление, при котором произошло разрушение образца;

F — площадь одной стороны кубика.

Прочность на сжатие некоторых распространенных пород колеблется в следующих пределах:

Известняк плотный — 35–200 МПа

Известняк-ракушечник — 0,5–6 МПа

Песчаник — 0,5–50 МПа

Гранит — 90–260 МПа

Базальт — 87–485 МПа

Большое влияние на прочность оказывает трещиноватость скальных пород.

ГЛАВА 5. УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ СЛОЕВ

5.1. Горизонтальное и моноклиналиное залегание слоев, их роль в формировании рельефа

Элементы, формы и сочетание слоев осадочных пород

Главным признаком осадочных пород является слоистость (рис. 5.1), которая образуется в процессе периодического накопления осадков и представляет собой последовательное чередование различных горных пород в виде слоев.

В составе слоя может быть микрослоистость, отражающая зависимость осадконакопления от смены времен года на суше. Микрослоистость характерна для озерных пород, встречается среди речных и иногда морских отложений.

При резком различии слоев по их составу, например, известняка и песка, слои называют пластами. В этих случаях слои обычно ограничены с двух сторон четко выраженными поверхностями, которые принято называть плоскостями напластования.

К элементам слоя (рис. 5.2) относят плоскости напластования, из которых верхняя называется кровлей, нижняя — подошвой. Расстояние между кровлей и подошвой называют мощностью слоя (пласта).

Для того чтобы при осмотре естественных обнажений не допускать ошибок, различают мощность истинную и кажущуюся (рис. 5.2). Истинная представляет собой кратчайшее расстояние между кровлей и подошвой слоя, а кажущаяся наблюдаемая непосредственно в обнажении.

Мощность пластов бывает разнообразной и определяется интенсивностью и длительностью

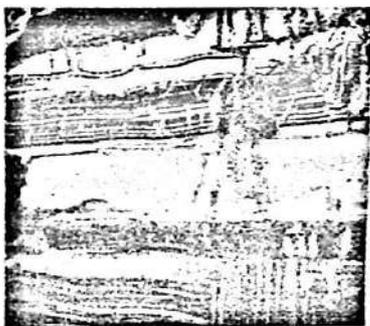


Рис. 5.1. Слоистое залегание осадочных пород

процесса осадконакопления. Наибольшей мощностью обладают морские отложения (десятки и сотни метров). Континентальные отложения четвертичной системы, залегающие непосредственно под почвенным слоем и перекрывающие коренные морские породы до четвертичного возраста, обладают, как правило, относительно небольшой мощностью — порядка 10–50 м.

Форма слоев. Условия осадконакопления весьма разнообразны. Осадки накапливаются в морях, озерах, в процессе деятельности рек и т. д. Это обуславливает образование слоев различной формы в плане и по вертикали (рис. 5.3). Нормальными называют слои большой мощности и протяженности. Кровля у них параллельна подошве.

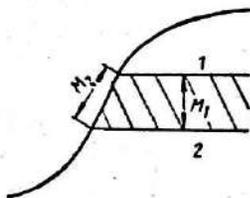
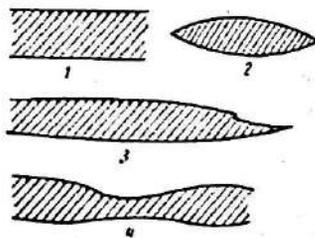


Рис. 5.2 Элементы слоя: 1- кровля; 2- подошва; M_1 - истинная и / - нормальный слой; 2- линза; 3- слой с выклиниванием и 4- с пережимом, M_2 - кажущаяся мощность



Для линз характерно резкое падение мощности от центра к периферии на сравнительно небольшой площади. Часто встречаются слои с выклиниванием, пережимами, в виде пропластков, которым свойственна небольшая мощность, но большая протяженность, и прослоев, имеющих ограниченное распространение и небольшую мощность.

С инженерно-геологической точки зрения наряду с изменяемостью по вертикали и мощностью пластов большое значение имеет их протяженность, т. е. распространение пластов по площади. Наибольшую протяженность пластов,

измеряемую иногда сотнями километров, имеют осадки морского происхождения.

Граница распространения этих осадков определяется очертанием морского бассейна, в котором они отлагались. Пласты континентальных отложений, образовавшихся на суше (в том числе и в водотоках), обычно быстро выклиниваются, сменяются отложениями другого вида. Исключение составляют лессовые отложения, занимающие огромные площади в пустынях и засушливых степях.

Сочетание слоев. Группу слоев (пластов) различной мощности, объединяемых сходством состава или возрастом, называют толщей. Кроме того, по характеру залегания слоев относительно друг друга выделяют залегания: согласное и несогласное (рис. 5.4). В первом случае слои располагаются параллельно друг другу. При несогласном залегании вся толща пород разделяется на две части: нижнюю и верхнюю. В пределах каждой части породы залегают согласно. Между собой они залегают несогласно, так как слои верхней части непараллельны слоям нижней. Причины несогласного залегания слоев кроются в геологической истории данной территории. Между верхней и нижней частью толщи был перерыв в осадконакоплении. Нижняя часть подвергалась воздействию тектонических процессов. Верхние слои отложились позже и сохраняют первоначальное залегание.

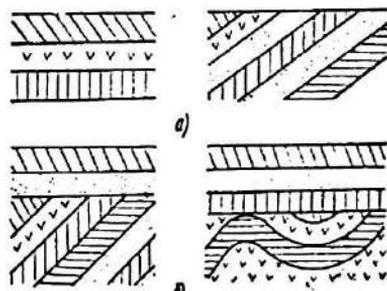


Рис. 5.4. Сочетание слоев: а — согласное; б — несогласное

Формы нарушенного залегания осадочных пород

Осадочные породы первоначально залегают горизонтально или почти горизонтально. Это положение сохраняется даже при колебательных движениях земной коры. Так сейчас залегают, например, осадочные породы на равнинах европейской части России.

Тектонические движения выводят пласты из горизонтального положения, нарушают их первоначальное залегание. Возникают дислокации.

Дислокации в зависимости от вида тектонических движений разделяют на складчатые и разрывные.

Складчатые дислокации. Все формы дислокаций образуются без разрыва сплошности слоев (пластов). Это является их характерной особенностью.

К складчатым дислокациям относятся моноклираль, складка и флексура.

Моноклираль является самой простой формой нарушения первоначального залегания пород и выражается в общем наклоне слоев по отношению к горизонту (рис. 5.5, 5.6).

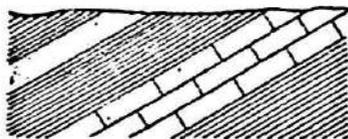


Рис. 5.5. Моноклираль.



Рис. 5.6. Моноклиральное залегание сарматских глин

Различают слои слабонаклоненные ($0-16^\circ$), полого наклоненные ($16-31^\circ$), сильно наклоненные ($31-76^\circ$), крутые ($76-81^\circ$) и поставленные на голову ($81-90^\circ$).

Складка представляет собой один сплошной перегиб слоев, возникающий в результате воздействия на породы

тангенциальных тектонических сил. Выделяют два главных типа: антиклиналь — складка, обращенная своей вершиной вверх; и синклинали — вершина, обращенная вниз (рис. 5.7, 5.8). Бока складок называют крыльями, а вершину — замком. В антиклиналях замок получил наименование седла, а в синклиналях — мульды. Выделяют также ось складки.

Разрывные дислокации возникают в результате интенсивных тектонических движений, которые приводят к разрыву сплошности пород и смещению разорванных частей относительно друг друга.

Смещение происходит по плоскости разрыва, которая проявляется в виде трещин. Величина амплитуды смещения бывает различной — от сантиметров до километра (при ширине трещин — от сантиметров до метров). Трещины почти всегда оказываются заполненными обломками разрушения горных пород.

К разрывным дислокациям относят сбросы и взбросы, горсты и грабены, сдвиги и надвиги.

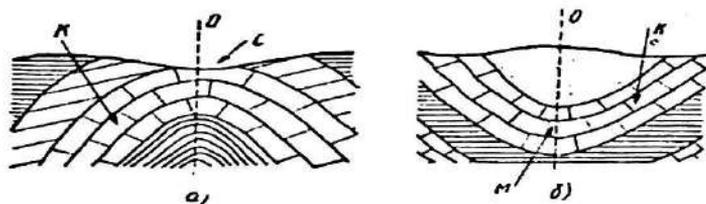


Рис. 5.7. Складки и их элементы: а - антиклиналь; б - синклинали; К - крыло; О - ось складки; С - седло; М - мульда

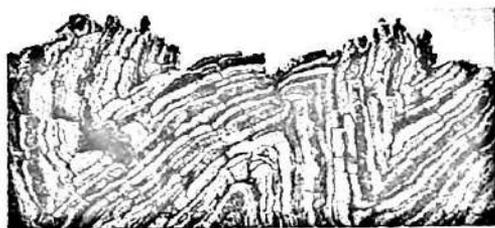


Рис. 5.8. Антиклинальная и синклиналиальная складка

Сброс образуется в результате опускания одной части толщи пород относительно другой (рис. 5.9). Если при разрыве происходит поднятие, то образуется взброс. Иногда на одном участке образуется серия разрывов, следующих друг за другом. В этом случае возникают ступенчатые сбросы (или взбросы).

Сдвиг и надвиг в отличие от предыдущих форм разрывных дислокаций возникают при смещениях толщ пород в горизонтальной (сдвиг) плоскости (рис. 5.10).

Определение положения слоя (пласта) в пространстве

При изучении геологии строительных площадок необходимо установить пространственное положение слоев и отразить это на геологических картах.

Пространственное положение слоя определяется элементами залегания — азимутами простираения и падения слоя и углом падения.

Простираение показывает протяженность слоя по отношению сторон света и характеризуется линией простираения, которая образуется пересечением поверхности слоя с горизонтальной плоскостью (рис. 5.11).

Угол падения α (альфа) характеризует наклон слоя по отношению к горизонтальной поверхности. Его величина лежит в пределах от 0 до 90°.

Для его определения используют линию падения, которая проводится на поверхности слоя в сторону его падения и перпендикулярно линии простираения.

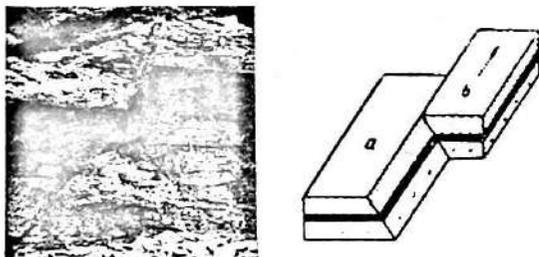


Рис. 5.9. Сброс в мезозойских отложениях

Для определения элементов залегания слоев применяют специальный горный компас. С его помощью определяют угол падения и азимуты линии простирания и линии падения, которые отличаются друг от друга ровно на 90° .

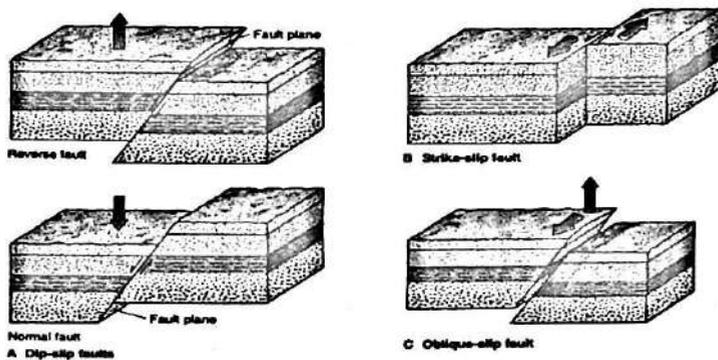


Рис. 5.10. Блок-диаграмма сдвига

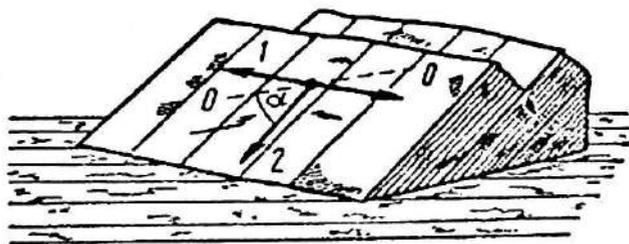


Рис. 5.11. Элементы залегания слоя: 1- линия простирания; 2- линия падения; 0-0 - горизонтальная линия; α - угол падения слоя

Конечные замеры элементов залегания какого-то слоя могут иметь такой вид: СВ 50° , Z 25° . По этой записи можно видеть, что слой имеет падение на северо-восток и его плоскость напластования располагается по отношению к горизонтальной плоскости под углом в 25° . Чтобы узнать азимут простирания, достаточно прибавить или отнять 90° .

На геологических картах элементы залегания обозначают стрелками, а угол падения — в цифровом выражении.

Элементы залегания слоя вместе с абсолютными (или относительными) отметками его кровли и подошвы в какой-то точке дают исчерпывающую характеристику положения слоя в пространстве. Абсолютные отметки кровли и подошвы определяют с помощью буровых скважин. Наиболее просто это при горизонтальном залегании слоев, когда угол падения слоя равен 0° .

При этом достаточно произвести замеры отметок в одной точке (рис. 5.12). При наклонных слоях положение плоскостей напластования (кровли и подошвы) можно определить лишь с помощью серии буровых скважин.

Определение положения слоев в пространстве позволяет решить вопросы глубины, мощности и характера их залегания, дает возможность выбрать слои в качестве основания зданий и сооружений, оценить запасы полезных ископаемых в месторождениях строительных материалов и т. д.

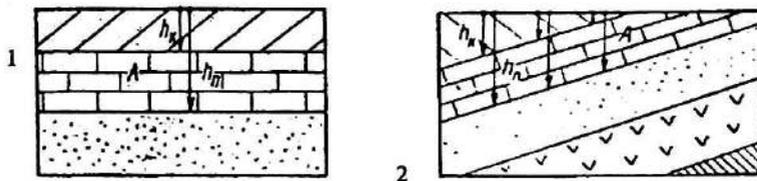


Рис. 5.12. Определение глубины залегания слоев; 1- при горизонтальном залегании; 2- при наклонном залегании; h_k - глубина залегания кровли слоя A и h_p - глубина залегания его подошвы

Значение данных о залегании горных пород

С инженерно-геологической точки зрения наиболее благоприятным является горизонтальное залегание слоев, большая их мощность, однородность состава. В этом случае фундаменты зданий и сооружений располагаются в однородной грунтовой среде, создается предпосылка для равномерной сжимаемости пластов под весом сооружения. В таких условиях сооружения получают наибольшую устойчивость.

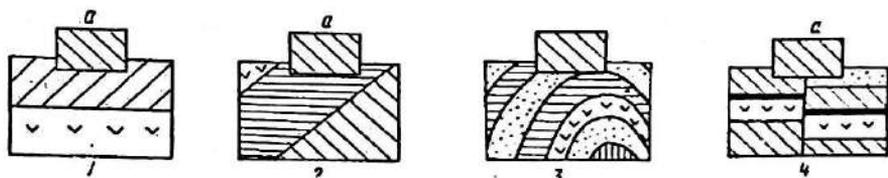


Рис. 5.13. Размещение здания (а) на строительных площадках различного геологического строения: 1 и 2- благоприятные участки; 3- малоблагоприятные; 4- неблагоприятные

Наличие дислокаций резко изменяет и усложняет инженерно- геологические условия строительных площадок – нарушается однородность грунтов оснований сооружений, образуются зоны дробления, снижается прочность пород, по трещинам разрывов периодически происходят смещения, циркулируют подземные воды. Пласты приобретают наклонное положение (рис. 5.13).

Крутизна падения пластов имеет большое инженерно-геологическое значение. При крутом падении пластов разные части сооружения могут располагаться на различных породах. Это может вызвать неравномерную сжимаемость пластов и деформацию самого сооружения вследствие неравномерной осадки различных его частей.

Сооружение может оказаться в неблагоприятных условиях при сложном характере складок и малых их размерах. При достаточно крутом падении пластов, в состав которых входят те или иные виды глинистых пород, на склонах нередко возникают оползневые явления.

Складчатые дислокации нередко сопровождаются сбросами и надвигами. При наличии сброса или надвига большой протяженности следует выбирать место для сооружения в удалении от линии разлома. Ставить сооружение, перекрывая линию разлома, нежелательно.

При инженерно-геологической оценке строительных площадок, имеющих тектонические нарушения, необхо-

димо учитывать историю формирования всего горного района.

5.2. Способы изображения слоев и поверхности Земли

Изображение горизонтально залегающих слоев горных пород

Если горные породы залегают горизонтально, то границная линия между слоями (линия, соединяющая точки высот с одинаковыми абсолютными отметками) может залегать параллельно горизонтальной линии или накрывать ее.

Граничные линии любого слоя, выходящего на поверхность земли и залегающего горизонтально, имеют одинаковые абсолютные отметки и определяются по виду рельефа (рис. 5.14.).

Если изучаемая территория имеет равнинную поверхность, то на карте изображается только молодой слой, залегающий с поверхности. Когда территория расчленена оврагами и долиной реки, то в стенах обнажений и на дне реки увидим выход древних слоев. В верхней части слоев залегают в основном молодые слои, а в нижней — располагаются древние слои (рис. 5.14). Разные слои на картах изображаются различными цветами.

Часть выходящего на поверхность земли слоя не может изображать действительную мощность слоя. Если мощность видимых слоев на склонах близких к вертикальным, близка к действительной мощности, то на наклонных склонах мощность слоев кажется намного больше.

Изображение моноклиально залегающих слоев горных пород

Структура, в которой слои наклонены в одну сторону, называется моноклиалью. Моноклиальные слои в геологических картах изображаются в виде удлиненных полос. В направлении к низу рельефа возраст слоев становится меньше (рис. 5.15).

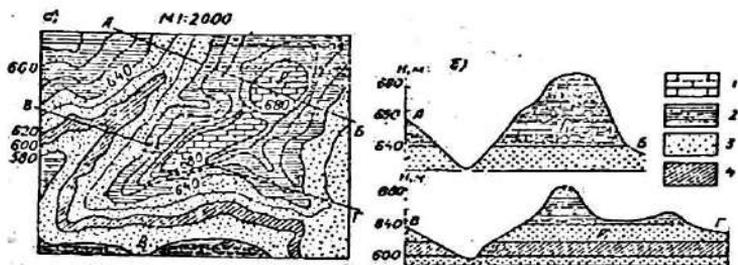


Рис. 5.14. Геологическая карта

5.3. Изображение слоев в разрезах

Изучение планового расположения выходов слоев не позволяет уверенно судить о залегании и сочетании слоев в земной коре. Для этого следует изучить вертикальные разрезы (обнажения на склонах долин, оврагов и др.) и составить геологические профили. В таких разрезах часто отчетливо видны складки (рис. 5.18) или их части, разрывные нарушения и взаимное расположение слоев.

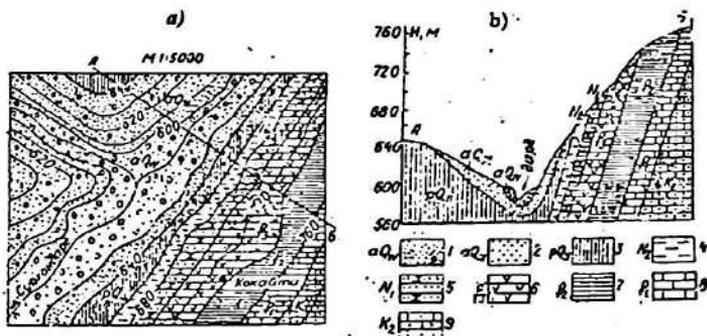


Рис. 5.15. Геологическая карта, изображающая моноклинальное залегание слоев а) Геологическая карта; б) разрез по линии АБ; 1- песок с включением гравия; 2- песок; 3- лёсс; 4- алевролит; 5- песчаник; 6- гипс; 7- глина; 8- известняк; 9- мел

Геологические карты сопровождаются одним или несколькими геологическими разрезами. Геологический разрез

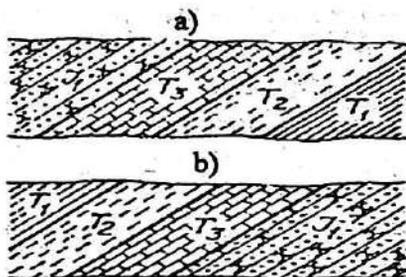


Рис. 5.16. Слои, залегающие нормально (а) и в опрокинутом виде (б)

показывает строение земной коры в вертикальном сечении по определенной линии. Глубина, до которой строится разрез, обусловлена имеющимися геологическими данными. Направления выбираются так, чтобы они возможно более полно характеризовали строение участка; обычно разрезы проводятся вкрест простирания основных структурных форм.

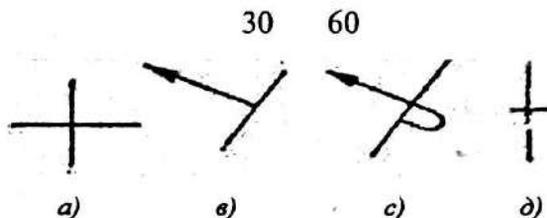


Рис. 5.17. Изображение условий залегания слоев условными знаками (числа показывают угол залегания слоя): а) горизонтальное залегание; в) нормальное наклонное залегание; с) перевернутое наклонное залегание; д) вертикальное залегание

Ниже рассматриваются общие принципы построения геологических разрезов и правила, соблюдение которых обязательно при их оформлении:

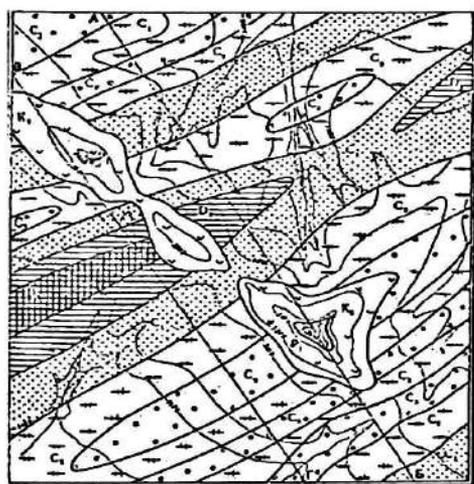
Разбирается геологическая карта, по которой строится разрез, т.е. устанавливаются общие черты истории геологического развития района и общие закономерности его строения.

Выбирается направление разреза, и на геологической карте проводится соответствующая линия. У концов линии на карте ставят цифры (I—I) или буквы (А—Б), как на рис. 5.18, а и б.

Определяется масштаб разреза. В подавляющем большинстве случаев горизонтальный и вертикальный масштабы должны быть одинаковыми и равными масштабу карты. Только при горизонтальном залегании слоев допускается искажение вертикального масштаба, но не более чем в 20 раз. Это делается для того, чтобы на разрезе можно было изобразить слои малой мощности. Искажение вертикального масштаба при наклонном залегании не допускается, так как это ведет к изменению углов падения, общей морфологии структурных форм, а, следовательно, и к неверному представлению об общей структуре.

Строится топографический профиль по той же линии. Располагается он так, чтобы конец линии, имеющий западные румбы (запад, северо-запад, юго-запад), находился слева, а конец с восточными румбами (восток, северо-восток, юго-восток) — справа. Если разрез идет меридионально, север располагается справа, юг — слева.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА МАСШТАБ 1:100 000



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

ПАЛЕОЗОИЧЕСКАЯ СИСТЕМА

[[P]] Нижний отдел

МЕЗОЗОИЧЕСКАЯ СИСТЕМА

[K] Верхний отдел

КАМБИОТРОФИЧЕСКАЯ СИСТЕМА

[C₁] Верхний отдел

[C₂] Средний отдел

[C₃] Нижний отдел

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

[D] Верхний отдел

[D₁] Средний отдел

1:100 000 0 1 2 3 4 км

Топографический профиль ограничивается у концов вертикальными масштабными линейками (рис. 5.18 а). На нем проводится линия нулевой абсолютной высоты (при больших высотах — линия какой-либо другой высоты). У концов профиля ставят буквы, указывающие стороны света, и те буквы или цифры, которые стоят на концах линии на карте.

На топографический профиль с помощью измерителя переносятся геологические данные, т. е. границы между стратиграфическими подразделениями, разрывы.

Разрез по линии АБ
МАСШТАБ: горизонтальный 1:100 000
вертикальный 1:100 000

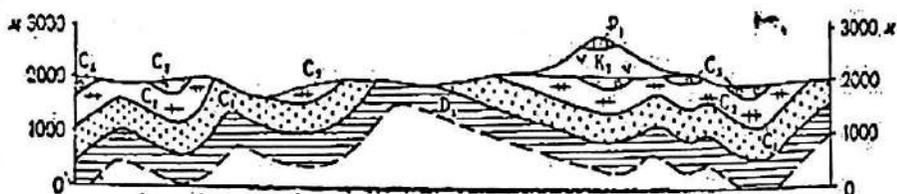
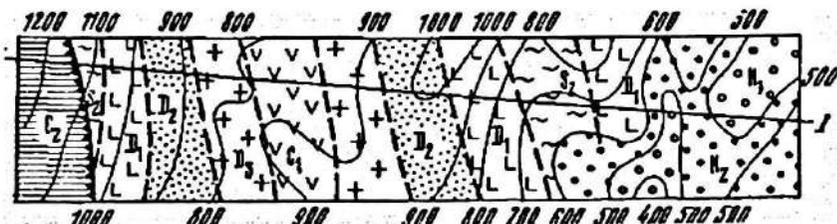


Рис. 5.18, а. Схематическая геологическая карта и разрез

а Масштаб 1:100 000



б Масштабы: вертикальный 1:100 000
горизонтальный 1:1000 000

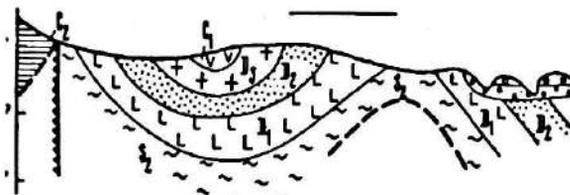


Рис. 5.18, б. Построение схематического геологического разреза по геологической карте (по М. Ф. Ивановой). а- геологическая карта, б- геологический разрез по линии I-I

Приступают к построению собственно геологического разреза, т. е. соединяют линиями выходы слоев на поверхность, учитывая при этом общий характер залегания слоев (горизонтальный, моноклиальный, складчатый). Если имеются данные об элементах залегания слоев и их мощности, разрез строится с учетом этих данных. Если же таковых сведений не имеется, то построение будет схематичным. Наклон слоев подбирается в этом случае таким, чтобы на протяжении всего профиля истинная мощность каждого слоя оставалась постоянной.

При построении разреза надо постоянно следить за стратиграфической последовательностью слоев, ни в коем случае не допуская ее нарушения. При складчатом залегании слоев проще начинать построение с ядер синклинальных складок, прослеживая от них в стороны более древние слои. Каждый слой закрашивается или заштриховывается так же, как и на геологической карте. На каждом изолированном выходе слоя ставится индекс; если индекс не помещается на слое, его выносят в сторону (см. рис. 5.18а).

Если геологический разрез сопровождает карту, он помещается под ней (см. рис. 5.18, а и б).

Если геологический разрез дается на отдельном листе, то надо помнить, что условные обозначения к разрезу должны точно соответствовать геологической карте.

ГЛАВА 6. СКЛАДЧАТЫЕ И РАЗРЫВНЫЕ ДИСЛОКАЦИИ И ИХ РОЛЬ В ФОРМИРОВАНИИ РЕЛЬЕФА

Наиболее распространенными формами связанных нарушений являются складки, т. е. волнообразные изгибы слоев.

В каждой складке можно выделить следующие элементы: две поверхности, ограничивающие складку по краям, характеризующиеся в общем случае наклонным, более или менее ровным залеганием слоев — это крылья складки. Они соединяются друг с другом участком изогнутого залегания слоев, который называется замком складки. Четких границ между крыльями и замком не существует (рис. 6.1);

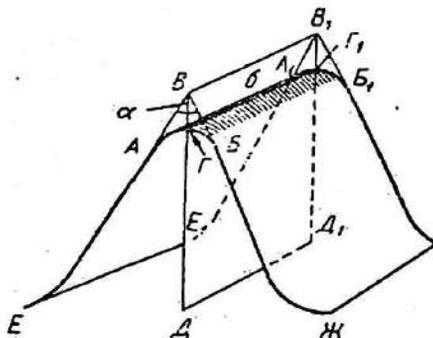


Рис. 6.1. Элементы складки: АА₁Е,Е, ВВ₁Ж,Ж- крылья; АА₁Б₁Б- замок; ГГ₁ - шарнир; а- угол; ВВ₁Д₁Д - осевая поверхность

ядро — внутренняя часть складки, выделяющаяся условно и имеющая различный объем, зависящий от глубины среза;
 угол складки — угол между продолженными до пересечения поверхностями крыльев;

шарнир — линия, проходящая через точки максимального перегиба слоя в замке складки. Это, обычно, кривая линия, изгибающаяся и в горизонтальной, и в вертикальной плоскостях;

осевая поверхность — поверхность, проходящая через шарниры складки, проведенные по разным слоям, ее составляющим;

ось складки — линия пересечения осевой поверхности складки с горизонтальной поверхностью.

Кроме того, складки характеризуются в разрезе высотой и шириной (относительно какого-либо слоя) (рис. 6.2).

Все складки делятся на две основные группы — синклинальные и антиклинальные. Они отличаются друг от друга, во-первых, тем, что синклинали, в общем случае, представляют изгиб слоев, обращенный выпуклостью вниз, а антиклинали — вверх. Во-вторых, и это главное, во внутренней части синклинальных складок, т. е. в ядре, лежат более молодые слои, чем те, которые слагают их крылья; в антиклиналях, напротив, ядро сложено более древними породами, чем крылья (см. рис. 6.2).

Размеры складок, встречающихся в природе, очень различны. Некоторые достигают в ширину нескольких сотен метров и даже километров, другие не превышают нескольких метров и сантиметров (рис. 6.3). Часто крупная складка бывает осложнена на крыльях или в замке более мелкими (складки первого, второго, третьего и т. д. порядков). В тех случаях, когда очень крупные складки, достигающие в ширину нескольких километров или десятков километров, имеют строение антиклинали и представляют собой совокупность более мелких складок, они называются антиклинориями. Такие же крупные и сложно построенные структурные формы, но имеющие синклинальное строение, называются синклинориями. В качестве примера можно назвать Рионско-Куринский синклинорий, ядро которого, совпадающее с долинами рек Риони и Куры, сложено породами кайнозойского (Кайнозойская, мезозойская, палеозойская эры — крупные единицы времени, на которые делится геологическая история) возраста, т. е. относительно

молодыми, а северное и южное крылья слоями мезозойского возраста, т. е. более древними.

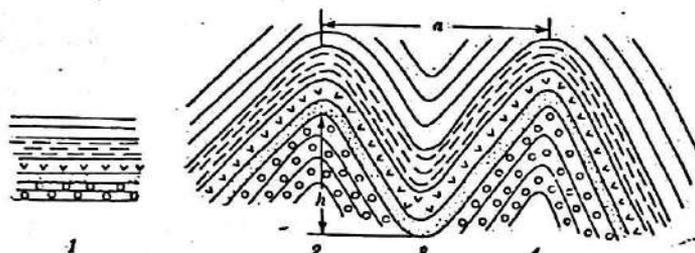


Рис. 6.2. Ненарушенное залегание (1), антиклинальные складки (2 и 4), синклиальная складка (5); а - ширина синклинали, h - высота складки



Рис. 6.3. Мелкие складки в метаморфических породах

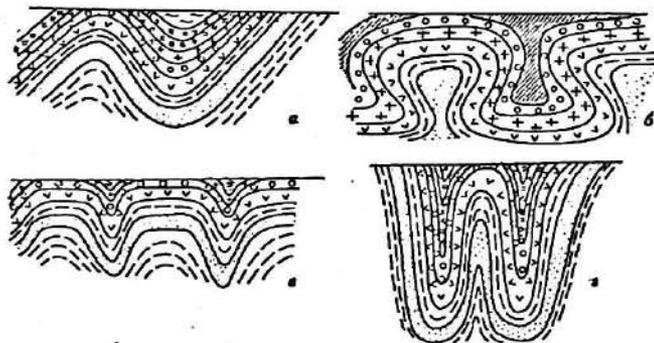


Рис. 6.4. Складки: а- нормальные, округлые; б- веерообразные; в- сундучные антиклинали и острые синклинали; г- изоклиальные

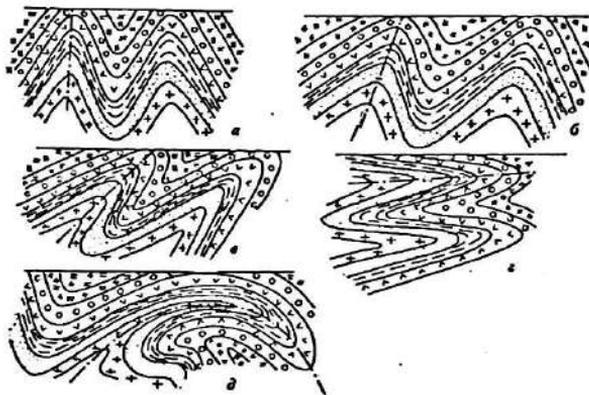


Рис. 6.5. Складки: а - прямые; б - наклонные; в - опрокинутые; г - лежащие; д - ныряющие

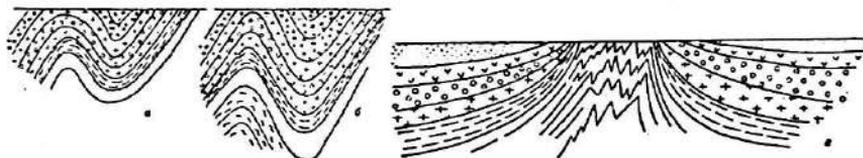


Рис. 6.6. Складки: а - концентрические; б - подобные; в - диапировая

Антиклинорием является, например, Большой Кавказ, ядро которого сложено древними слоями палеозойского возраста, а крылья более молодыми слоями мезозойского и кайнозойского возраста.

Не менее разнообразна и форма складок. Так, в поперечном сечении выделяют нормальные и веерообразные складки (рис. 6.4 б). По форме и характеру замка различают складки округлые и острые (рис. 6.4). Складки с широким плоским замком и крутыми крыльями называются сундучными (коробчатыми); складки с узким замком и почти параллельными крыльями — изоклинальными (рис. 6.4 г).

По положению осевой поверхности складки разделяются (рис. 6.5) на прямые — осевая поверхность вертикальна или почти вертикальна; наклонные (иногда называются «косые»)

— осевая поверхность наклонна, крылья падают в разные стороны; опрокинутые — осевая поверхность наклонна, крылья падают в одну сторону; лежащие — осевая поверхность горизонтальна или почти горизонтальна; ныряющие (или перевернутые) — осевая поверхность повернута относительно положения прямой складки на угол больший 90° .

По соотношению мощностей слоев на крыльях и в замке выделяют складки концентрические — с одинаковой мощностью слоев в замке и на крыльях (рис. 6.6, а) и подобные — с уменьшенной мощностью слоев на крыльях и увеличенной в замках (рис. 6.6, б).

Слоистая пачка может быть смята в гармоничные складки, т. е. одинаковые в разных слоях разреза, и в дисгармоничные, различающиеся по форме при переходе от одного слоя к другому. Например, более мощные и крепкие слои дают крупные пологие изгибы, а переслаивающиеся с ними более тонкие и пластичные слои — мелкие и острые. Наиболее типичным примером дисгармоничных складок являются диапировые складки, или складки протыкания. В них ядро сложено пластичными породами (соль, гипс, глины), смятыми в сильно сжатые сложные мелкие складки. Более вязкие слои, лежащие над пластичными породами, приподнимаются ядром, часто при этом растрескиваются, раздвигаются в стороны и полого изгибаются, образуя крылья диапировой складки (рис. 6.6, в).

Разрывные нарушения

К разрывным нарушениям, называемым также дизъюнктивными (лат. *Disiunctio* — разделение), относятся трещины, т. е. разрывы, по которым не произошло смещения, и разрывные смещения, или просто разрывы, т. е. разрывы со смещением. Трещины и разрывные смещения бывают разных размеров — от сантиметров и миллиметров до десятков и сотен километров в длину.

В разрывных смещениях различают следующие элементы:

1. Сместитель (или сбрасыватель) — трещина, по которой происходило смещение. Сместитель может быть вертикальным или наклонным. Характер его также может быть различным. Это или сравнительно широкая зона, заполненная раздробленным материалом (зона дробления), или узкая закрытая трещина с блестящими отполированными стенками (зеркало трения, или зеркало скольжения).

2. Два крыла, т. е. блоки пород, располагающиеся по разные стороны сместителя.

Амплитуда смещения, т. е. величина, на которую смещены крылья относительно друг друга.

По морфологическим признакам и относительному направлению смещения разрывы делятся на сдвиги, сбросы, взбросы, надвиги и др.

Сдвиг возникает в результате смещения крыльев вдоль сместителя в горизонтальном направлении (рис. 6.7).

Сброс — разрывное нарушение, возникшее при смещении крыльев в вертикальном направлении. Сместитель вертикальный или наклонен в сторону крыла, занимающего более низкое положение. Это крыло называется опущенным, другое, занимающее более высокое положение, — поднятым. Следует при этом иметь в виду, что названия крыльев «поднятое» и «опущенное» не обозначают

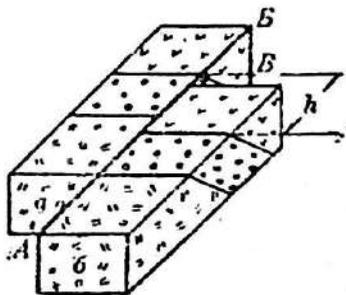


Рис. 6.7. Сдвиг и его элементы: а, б - крылья; АВВГ - сместитель; h - амплитуда смещения

действительного направления их движения, а говорят об окончательном его результате. В случае наклонного сместителя крыло, покрывающее его, называется висячим, подстилающее — лежачим (рис. 6.8). При наклонном же положении сместителя, но наклоне его

В сторону поднятого крыла разрывное смещение называется взбросом, если угол наклона сместителя 60° или более, и надвигом, если этот угол меньше 60° (см. рис. 6.8).

Прямое отражение рассматриваемых нарушений в рельефе сохраняется непродолжительное время. Силы, действующие на поверхности земли (текучая вода, ветер и пр.), разрушают поднятые крылья и наличие разрывного смещения можно заметить лишь в разрезе или в плане по обрыву слоев, по нарушению их нормальной последовательности и по наличию трещины или зоны трещиноватости.

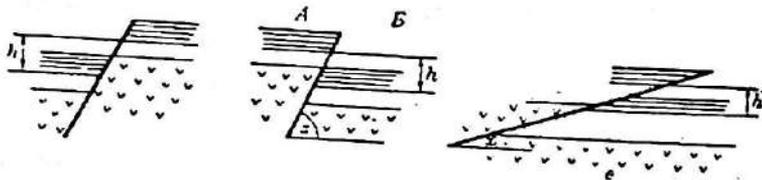


Рис. 6.8. Виды разрывных нарушений: а- сброс; А- опущенное крыло (висячее), Б- поднятое крыло (лежащее); h- амплитуда смещения; б- взброс: А- поднятое (висячее) крыло, Б- опущенное (лежащее) крыло, h- амплитуда смещения; $a > 60^\circ$; в- надвиг: А- висячее крыло, Б- лежащее крыло, h- амплитуда смещения; $a < 60^\circ$

Система сбросов или взбросов, приводящая к тому, что центральная часть, ограниченная ими, оказывается опущенной относительно краевых частей, называется грабеном. Система сбросов и взбросов, по которой центральная часть оказывается поднятой над краевыми частями, называется горстом (рис. 6.9).

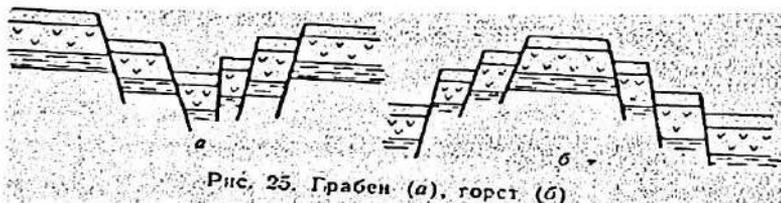


Рис. 25. Грабен (а), горст (б)

Рис.6.9. Грабен (а), горст (б)

ГЛАВА 7. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О РЕЛЬЕФЕ ЗЕМЛИ

7.1. Форма и виды рельефа Земли

Рельефом называют совокупность форм земной поверхности (гор, равнин, впадин и пр.), различных по размерам, строению и происхождению, находящихся на разных стадиях развития, в сложных сочетаниях друг с другом и в сложных взаимосвязях с окружающей средой.

Формами рельефа называют природные, а теперь часто и искусственные, тела и полости, простейшие из которых можно приближенно сравнить с геометрическими фигурами (конусом, пирамидой, призмой). Сложные формы рельефа представляют собой сочетания простых форм и могут достигать очень больших размеров, например, материк, впадина моря, горная страна и т. д.

Элементами форм рельефа являются: грани — поверхности склонов, ребра — линии сочленения граней, линии водоразделов, подошвы склонов, тальвегов, бровок, точки вершин, седловин, устья долин, оврагов и пр.

Тип рельефа — определенное сочетание форм, закономерно повторяющихся на обширных территориях и имеющих сходное происхождение, строение и развитие. Наиболее часто тип рельефа выделяется по генетическому признаку.

7.2. Классификации рельефа, основная его форма и виды

Классификация рельефа может быть проведена по ряду признаков.

По внешним (морфологическим) признакам и по соотношению с прилежащим пространством формы рельефа делят на положительные и отрицательные с дальнейшим их подразделением на замкнутые и незамкнутые; выделяют формы плоские (нейтральные).

Положительными называют формы, возвышающиеся над прилежащей местностью (гора, холм, материк над дном

океана), отрицательными — пониженные по отношению к прилежащим территориям (воронка, котловина, долина, впадина). Плоская равнина, лишенная ощутимых уклонов, может быть названа нейтральной.

Замкнутыми формами рельефа считают те, которые ограничены со всех сторон склонами или линиями (подошвы, бровок и др.). Примером замкнутой положительной формы может служить гора, имеющая ограничивающие ее склоны и отчетливо выраженную замкнутую линию подошвы, а отрицательной — карстовая воронка, часто отчетливо ограниченная замкнутой линией бровок.

Незамкнутые формы рельефа обычно лишены склонов с одной стороны, иногда с двух сторон. Типичной формой такого рода может служить овраг, ограниченный с трех сторон склонами, имеющими отчетливо выраженные линии бровок, и открытый в сторону прилежащего понижения.

Линии, ограничивающие формы рельефа, не всегда отчетливо выявляются на местности, например, у многих речных долин, имеющих пологие склоны коренных берегов, постепенно переходящие в междуречные пространства.

Используя только одни морфологические характеристики, невозможно дать достаточно полное описание рельефа. Важным дополнением может служить указание размеров форм, что является задачей морфометрии.

По размерам формы рельефа можно подразделить на следующие:

Величайшие (планетарные) формы. Горизонтальные размеры их определяются миллионами квадратных километров. По вертикали средняя разница в отметках между отрицательными и положительными формами рельефа достигает 2500—6500 м, а максимальная почти 20 000 м.

Положительные формы рельефа — материки, отрицательные — впадины океанов. Целесообразно выделить переходные

формы, которые должны включать материковую отмель (шельф) и материковый склон.

Эти формы рельефа передаются на картах и глобусах всех масштабов. Отдельные крупные детали могут быть переданы на картах масштаба

1 : 50000000 и даже более мелкомасштабных.

Крупнейшие (мега) формы. Горизонтальные размеры определяются десятками и сотнями тысяч квадратных километров. По вертикали разница в отметках между положительными и отрицательными формами рельефа достигает 500—4000 м, максимальная не выходит за пределы 11 000 м. Положительные формы рельефа — нагорья, горные страны, подводные хребты (Срединно-Атлантический хребет, Гавайский подводный хребет), обширные возвышенности (Приволжская) и т. д. Отрицательные формы рельефа — обширные впадины (Бразильская, Аргентинская) и котловины на дне океанов, Прикаспийская низменность и др. Целесообразно выделить переходные формы — участки материковой отмели (например, у северных берегов Азии и Северной Америки). Эти формы передаются на картах до масштаба 1 : 10000000, но могут быть частично выражены и при более мелком масштабе карты. Существенные детали выражаются на картах масштаба 1 : 1000000.

Крупные (макро) формы. Горизонтальные размеры определяются сотнями и тысячами квадратных километров. По вертикали разница в отметках между положительными и отрицательными формами рельефа может достигать 200—2000 м. Положительные формы рельефа — горные хребты (Чаткальский и др.), горные узлы, вершины, отдельные горы и т. д. Отрицательные — большие долины, впадины (оз. Байкал, оз. Тузкан, Денгизкуль), некоторые подводные желоба и т. д. Эти формы рельефа отчетливо выражаются на картах масштаба до 1 : 1 000 000; для передачи деталей необходимы карты масштабов 1 : 100 000 и 1 : 50 000.

Средние (мезо) формы. Горизонтальные размеры определяются сотнями и тысячами (реже сотнями тысяч) квадратных метров. Относительная разность высот — до 200—300 м, но обычно измеряется метрами и десятками метров. Положительные формы рельефа — холмы, террасы в долинах рек и нагорные и т. д. Отрицательные — большие карстовые воронки, овраги, балки, котловины небольших озер и т. д. Эти формы рельефа удовлетворительно передаются на картах масштаба 1 : 50000; детали могут быть переданы только на картах более крупного масштаба.

Мелкие (микро) формы. Горизонтальные размеры этих форм рельефа определяются квадратными метрами и сотнями квадратных метров. Относительная разность высот измеряется метрами и реже десятками метров. Положительные формы рельефа — небольшие бугры, прирусловые валы, курганы, дорожные насыпи, конусы выноса и т. д. Отрицательные формы — промоины, мелкие овраги, небольшие карстовые воронки, дорожные выемки и т. д. На картах масштаба 1 : 25000 эти формы рельефа могут быть показаны условными знаками и дополнительными горизонталями. Для точной передачи на картах необходимы масштабы 1 : 10000 и даже 1 : 5000.

Очень мелкие (нано) формы. Горизонтальные размеры определяются квадратными дециметрами и метрами. Относительная высота определяется дециметрами, но может достигать 1—2 м. На картах крупных масштабов передаются условными знаками, и только в особых случаях отдельные формы рельефа могут быть переданы горизонталями дополнительного сечения (1—0,5—0,25 м). К этим формам рельефа относятся кочки, прикустовые косички, рывины, мелкие промоины и т. д.

Мельчайшие (топографическая шероховатость) формы. Горизонтальные размеры определяются квадратными сантиметрами и дециметрами, сильно удлиненных форм могут

достигать квадратных метров. Относительные превышения измеряются сантиметрами и иногда дециметрами. На картах не изображаются, но ощутимы при точных геодезических работах. Примерами таких форм рельефа могут служить борозды на полях, песчаная рябь и др.

По внешнему виду и размерам форм рельефа еще нельзя уверенно судить об их образовании и строении. Ответ на эти вопросы дает генетическая классификация.

7.3. Генетическая классификация рельефа

По происхождению (генезису) рельеф поверхности литосферы подразделяют на две большие группы: а) формы, обусловленные деятельностью внутренних (эндогенных) сил, б) формы, обусловленные деятельностью внешних (экзогенных) сил. Первые, в свою очередь, подразделяются на формы, связанные с движениями земной коры, и вулканогенные. Вторые подразделяются на формы, обусловленные процессами выветривания, развитием вечной мерзлоты, деятельностью текучих вод, подземных вод, моря, снега и льда, ветра, растений, животных, человека и возникшие при падении метеоритов (космогенные).

Большинству рельефообразующих агентов присуща разрушительная, транспортирующая и аккумулятивная деятельность. Следовательно, под действием одного и того же геологического агента могут возникать формы рельефа, обусловленные разрушением земной поверхности, и формы, образующиеся в результате накопления принесенного вещества. Общим термином для разрушительной деятельности внешних геологических агентов является деструкция, транспортировку (смыв, снос) называют денудацией, а накопление вещества — аккумуляцией. При описании деятельности того или иного геологического агента применяется специальная терминология.

Генетическая классификация рельефа широко используется в геоморфологии. Она удобна при описании не только отдельных форм, но и их комплексов — генетических типов рельефа, облегчает изучение основных закономерностей развития рельефа под действием того или иного природного агента, но для полного отражения сложного взаимодействия рельефообразующих процессов (например, движений земной коры и внешних геологических агентов, влияние климата и др.) нуждается в ряде уточнений и дополнений. В этом отношении более перспективной является классификация, теоретические основы которой были разработаны акад. И. П. Герасимовым.

И. П. Герасимов предложил рельеф поверхности литосферы разделить по ведущим геоморфологическим факторам на три генетические группы: геотектуры, морфоструктуры и морфоскульптуры. По этой классификации к геотектурам относятся самые крупные (первого порядка) формы рельефа Земли, обусловленные силами общепланетарного масштаба, взаимодействующими со всеми другими факторами образования рельефа. К элементам геотектуры принадлежат материковые выступы, океанические впадины, крупные горные системы, платформенные равнины. Формы рельефа второго порядка, осложняющие поверхность геотектуры, относятся к морфоструктуре Земли. Морфоструктуры можно определить как преимущественно крупные формы рельефа, которые возникают в результате движений земной коры, развиваются при взаимодействии эндогенных и экзогенных факторов и ведущей, активной роли эндогенного фактора — тектонических движений. К морфоструктурам относятся хребты, кряжи, массивы, плато, возвышенности, низменности, впадины на поверхности суши и на дне океанов.

Наконец, формы рельефа третьего порядка, сравнительно более мелкие, относятся к морфоскульптуре материков и дна океанов. Своим происхождением они

обязаны преимущественно экзогенным процессам, взаимодействующим со всеми другими факторами образования рельефа. Примерами таких форм на суше могут служить моренные гряды, овраги, барханы, булгуньяхи. На дне морей выделяются морфоскульптурные формы, связанные с воздействием волн, аккумуляцией, гравитационным перемещением донного материала и т. д.

7.4. Возраст рельефа и основные направления развития

При изучении и описании рельефа важно бывает определить его возраст. В геоморфологии возникли два параллельных понимания возраста рельефа, не совсем удачно иногда называемых геоморфологическим и геологическим.

Абсолютный возраст рельефа — время его образования, по геохронологической или исторической шкале. Привязка возраста осуществляется несколькими методами.

Устанавливая время образования какой-либо поверхности, определяют возраст слагающих ее слоев. Например, поверхность плато Устюрт сложена морскими отложениями неогена, возраст которых определен палеонтологическим методом. Следовательно, эта поверхность стала сушей после отступления моря, т. е. в конце неогена.

Относительно возраста этой поверхности все образовавшиеся на ней скульптурные формы рельефа, например, врезающиеся овраги, навесные ветром холмы и пр., моложе основной поверхности. Здесь мы имеем пример определения относительного возраста рельефа.

Более точно время образования скульптурных форм в приведенном примере может быть определено методом изучения коррелятных отложений и методом возрастных рубежей. При развитии оврага из него выносятся продукты разрушения склонов и отлагаются в его устье. Следовательно, возраст оврага будет соответствовать возрасту образующихся отложений, который определяется геологическим методом.

Для навейных ветром форм рельефа нижним (более древним) возрастным рубежом является возраст подстилающей поверхности. Если на поверхности холма насыпан курган и время его создания известно, то оно будет служить верхним возрастным рубежом. Понятие о возрастных рубежах широко применяется и в значительно более сложных случаях. Например, этим методом определяется возраст складчатости и горообразования. Для этого должен быть определен возраст самого молодого слоя, захваченного складчатостью, и возраст самого древнего слоя, лежащего с угловым несогласием на дислоцированных слоях. Следовательно, складчатость произошла после отложения дислоцированного и до начала отложения спокойно лежащего слоев. Время поднятия и начала разрушения гор определяется по возрасту коррелятивных отложений, накапливающихся у их подножий.

Покрывающие какую-либо поверхность отложения могут длительные отрезки времени предохранять ее от последующего размыва. Если возраст этих отложений известен, то можно сказать и о времени перекрытия поверхности (см. выше — верхний возрастной рубеж). Такие поверхности и их рельеф называют фиксированными.

На обширных пространствах суши распространен рельеф, сформированный древними, исчезнувшими ледниками. Такой рельеф называется реликтовым (древним), унаследованным от прежних эпох рельефообразования. Понятие унаследованный рельеф применяется и в другом смысле. Например, многие реки протекают в настоящее время в долинах, расположенных на месте древних долин. Эти древние долины были выработаны до наступания мезозойских палеогеновых или неогеновых морей, позднее были заполнены морскими отложениями, а после регрессии моря явились вновь местами развития новых долин.

В геоморфологическом понимании термины «молодой», «зрелый», «старый» рельеф характеризуют не геологический

возраст, а стадии развития рельефа (по Девису). Например, активно растущий овраг называют молодым, прекративший свой рост — старым и т. п.

Развитие рельефа происходит в результате взаимодействия внутренних — эндогенных и внешних — экзогенных процессов. Основное рельефообразующее значение имеют эндогенные процессы, главным образом движения земной коры. Ими обусловлены крупнейшие неровности поверхности литосферы — материки и океанические впадины, горные сооружения, протягивающиеся на многие тысячи километров (геотектуры), а также горные хребты, тектонические рвы, впадины многих озер. Магматические процессы находятся в сложных взаимодействиях с движениями земной коры, а по мнению авторов некоторых геотектонических гипотез могут являться даже одной из основных причин этих движений. При выходе магматических масс на поверхность литосферы (извержениях) образуются обширные лавовые поля и потоки, вулканические горы и нагорья. Деятельность внешних сил направлена на разрушение форм рельефа, созданных силами внутренними. Ледники, текучие воды, море и другие внешние агенты разрушают положительные, формы рельефа, сносят продукты разрушения и заполняют ими отрицательные формы.

В природе схема взаимодействия эндогенных и экзогенных сил выдерживается в общих чертах, но развивается значительно сложнее. Сложности обусловлены, например, неровностями «первичного» тектонического рельефа, многообразием действующих факторов, особенно экзогенных, наличием многочисленных «нулевых уровней» и рядом других причин, которые будут рассмотрены ниже.

ГЛАВА 8. ЭНДОГЕННЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ И ОБУСЛОВЛЕННЫЕ ИМИ ФОРМЫ И ВИДЫ РЕЛЬЕФА

8.1. Значение движений в земной коре на формирование рельефа

Движения земной коры и обусловленные ими формы залегания пород (слоев, тел) изучает геотектоника. Все движения коры, происходящие под действием природных факторов, объединяют под общим названием тектонических.

Классифицируются движения по времени их проявления, влиянию на строение и рельеф земной коры, направленности. По времени появления тектонические движения подразделяются на древние (палеотектонические), развивавшиеся в течение длительного геологического этапа до неогена, новейшие (неотектонические), происходившие в неогене и продолжающиеся до настоящего времени, и современные — развивающиеся в исторический период и продолжающиеся ныне.

По скорости, влиянию на строение и рельеф земной коры движения подразделяют на медленные вертикальные поднятия и погружения больших пространств (колебательные), сопровождающиеся регрессиями (отступанием) и трансгрессиями (наступанием) моря. Называют такие движения эпейрогеническими (рождающими континенты). Движения, более быстрые, создающие высокие горы и глубокие впадины, и сопровождающиеся сложными деформациями земной коры и слагающих ее слоев — тектоническими нарушениями, — называют орогеническими.

Движения по направленности подразделяются на радиальные (вертикальные поднятия и погружения) и тангенциальные (горизонтальные смещения).

8.2. Тектонические движения, их виды, формы и влияние на формирование рельефа

Формы тектонических нарушений. При интенсивных тектонических движениях происходит нарушение форм первичного залегания горных пород, возникают различные тектонические нарушения, изменяется структура земной коры.

Характерной особенностью осадочных горных пород является залегание слоями (пластами), представляющими собой пластообразные или линзообразные тела, сложенные однообразной (в пределах самого слоя) горной породой и ограниченные двумя поверхностями от подстилающих и покрывающих слоев. Нижняя граница слоя называется подошвой, верхняя — кровлей, а расстояние по перпендикуляру между ними — мощностью слоя.

Первичным, нормальным залеганием слоев, отложившихся в морях, озерах и т. д., считается горизонтальное или близкое к нему. Такие спокойно залегающие слои можно видеть в обнажениях в пределах обширных равнинных стран.

Взаимное расположение слоев в разрезе может быть согласным и несогласным. При согласном напластовании каждый последующий слой залегает на подстилающем без существенных следов перерыва в процессе образования осадков. При этом следует отметить, что всякая граница между пластами всегда свидетельствует о тех или иных изменениях, происходивших в процессе накопления осадочных толщ. В одних случаях это появление частиц иного состава, чем основной состав слоев (например, глины в толще песков), в других — изменение состава отлагающегося материала (песок, известковый ил и пр.), изменение направления течений и другие причины.

В геологических разрезах часто можно видеть резко различные по своему составу и условиям образования толщи слоев, залегающие согласно, но имеющие резко отличный

геологический возраст. В этом случае имеет место перерыв в осадкообразовании, который в разрезе выражен только поверхностью контакта подстилающих и покрывающих слоев, а во времени может оказаться весьма продолжительным. Во время такого перерыва мог происходить и значительный размыв верхних слоев подстилающей толщи. Об этом свидетельствуют, например, неровности поверхности контакта, встречающиеся на ней скопления гальки, конгломераты (базальный конгломерат) и другие признаки.

При несогласном залегании слои более молодых отложений лежат на размывтой поверхности древних слоев, испытавших существенные тектонические деформации, имеющих другие углы наклона (угловое несогласие), более значительную степень метаморфизации и другие признаки, резко отличающие эти слои от покрывающей их толщи осадков.

Деформации твердых тел, к которым относят горные породы, могут быть однородные — сжатие, растяжение и простой сдвиг, и неоднородные — изгиб и кручение. При однородных деформациях все участки тела деформируются одинаково; при неоднородных — величина и характер деформаций меняется и в различных частях тела различны.

Степень деформации определяется физическими свойствами тела и напряжением, которому данное тело подвергается. Если напряжение невелико, в теле возникают упругие деформации, т. е. такие, которые могут быть обратимы, не разрушают тело. При увеличении нагрузки деформация становится необратимой (хрупкой), разрушает тело.

Основные структурные элементы земной коры. Изучение строения земной коры, древних, новейших и современных движений дает основание выделить на Земле подвижные пояса и геосинклинали, а также устойчивые области — платформы.

Подвижные пояса приурочены к глубинным разломам, представляющим собой планетарные зоны дробления земной коры.

В схеме они подобны описанным ранее разрывным нарушениям, т. е. могут представлять собой сбросы, взбросы, сдвиги, надвиги, рифты и пр. Но они глубоко пересекают земную кору и во многих случаях прослеживаются (по очагам землетрясений и геофизическим данным) в верхней мантии, часто являются путями, по которым из глубоких очагов магма проникает в земную кору и на ее поверхность. Возникают разломы как в условиях сжатия, так и растяжения и вертикального перемещения блоков земной коры. Стимулируются эти движения, видимо, процессами, развивающимися в недрах Земли.

С глубинными разломами связаны геосинклинали и эпигеосинклинальные горные сооружения, срединные океанические хребты и ряд других морфоструктур.

Геосинклинали и формирующиеся в них структуры играют важную роль в формировании и развитии земной коры. Группируясь, они опоясывают земной шар в нескольких направлениях, отличаются высокой тектонической активностью, напряженным проявлением вулканизма, большими мощностями отложений, сложной дислоцированностью слоев и большими контрастами рельефа.

В развитии геосинклиналей выделяют несколько этапов. На первом этапе геосинклиналь закладывается в виде прогиба земной коры, в котором начинается накопление осадочных (обычно терригенных, образовавшихся за счет разрушения суши) горных пород и продуктов магматизма (лавы, туфы и пр.) основного и частично среднего состава. В дальнейшем — второй этап — на фоне общего погружения движения приобретают интенсивный дифференцированный характер и прогиб разделяется на более узкие зоны продолжающегося погружения, чередующиеся с зонами поднятий. Прогибающиеся зоны — интрагеосинклинали продолжают накапливать мощные толщи осадков, а воздымающиеся — интрагеоантиклинали становятся областями разрушения и сноса. К зонам поднятий

часто приурочены вулканы, извергающие продукты среднего состава (лавы, пепел). На третьем этапе происходит интенсивное складкообразование, внедрение магмы кислого состава и общий (региональный) метаморфизм накопившихся толщ. На четвертом этапе внедрение магматических масс продолжается, а движения земной коры характеризуются общим поднятием и образованием горного рельефа (стадия орогенеза). В дальнейшем интенсивность движений ослабевает, магматическая деятельность прекращается и горы постепенно разрушаются под действием внешних геологических факторов.

Подвижная область, прошедшая стадии геосинклинального развития, превращается в жесткий и малоподвижный участок земной коры — молодую платформу.

Платформы — жесткие участки земной коры, прошедшие сложный геосинклинальный цикл развития, приобретают под действием внешних геологических агентов рельеф слабо всхолмленной равнины и характеризуются спокойным (платформенным) тектоническим режимом. Движения земной коры выражаются здесь в виде волнообразных медленных поднятий и погружений.

Участки платформ, подвергающиеся преимущественному погружению и постепенно накапливающие серии осадочных слоев, носят название плит. Для них характерно двухъярусное строение. Нижний ярус (этаж) — древний складчатый фундамент — корни разрушенных горных сооружений, второй — верхний ярус (этаж) — осадочный чехол, обычно залегающий на складчатом основании с угловым несогласием.

Противоположностью плит являются щиты. Эти участки платформ испытывают преимущественное поднятие и являются местами сноса. Здесь отсутствует верхний ярус (осадочный чехол), и складчатое основание платформы обнажается на поверхности земли.

Если к окраине платформы причленяется горное (эпигеосинклинальное) сооружение, то у его края формируется

прогиб платформы — краевой прогиб, заполненный толщей осадочных горных пород — продуктов разрушения гор. В пределах платформ выделяют еще участки наиболее длительных и глубоких прогибов — синеклизы, участки пологих поднятий — антеклизы, своды и валы. Линейными элементами являются грабенообразные структуры — авлакогены, которые ряд исследователей сравнивает с рифтовыми структурами (например, Восточной Африки). На древних платформах некоторые авлакогены заполнены мощной (до нескольких км) толщей относительно молодых осадков, испытавших небольшие складчатые и разрывные нарушения.

В пределах хорошо изученной материковой коры находятся области, прошедшие геосинклинальный цикл развития на различных этапах геологической истории земли. Наиболее древние из них сформировались как жесткие (древние) платформы в архейскую эру и в раннем протерозое, т.е. 3,5—1,7 млрд. лет назад, и представляют ядра современных континентов.

Древними (докембрийскими) платформами являются: Восточноевропейская (Русская), Сибирская, Североамериканская, Бразильская, Австралийская и др. Осадочный чехол этих платформ начал формироваться с кембрия и даже с позднего протерозоя. На месте геосинклинальных поясов, прошедших полный цикл развития позднее (в байкальский, каледонский, варисцийский, мезозойский тектонические этапы), сформировались молодые платформы. Их принято называть, например, эпибайкальской, эпикаледонской и т. д., отражая в названии тектонический возраст складчатого фундамента (эпи — после). Примером эпигерцинской (эпиварисцийской) платформы может служить Западносибирская, имеющая в нижнем ярусе складчатый фундамент, сформированный в палеозое (около 300 млн. лет назад) и мезо-кайнозойский чехол.

Определение возраста платформ имеет большое практическое значение. От возраста платформы зависят, например, возраст осадочного чехла и связанный с ним комплекс полезных ископаемых (газ, нефть, каменный уголь, фосфориты и др.), глубина их залегания и условия эксплуатации. Молодые платформы более подвижны, часто граничат с еще активно развивающимися зонами (геосинклиналями) и сами вовлекаются в движение. Местами платформы активизируются.

Активизированными называют зоны, в которых усиливаются движения земной коры, происходят сложные тектонические нарушения и в пределах платформ формируется сложный горный рельеф (эпиплатформенные горы) обычно складчато-глыбового строения. Примерами таких гор называют Тянь-Шань, Алтай, Саяны и др. Другим примером активизации древней платформы считают рифты Восточной Африки (и сходные с ними). Развиваются они, видимо, в форме сильно вытянутого свода, осевая зона которого в результате растяжения оседает по линиям сбросов, образуя грабен (рифт). Активизация может сопровождаться и проявлением магматической деятельности (вулканы), которая в сочетании с тектоническими процессами характеризует своеобразный рифтовый режим.

Срединные океанические хребты, для которых характерна также рифтовая (расположенная вдоль оси) глубокая долина, считаются по их режиму сходными с рифтовым режимом активизированных зон материков, но развиваются срединные хребты в существенно иных условиях океанической коры.

Океанические платформы изучены еще очень слабо. Строе-ние их резко отличается от строения материковых платформ, а рельеф представлен обширными подводными равнинами.

Главнейшими методами изучения движений земной коры являются: геодезический, геофизический, гидрологический, геоморфологический, геологический и комплексный.

Геодезические методы — повторное нивелирование и триангуляция — позволяют выявить происходящие вертикальные поднятия и погружения и горизонтальные смещения участков земной коры, дать их количественную оценку.

Геофизическими методами определяется большой спектр движений. Например, изучается распределение и сила землетрясений, изменение наклонов земной поверхности, приливно-отливные деформации и др.

Гидрологическими методами (наблюдения за уровнем воды морей и озер) выявляются поднятия и погружения берегов морей и океанов, перекося озерных ванн, сопровождающийся постепенным осушением одного из берегов и затоплением противоположного.

Важное значение имеет геоморфологический метод, основанный на изучении рельефа и тех изменений, которые в нем происходят в связи с движениями земной коры. Эти движения влияют на развитие и деформацию террас в долинах рек, фиксируются поверхностями выравнивания, отражаются на деятельности потоков, работе морских волн и развитии берегов, форме склонов и профилей долин и т.д.

Геологические методы разнообразны. К ним относится изучение состава отложений, мощности слоев, изменений условий осадкообразования, нарушений последовательности напластования и др.

Комплексный метод — использование результатов наблюдений, выполненных всеми перечисленными выше методами. Суммируя наблюдения, можно получить наиболее правильное представление о направлении и скорости движений, их распределении во времени и на поверхности земного шара.

Изучение движений земной коры имеет и теоретическое, и практическое значение. Интенсивно развивающиеся движения участков земной коры часто свидетельствуют о возможных землетрясениях или извержениях вулканов.

Деформации земной коры могут нарушить устойчивость или деформировать важные инженерные сооружения (плотины, каналы, нефтепроводы и др.). Погружения суши под уровень моря (например, южные берега Северного моря) вынуждают строить дамбы, предохранять культурные земли от затопления. Поднятие берегов сопровождается обмелением бухт, затрудняет судоходство и т. д. Выбор того или иного метода определяется той целью, с которой движения земной коры изучаются.

Для регистрации смещений земной коры в момент их непосредственного проявления используют различные геофизические приборы: сейсмографы, наклонометры, отличающиеся высокой чувствительностью, настроенные на определенные периоды колебаний. Высокая точность наблюдения движений земной коры стала возможной благодаря новому методу — радиоинтерферометрии.

Геодезические и гидрологические методы для получения надежных результатов требуют отрезков времени, измеряемых годами, десятилетиями и столетиями. Только в отдельных случаях там, где движения развиваются быстро, например, при назревающем землетрясении или извержении вулкана, они могут быть выявлены геодезическими методами за короткий период.

Геоморфологические методы не выявляют движений короткого периода, дают надежные результаты при изучении поднятий и погружений, направленно развивавшихся длительные отрезки времени (геологические века, эпохи, периоды). Движения наиболее длительных периодов и древних этапов развития Земли изучаются геологическими методами.

Наблюдения за современными движениями земной коры показали, что эти движения очень различны по их происхождению, повторяемости, направленности, продолжительности, влиянию на строение и рельеф земной коры, силе и другим признакам.

Приборы непрерывно регистрируют мелкие высокочастотные пульсации, возникающие под действием самых различных причин: порывов ветра, штормовых волн в океане, изменения атмосферного давления, обвалов, движения оползней и даже движения транспорта. Часто слабые толчки являются отзвуками далеких землетрясений. К регулярно повторяющимся движениям относятся твердые приливы и отливы, возникающие в земной коре под действием сил притяжения Луны и Солнца. При прохождении приливных «волн» поверхность земли испытывает колебания с амплитудой до 43 см. Быстрые и значительные движения зарегистрированы в районах действующих вулканов и в сейсмических зонах.

В последние десятилетия весьма ощутимыми становятся движения участков земной поверхности, обусловленные деятельностью человека. Значительные оседания наблюдаются в местах выработки пластов каменного угля, эксплуатации месторождений нефти, природных газов, подземных вод и пр.

8.3. Тектонические движения и обусловленные ими формы и виды рельефа

Виды рельефа, образованные тектоническими движениями.

Горные породы с характерными для них свойствами находятся в земной коре в самых разнообразных условиях залегания и в различных соотношениях друг с другом, определяя геологическую структуру того или иного участка литосферы. Условия залегания горных пород во многом зависят от интенсивности тектонических движений. В результате тектонических движений формируются основные крупные (положительные или отрицательные) формы рельефа Земли.

Благодаря действиям денудации (разрушение и его перенос), обусловленные свойствами горных пород под действием экзогенных процессов, происходит перепарировка

геологических структур (изменение), формирование тектоническими движениями. В результате чего могут формироваться формы рельефа, облик которых в значительной мере определяется структурами. Поэтому такие формы рельефа называются структурными. Рельеф, образованный различными структурами с действием денудации, называются структурно-денудационными типами рельефа, и их типы зависят от типов геологических структур.

Выделяют следующие формы рельефа:

I. При горизонтальном залегании пород образуются следующие виды и формы рельефа:

- 1) Пластовая равнина;
- 2) Структурное плато — равнины Устюрта;
- 3) Столовидные равнины;
- 4) Останцовые и столовидные возвышенности (рис. 8.1).

II. В случае чередования стойких и непрочно-податливых пород, залегающих горизонтально, возникает ступенчатый рельеф. На склонах эрозионных форм рельефа при этих условиях образуются структурные террасы (рис. 8.2).

III. При моноклинальном залегании породы, чередующиеся стойкими и нестойкими пластами, под воздействием денудации образую рельеф, именуемый куэста — это грядобразные возвышенности с асимметрическими склонами, пологие, совпадающие с углом залегания пластов горных пород (бронированные), и крутые — срезающие пласты (рис. 8.3).

IV. Очень сложные структурные рельефы образуются на территории распространения складчатых структур. Очень крупные, со сложными внутренними строениями складки антиклинория и синклинории создают крупные горные области с внутренними межгорными впадинами и равнинам. Они в дальнейшем осложняются денудационными процессами, и создаются более мелкие формы и элементы рельефа.



Рис. 8.1. Останцевые формы рельефа столовидных возвышенностей

В настоящее время установлено, что главная роль в формировании основной черты современного рельефа эндогенного происхождения принадлежит новейшим тектоническим (неотектоника) движениям, под которыми понимают тектонические движения, происходившие в неоген-четвертичное время. Так, в крупных областях они слабо выражаются, а вертикально положительные тектонические движения в рельефе соответственно равнины, невысокие плато и плоскогорье с небольшим чехлом четвертичных отложений. К ним относятся: 1) восточно-европейская равнина; 2) западно-сибирские равнины; 3) средне-сибирские плоскогорья; 4) плато Устюрт.



Рис. 8.2. Форма рельефа в виде структурной террасы

Областям интенсивных тектонических погружений, как правило, соответствуют низменные равнины с мощной толщей осадков неоген-четвертичного возраста. К ним относятся: 1) прикаспийская низменность; 2) туранская низменность; 3) калмыкская низменность и т.д.

Областям интенсивных, преимущественно положительных тектонических движений соответствуют горы Кавказа, Памира, Тянь-Шаня и т.д.

Следовательно, рельефообразующая роль неотектонических движений проявляется прежде всего деформацией топог-

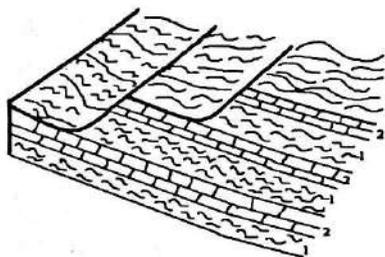


Рис. 8.3. Схема рельефа в форме куэсты: 1- мягкие породы, быстро поддающиеся выветриванию; 2- твердые породы, слабо поддающиеся выветриванию

рафической поверхности Земли в соединении положительных и отрицательных форм рельефа разного порядка.

8.4. Землетрясение и его влияние на рельеф

Сейсмические (от греч. «сейсмос» — колебания) явления возникают в результате разрядки внутренних напряжений Земли. Они относятся к категории наиболее опасных геологических

процессов. На поверхности земной коры сейсмические процессы проявляются в виде землетрясений (на суше) и моретрясений (на дне океанов).

Землетрясения — внезапные подземные толчки и быстрые упругие колебания земной поверхности. По происхождению различают землетрясения:

1. **Вулканические** — связанные с извержением вулканов.
2. **Тектонические** — связанные с внутренней энергией Земли, являются наиболее распространенными и разрушительными.

3. **Денудационные** — с физико-геологическими процессами: обвальные, оползневые, провальные и другие.

4. **Техногенные** — возникающие в результате подземных взрывов и других видов деятельности человека.

Все самые разрушительные землетрясения в мире, число жертв которых в совокупности составило многие миллионы человек, имеют тектоническую природу. Таковы землетрясения в Китае (1956 г. — Шеньси, число жертв 830 тыс.чел., 1976 г. — Тянь-Шань — 255 тыс.), в Японии (1923 г. — Кванто, 143 тыс., 2011 г. — более 15 тыс.), в Португалии (1755 г. — Лиссабон, 70тыс.). А также землетрясения в Чили

— 1960 г., в Ашхабаде — 1948 г., в Ташкенте — 1966 г., в Газли — 1976 г. и 1984 г., в Юго-Восточной Азии в Индийском океане 2004 г., более 200 тыс. жителей, Гаити 2010 г., более 200 тыс. жителей и др.

Землетрясения исключительно опасны не только прямым воздействием, но и негативными последствиями в виде оползней, обвалов, снежных лавин, селей, цунами и других неблагоприятных процессов. Так, например, в Таджикистане во время Хаитского землетрясения в июле 1949 г. в результате возникших оползней, обвалов и селей погибло и ранено более 25 тыс. человек.

Величайшая сейсмическая катастрофа произошла в высокогорной части Тибета 15 августа 1950 г. Ученые подсчитали, что энергия этого землетрясения была эквивалентна энергии взрыва 100 тыс. атомных бомб. Немногие очевидцы, оставшиеся в живых, свидетельствовали об огромных изменениях в рельефе, об оглушительном грохоте, сопровождавшем подземные толчки, о небе, померкшем от поднявшейся пыли.

В среднем в мире ежегодно происходит 1 катастрофическое, 10 сильно разрушительных и 100 разрушительных землетрясений.

Распространение землетрясений. Место проявления землетрясений совпадает с границами литосферных плит, районами вулканической деятельности и горообразования. Выделяют два главных сейсмических пояса — Средиземноморский-Гималайский и Тихоокеанский.

Средиземноморский-Гималайский пояс простирается через юг Евразии от берегов Португалии на западе до Малайского архипелага на востоке (Пиренеи, Альпы, Карпаты, Крым, Кавказ, Копетдаг, Гималаи, горные цепи Бирмы, острова Индонезии). К этому поясу приурочено 15% всех землетрясений в мире.

Тихоокеанский «огненный» пояс огромным кольцом охватывает берега Тихого океана. В его состав входят сейсмические зоны Аляски, Камчатки, Курильских

островов, Японии, Филиппин, Кордильер, Анд, побережий Центральной и Северной Америки, Алеутские и Гавайские острова. С этим поясом связано около 80% всех крупнейших землетрясений в мире.

За границами указанных поясов остаются некоторые другие весьма опасные сейсмические зоны: Тянь-Шань, горные системы Монголии и Китая, Прибайкалье в России, область великих озер в Африке.

На остальной части поверхности суши (платформы и другие малоподвижные участки земной коры), а также на обширных пространствах дна океанов (за исключением срединно-океанических и глубоководных желобов Тихого океана) землетрясения редкие и не достигают большой силы.

В рельефе наиболее опасные сейсмические районы приурочены к молодым складчатым горным сооружениям (подвижным геосинклинальным зонам), для которых характерны активные тектонические движения.

Строение сейсмического очага. Область возникновения подземного удара в толще земной коры и верхней мантии, где внезапно высвобождается потенциальная энергия, называется сейсмическим очагом. В центре очага расположен гипоцентр

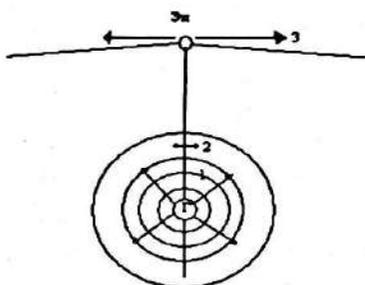


Рис. 8.4. Гипоцентр (Г), эпицентр (Эп) и сейсмические волны: 1- продольные; 2- поперечные; 3- поверхностные

(фокус) землетрясения. Проекция гипоцентра на земную поверхность называется эпицентром (рис. 8.4). Сила удара в эпицентре максимальная, так как расстояние от поверхности земли до очага здесь наименьшее. Линии равной интенсивности землетрясения называют изосейтами.

По глубине залегания гипоцентра (фокуса) различают землетрясения:

1. Мелкофокусные (поверхностные) — 0—60 км;
2. Среднефокусные — 60—150 км;
3. Глубокофокусные — 150—700 км.

Основная часть гипоцентров землетрясений приурочена к верхней части земной коры и залегает на глубинах порядка 20—30 км.

От очага землетрясения во все стороны расходятся упругие сейсмические волны, которые, достигая поверхности земли, производят на ней разрушительную работу. Их подразделяют на продольные, которые вызывают сжатие и растяжение пород в направлении их движения, и поперечные — вызывающие в твердых породах деформации сдвига. Разрушительное действие на сооружения оказывают и поверхностные волны, которые расходятся во все стороны.

Оценка силы и интенсивности землетрясений. Наука, которая всесторонне изучает землетрясения, называется сейсмологией. Основной объем наблюдений выполняется на сейсмических станциях, оснащенных весьма чувствительными приборами для записи колебаний грунта — сейсмографами. Основным документом, характеризующим землетрясение, является сейсмограмма. С ее помощью определяют расстояние до эпицентра землетрясения, глубину гипоцентра, энергию в очаге и другие параметры. По А.Д. Говарду, 11-минутный интервал между прибытием на сейсмограф продольной (Р) и поперечной (S) волн указывает на расстояние до эпицентра, которое составляет 10 тыс. км.

Для количественной оценки силы землетрясения в его очаге широко используется шкала магнитуд (М) по Рихтеру. Магнитуда землетрясения (М) определяется по амплитуде сейсмических волн (А), записанных по сейсмограмме в микрометрах на расстоянии 100 км от эпицентра и представляет собой десятичный логарифм максимальной амплитуды, т.е. $M = \lg A$. При других расстояниях от эпицентра до сейсмостанции вводится поправка.

Сейсмические районы на территории Узбекистана. На территории республики наиболее губительные последствия в последние десятилетия вызвали землетрясения в г. Ташкенте в апреле 1966 г. (значительные разрушения в центральной части города), в поселке Газли — 1976—1977 и 1984 гг., почти полностью разрушены одно- и двухэтажные дома поселка и т. д.

На карте общего сейсмического районирования территории республики разделены сейсмоопасные районы от 6 до 9 баллов (составлена Институтом сейсмологии АН). Наиболее сейсмоопасными являются Ферганская долина с предгорьями Тянь-Шаня, Памира и Чаткальских хребтов, Приташкентские районы (Северная и Северо-Восточная части), г. Ташкент, Кызылкумы и т. д.

Цунами. Возникающие моретрясения (эпицентры землетрясения располагаются не на суше, а на дне океанов) могут приводить к образованию огромных океанских волн — цунами (яп. tsu — гавань, nami — большая волна).

Распространяясь во все стороны от эпицентра на дне океана, волны проходят расстояния в сотни и тысячи километров со скоростью до 800 км/ч. На мелководье за счет трения скорость волны уменьшается, но ее высота резко увеличивается — до 10—30 м. Многометровая стена воды всей мощностью обрушивается на берег, сметая на своем пути постройки, различные сооружения, огромные деревья и др.

В мире известно более 900 случаев возникновения цунами, из них около 100 имели катастрофические последствия.

Крупнейшая в новейшей истории природная катастрофа, вызванная землетрясением близ о. Суматра с магнитудой 8,9 по шкале Рихтера, произошла 26 декабря 2004 г. Образовались гигантские волны цунами, которые смыли деревни и курорты в низменных районах Индонезии, Таиланда, Малайзии, Индии и других стран. От волн цунами погибло более 200 тыс. человек, десятки тысяч пропали без вести или ранены.

В результате сейсмических явлений новые формы рельефа не формируются, но осложняются существующие формы рельефа и поверхности Земли. В результате землетрясения на поверхности земли образуются новые трещины различного размера, иногда некоторые части земной коры по этим трещинам смещаются в вертикальном или горизонтальном направлениях. А также во время землетрясения часть поверхности может подняться, а другая часть — опуститься. Кроме того, в результате землетрясения проявляются оползни, обвалы и другие гравитационные или склоновые процессы, некоторые осложняют или изменяют формы и элементы рельефа.

8.5. Магматизм и его роль в формировании рельефа

Магматизм, его геологическое и рельефообразующее значение

Магматизмом называют сложный процесс перехода вещества глубоких зон земной коры и подкорковых масс из твердого в жидкое, газообразное и парообразное состояние, проникновения последних в верхние зоны земной коры или выхода на ее поверхность.

Изучение расположения магматических очагов дает основание предполагать, что одной из причин перехода горных пород из твердого состояния в расплавленное является нарушение тех условий, в которых эти породы находились. На глубинах 60—70 км от поверхности Земли (в астеносфере) температуры превышают температуру плавления любой горной породы в наземных условиях. Твердое состояние сохраняется только благодаря господствующему на этих глубинах давлению. При изменении равновесия за счет повышения температуры (притока тепла) или за счет уменьшения давления порода переходит из твердой фазы в жидкую и газообразную, приобретает большую подвижность и устремляется в области пониженных давлений, постепенно охлаждается (адиабатический процесс, передача тепла

вмещающим породам и пр.) и может закристаллизоваться в земной коре, образуя различные магматические тела.

Интрузивный магматизм развивается в толщах земной коры. Движение магмы и ее производных осуществляется по зонам тектонических нарушений (разломам); магма, пары, газы, горячие водные растворы взаимодействуют с вмещающими горными породами, происходит их переплавление, ассимиляция, обогащение привнесенными элементами. Образующиеся при застывании магмы тела по глубине их залегания подразделяют на глубинные (абиссальные) и приповерхностные (гипабиссальные).

Абиссальные тела имеют крупные размеры и, видимо, всем своим основанием связаны с магматическим очагом. К этим телам относят, например, батолиты и штоки. Гипабиссальные интрузии обычно связаны с питающими очагами узкими трещинами и каналами, образуются в результате внедрения магмы между пластами, в трещины, в своды складок. Представителями таких тел могут служить лакколиты, силлы, жилы и др. (рис. 8.5).



Рис. 8.5. Формы интрузивных тел. 1- батолит, 2- гарполит, 3- шток, 4- этмолит, 5- дайка, 6- жила, 7- лакколит, 8- лополит, 9- факолит, 10- пластовые залежи, или силлы, 11- купола, 12- лавовый очаг, 13- некк, 14- лавовый обелиск, 15, 16- лавовые потоки

Батолиты отличаются наибольшими размерами, неправильными очертаниями в плане, образуются на большой глубине. Изучать их удается там, где покрывавшие их толщи пород уничтожены денудацией. Слагающие породы имеют полнокристаллическую структуру; вмещающие породы часто несут следы сильного контактного метаморфизма. Площадь внедрения батолитов может достигать сотен квадратных километров.

Штоки — магматические тела округлого, овального или неправильного сечения площадью менее 200 км², уходящие в недра Земли в виде гигантских каменных свай.

Лакколиты — грибообразные тела, раздвигающие и приподнимающие в виде свода вмещающие породы. Размеры лакколитов от 100–200 м до нескольких километров в поперечнике. Примером могут служить гора Аю-Даг на Южном берегу Крыма, горы Бештау, Машук на Кавказе и др.

Силлы образуются путем внедрения магмы вдоль плоскостей напластования. Мощность таких интрузий изменяется от долей сантиметра до многих метров и даже сотен метров. Примером могут служить траппы Тунгусского бассейна.

Жилы (дайки) — интрузивные тела, образующиеся при внедрении магмы и ее производных в трещины горных пород, возникающие в условиях растяжения. Такие трещины могут быть заполнены магмой или минералами, которые выделяются из горячих паров, газов и водных растворов. Жилы пересекают породы различного состава и происхождения (осадочные, магматические, метаморфические), имеют различные минеральный состав, мощность, форму, часто образуют сложную ветвящуюся систему. Ближе к питающим магматическим очагам располагаются магматические жилы, дальше — гидротермальные. С жилами часто связаны месторождения полезных ископаемых (золото, серебро, свинец, цинк, медь и др.). При интенсивном выветривании

вмещающих горных пород магматические жилы, сложенные более стойкими породами, выступают на местности в виде каменной стенки — дайки.

Эффузивный магматизм (вулканические извержения) проявляется на Земле в виде трещинных излияний и центральных извержений.

При трещинных излияниях большие массы обычно жидкой основной (базальтовой) лавы извергаются через узкие длинные трещины и разливаются по окружающей местности, образуя лавовые покровы. Такое излияние произошло, например, в 1783 г. в Исландии, когда через трещину Лаки (длина 24 км) вылилось 12,5 км³ лавы, распространившейся на площадь до 9000 км². В конечной стадии извержения над трещиной образовались 94 небольших вулканических конуса, через которые произошло выделение остаточных продуктов (лавы, пепла, паров, газов). Обширные лавовые покровы в пределах материков известны в Северной и Южной Америке (Колумбия, бассейн р. Параны), Сирии, Аравии, на Деканском плоскогорье в Индии, в Средней Сибири. Новейшие данные свидетельствуют о широком распространении лав на дне океанов.

ГЛАВА 9. ЭКЗОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ И ОБУСЛОВЛЕННЫЕ ИМИ ФОРМЫ И ВИДЫ РЕЛЬЕФА

9.1. Общие понятия о рельефообразующих экзогенных процессах

К экзогенным процессам относятся все процессы, происходящие на поверхности земли под воздействием солнечной энергии, атмосферы и гидросферы. Если процессы происходят в естественных условиях, то они называются физико-геологическими процессами и явлениями. Это выветривание, эрозия, геологические работы временных и постоянных водотоков, геологические работы ветра и т.д. Мега- и макроформы рельефа земли, образованные эндогенными процессами, с момента зарождения постоянно подвергаются воздействию экзогенных процессов. Сложный и многообразный рельеф, который наблюдается на поверхности земли, это результат взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов, заключающихся в перемещении материалов — продуктов разрушения с более высоких гипсометрических уровней на более низкие. Таким образом образуются эрозионные и аккумулятивные типы рельефа.

Современный облик рельефа поверхности земли — это прямое воздействие на них экзогенных, эрозионных и аккумулятивных процессов с конца неогена и четвертичного периодов. Формирование новых форм и элементов рельефа под действием экзогенных процессов продолжается и в настоящее время. Однако интенсивное развитие промышленности, инженерно-хозяйственная деятельность человека, увеличение освоения новых земель в XX веке влияет на развитие экзогенных процессов. Если экзогенные процессы проявляются и интенсивно развиваются под воздействием инженерно-хозяйственной деятельности человека, то они называются инженерно-геологическими процессами и явлениями. Это обрушение

и обвал стенок карьеров, котлованов; вторичное засоление грунтов на орошаемых территориях; эрозия, происходящая под влиянием орошения; осадки грунтов под давлением зданий и сооружений и т.д.

9.2. Выветривание, элювиальные отложения и их влияние на рельеф

Процессы изменения и разрушения горных пород под совместным воздействием воды, кислорода, углекислоты, организмов и колебаний температуры называются выветриванием. Воздух, вода и организмы проникают в массивы пород по порам, трещинам и полостям, вызывая температурные изменения в породах, даже необлучаемых солнцем непосредственно.

Глубина проникновения агентов выветривания в массивах пород зависит от степени их трещиноватости, раскрытия и глубины трещин. Выветривание охватывает большие глубины при сильной тектонической раздробленности и трещиноватости массивов пород в зонах размывов, сдвигов, взбросах и др., в замках антиклиналей, на перегибах флексур и вообще в местах эндогенных растяжений толщи пород.

Особенность выветривания — постепенное дробление вещества, при котором частично или полностью происходит исчезновение прочных связей (кристаллизационных), при этом возникают новые, сравнительно слабые в механическом отношении коллоидные связи. По мере выветривания дробление, химическое разложение и возникающие при этом новые минералообразования ведут к образованию все более мелких частиц, в конечном счете, достигающих коллоидных размеров ($< 0,001$ мм.).

Наиболее сильно выветривание проявляется в поверхностной зоне массива. С глубиной процессы выветривания постепенно ослабевают и затухают. Поэтому в коре выветривания, особенно в современной зоне, выделяются, считая от поверхности, следующие зоны:

1. Глинисто-песчанная (порошкообразная), сильно измененная процессами выветривания;
2. Щебенчатая;
3. Глыбовая;
4. Монолитная слаботрещиноватая;
5. Порода, не затронутая выветриванием, наиболее глубокая.

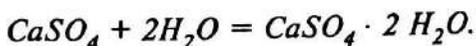
Интенсивное разрыхление пород подготавливает условия для дальнейшего выноса разрушенного материала ветром и водными потоками.

В зависимости от действующих факторов — агентов различаются: а) физическое или механическое; б) химическое и в) органическое выветривания.

Физическое выветривание обусловлено факторами, вызывающими главным образом механическое дробление пород. Его разновидности — температурное выветривание и морозное выветривание.

Химическое выветривания представляет собой разрушение горных пород, сопровождающееся изменением их состава. Наиболее активные вещества, химически взаимодействующие с породами — вода, кислород, углекислота и органические кислоты.

Простейший вид химического выветривания — растворение водой. Другой процесс химического выветривания — гидратация — заключается в поглощении минералом воды, молекулы которой затем входят в состав кристаллической решетки. Примером может служить переход ангидрита в гипс:



В процессе жизнедеятельности организмы и растения воздействуют на горные породы, разрушая их механически и биохимически. Особенно значительно их биохимическое воздействие на породы.

Механическое воздействие корней и самой растительности весьма велико. Можно наблюдать, как прорастающие растения приподнимают и пробивают асфальт по улицам городов. Известны случаи, когда растение верблюжья колючка пробивала двадцатисантиметровые железобетонные плиты.

Велика роль различных бактерий, которые в процессе жизнедеятельности поглощают из пород одни вещества и выделяют другие. Воздействие бактерий особенно значительно в верхнем (почвенном) горизонте, где их количество достигает десятков миллионов на 1 г. почвы.

В морских бассейнах большое количество растительных и животных организмов разрушают и растворяют породы.

Продукты выветривания могут накапливаться на месте образования либо переноситься на те или иные расстояния действием силы тяжести, потоков, воды, ветра.

Выветривание не образует каких-либо специфических форм рельефа. Однако будучи самым постоянным из химических изменений горных пород, оно готовит материал, который становится доступным для перемещения другими экзогенными агентами. Именно в этом аспекте роль выветривания — как фактор рельефообразования имеет большое значение.

Элювий инженерно-хозяйственная деятельность человека продукты выветривания горных пород, остающиеся на месте их образования, носят название элювий (лат. — выносить). Отличительная черта элювия — его связь с коренной породой, подвергшейся выветриванию. Можно всегда проследить, как элювий постепенно переходит в коренную породу.

Элювиальные отложения образуются на плоской поверхности водоразделов, в пределах седловин водоразделов, состоят из следующих пород: сверху вниз супеси и пески с примесью дресвы и щебня, дресвы, щебня, сильно разрушенной материнской породы. Мощность их колеблется от 0,2—0,5 м до нескольких метров.

В результате образования элювиальных отложений на водоразделах формируется плоскохолмистый рельеф, котлованообразные, циркаобразные углубления с пологими склонами и бортами, плосковершинные возвышенности и т.д.

9.3. Геологическая работа ветра и образование форм рельефа

В нижних слоях атмосферы наблюдается неравномерное распределение тепла, которое ведет к постоянным изменениям ее плотности. Последнее вызывает возникновение горизонтальных и вертикальных перемещений воздуха в виде ветра. Скорость движения потоков воздуха может быть весьма высокой.

Ветры бывают весьма значительной силы. Уже при скоростях 16–18 м/сек они срывают с крыш черепицу и сбрасывают кирпичи дымовых труб, при скоростях 19–21 м/сек. вырывают с корнем деревья.

Геологическая деятельность ветра весьма многообразна. Под действием ветра развиваются такие процессы как: выдувания — дефляция, обтачивания — коррозия, перенос материала и его отложение — аккумуляция. Эти процессы тесно взаимосвязаны и называются эоловыми процессами.

Дефляция — это процесс эолового происхождения — широко распространен на поверхности Земли, достигая особенной силы в областях пустынь. Дефляция возникает в результате выдувания частиц пород и последующего их перемещения либо по воздуху, либо путем перекачивания по поверхности. В районах, сложенных рыхлыми породами,



Рис. 9.1. Воздействие физического выветривания в гранитных слоях (Южные отроги Гиссарского хребта)



Рис. 9.2. Физическое выветривание устойчивых к выветриванию (песчаники) и неустойчивых к выветриванию (алевролит, глина) пород (юго-восточные отроги Бабатага)

в результате дефляции образуются своеобразные формы рельефа — котловины выдувания. Величина этих образований большей частью незначительна, но иногда могут встречаться и крупные формы. Солончаковая котловина Карын-Ярык в Западном Казахстане, имеет ширину от 2 до 10 км и вытянута по длине на 145 км. Глубина ее колеблется от 100 до 142 м.

Корразия. Песчаные частицы, переносимые ветром, с силой ударяются о поверхность твердых пород, вызывая стачивание на ней штрихов, борозд, желобов. Этот процесс называется корразией. В результате совместного действия дефляции и корразии происходит разрушение твердых пород, превращающихся в пыль и мелкие обломки, а также развиваются положительные и отрицательные формы рельефа. Особенно причудливые формы рельефа — останцы — образуются в пустынных областях, сложенных слоями твердых пород, имеющих различную сопротивляемость истиранию.



Рис. 9.3. Грибовидная форма пород, образованная в результате разрушения ветром песчаников Ута в Северной Америке (золотая корразия) (рис. Г.И. Раскатова)

Большой ущерб дефляция наносит сельскому хозяйству в степных районах, где удары ветра поднимают в воздух плодородный черноземный слой.

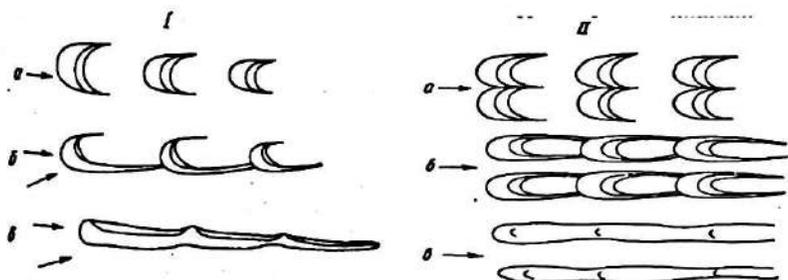


Рис. 9.4. Схема образования песчаных гряд в результате слияния барханов:
 I - Из одиночных барханов; II - из комплекса барханов;
 а,б,в - последовательное развитие первичных форм

Перенос и аккумуляция. Ветер приносит глинистые, пылеватые, а также тонкопесчаные частицы (размером менее 0,25 мм) на многие сотни и даже тысячи километров. Переносимые материалы отлагаются в низменных местах и пустынных, образуя отложения, которые называются золовыми отложениями. Мощность этих отложений колеблется от нескольких десятков см до 10–15 и более метров. Это в основном тонко-, мелко- и среднезернистые пески и лессы. Лессы в основном отлагаются в предгорьях, на водораздельных частях и на плоских вершинах гор.

9.4. Флювиальные процессы и обусловленные ими формы и виды рельефа в результате их деятельности

Весь огромный объем атмосферных и поверхностных вод, которые стекают по поверхности суши, формируют долины рек, заполняют озера и моря, принимают участие в большой геологической работе, которая проявляется в форме различных геологических процессов: струйчатой эрозии, оврагообразования, речной эрозии, селей, морской абразии. Поэтому они являются одним из основных физико-геологических процессов и явлений, а также одним из важнейших факторов преобразования рельефа земли.

Совокупность геоморфологических и физико-геологических процессов, осуществляемых текучими поверхностными водами, называется флювиальными процессами. Водотоки (русловые потоки) подобно другим экзогенным агентам производят огромную разрушительную работу. Это эрозия – разрушение горных пород, перенос разрушенного материала и его аккумуляция. В результате чего происходят эрозионные и аккумулятивные процессы, которые создают следующие формы рельефа:

1) выработанные – эрозионные; 2) аккумулятивные.

Эрозионные и аккумулятивные процессы происходят под действием двух видов водотоков:

1) **временные водотоки**, образующиеся атмосферными осадками: дождь, снег, талые воды;

2) **постоянные водотоки** – речные потоки.

9.4.1. Геологическая работа атмосферных вод, образование делювиальных, пролювиальных отложений и их влияние на рельеф

Атмосферные воды образуют временные водотоки, которые разделяются на: 1) плоскостной смыв; 2) временные русловые водотоки.

Когда идут интенсивные дожди, вся поверхность склона или равнины заполняется водой, которая сплошным потоком движется по поверхности, при этом образуется плоскостной смыв всей поверхности склона, и смываемые продукты разрушения накапливаются на склонах и подножиях склонов. Эти осадки накопления называются делювиальными отложениями.

Мощность их колеблется от 0,2–0,5 до 20–30 м, состоят в основном из лессовидных пород – супеси, суглинки с включением дресвы и щебня. В результате временных потоков образуются: а) эрозионные промоины – в виде небольших углублений с глубиной от 0,1–0,2 до 0,5–1 м; б) овраги –

активный эрозионный процесс, который глубоко врежется в поверхность Земли с глубиной от 1–2 до 10–20 м и более, шириной от 1–3 до 50 и более метров; в) селевые потоки — смесь грязи, камней и воды, движутся с большой скоростью вниз по оврагам и т.д., образуя грязокаменный временный поток. Накопление на склонах продуктов выветривания создает условия для формирования селей. Сели по составу бывают грязевые, грязокаменные и каменные.

Отложения, формирующиеся в результате селевых потоков — временных потоков, называются пролювиальными отложениями. Селевые потоки, выходя из горной части в долинную часть поверхности Земли, выносят огромное количество разрушительного материала. При выходе из горной части селевые потоки растекаются по равнинам в виде конуса, поэтому их называют конусами выноса.

Состав пролювиальных отложений очень разнообразен и изменяется от предгорной части в сторону долины: глыбы, плохо окатанные валуны, галечники, гравий, пески и мелказем; в ее периферийных частях лессы и лессовидные (супеси, суглинки) породы, мощностью от нескольких метров до сотни метров.

В результате действия атмосферных вод образуются следующие формы рельефа: 1) овражно-балочные; 2) водосборные понижения; 3) лощины; 4) эрозионные саи; 5) конуса выноса.

9.4.2. Геологическая работа речных вод, образование аллювиальных отложений и их влияние на рельеф

Постоянные водотоки — речные воды, в процессе своей деятельности выработывают линейные отрицательные формы рельефа, так называемые речные долины. Основные элементы речной долины — это русла, пойма, речные террасы, склоны террас.

Русло реки — наиболее углубленная часть речной долины, по которой протекает река, межен (наименьшее количество

воды): пойма — приподнятая над меженным уровнем вода в реке, часть дна долины; речные террасы — на склонах новых речных долин, выше уровня поймы можно наблюдать выровненные площадки различной ширины, отделенные друг от друга более-менее выраженными в рельефе уступами. Такие уступообразные формы рельефа называются речными террасами и их может быть от 3 до 5 и более.



Рис. 9.5. Делювиальный шлейф, развитый на склонах Ангренских гор

Отложения, образованные постоянными водными потоками, называются аллювиальными. Долины, сложенные аллювиальными отложениями, называются аллювиальными долинами.

По составу аллювиальные отложения разнообразны: супеси, суглинки, глины, пески, валуны, галечники, гравий с мощностью от нескольких метров до 100 метров и более. Величина обломков уменьшается с верхнего течения к нижнему, к устью реки.

Современные русла рек в основном сложены валунно-галечниковыми отложениями, а в низовьях — песками. Пойма реки сложена илами, мощностью 0,5–2,0 м.

Разрушительные работы рек называются речными эрозиями, и по всей длине реки они делятся на 1) верховья реки, где скорость течения воды очень большая, идет донная эрозия; 2) с выходом реки в долину — боковая эрозия; 3) в устье реки — аккумуляция.

Таким образом, в результате эрозионных процессов формируются различные типы эрозионных и эрозионно-аккумулятивных типов рельефа, к которым относятся:

- 1) Долинно-балочный рельеф;
- 2) Овражно-балочный рельеф (адирные типы рельефа);
- 3) Плоскогорные типы;
- 4) Рельеф типа «дурные земли» — бедленд, такой тип развивается в низкогорьях, сложенных слабопрочными осадочными породами — алевролиты, аргиллиты, песчаники и др.

В результате аккумуляции формируются аккумулятивные формы рельефа:

- 1) Аллювиальные террасы — равнины;
- 2) Аллювиально-пролювиальные плоские, слабо расчлененные типы; пролювиальные предгорные равнины.



Рис. 9.6. Развитие оврага на предгорной равнине (на примере долины Сурхандарья).

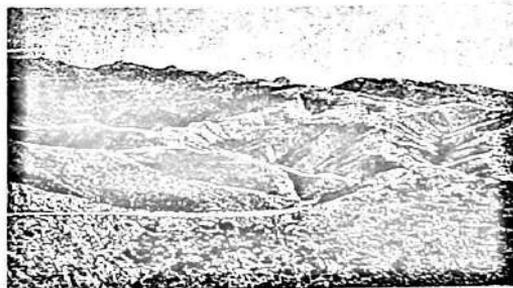


Рис. 9.7. Вид рельефа в виде эрозионной балки на юго-западных предгорьях хребта Бабатаг (сай Лалмикор)



Рис. 9.8. Развитие оврагов на адрах, образованных в мощных толщах лессовых пород на юго-западных отрогах хребта Бабатаг

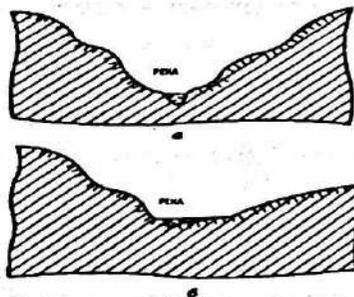


Рис. 9.9. Поперечный разрез речной долины: а- симметричный; б- асимметричный

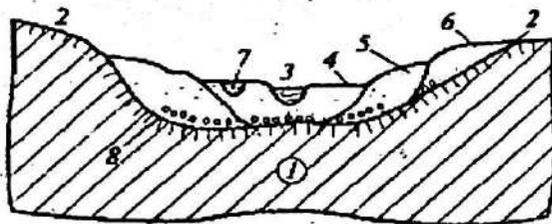


Рис. 9.10. Элементы строения речной долины: 1- коренные породы; 2- склон; 3- русло; 4- пойма; 5- первая надпойменная терраса; 6- вторая надпойменная терраса; 7- старое русло; 8- дно долины.

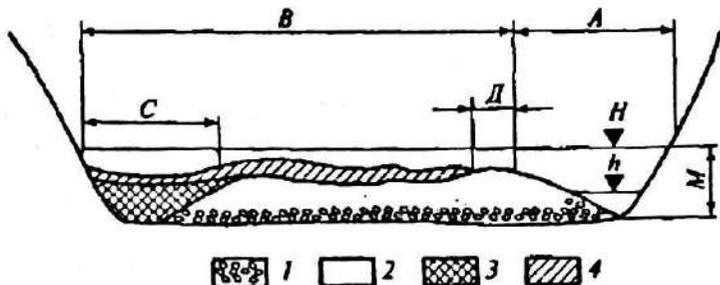


Рис. 9.11. Схема строения поймы (По Е.В. Шанцеру): А- русло; В-пойма; С- старое русло; Д- поднятие перед руслом; Н- уровень подъема воды ; h-пониженный уровень воды; М- мощность аллювиальных отложений (русловой аллювий); 1- крупнозернистый песок, гравий, галечник; 2- мелко- и пылеватый песок; древний аллювий; 3- торф; аллювий поймы; 4- суглинок

Террасы и их виды. В результате врезания реки в свои отложения по обоим ее берегам образуются террасы. Из-за неоднократного повторения снижения базиса эрозии по обоим берегам реки образуются ступенчатые террасы на разных высотах (рис. 9.12).

Террасы бывают продольные и поперечные. Поперечные террасы располагаются поперек долины реки и образуют водопады и пороги. Воды реки по пути своего движения размывают твердые и мягкие породы. Если мягкие породы размываются быстро и легко, то твердые породы размываются с трудом, и образуют террасовидные уступы, достигая по высоте несколько десятков и сотни метров.

Водопады в большинстве случаев образуются в горных реках и саях. Например, они образуются в долинах рек Чаткальских, Пскемских, Кураминских хребтов, Нарына. Много водопадов в реках Бабатага, Гиссара. Высота некоторых водопадов Узбекистана достигает 20 и более метров. Многочисленные и высокие водопады имеются в горах Кавказа, Алтая, Швейцарии, Норвегии, Швеции, ЮАР, Венесуэлы, Перу.

Например, водопад Анхель — самый высокий водопад в мире (более 970 метров) находится в тропических лесах Венесуэлы, расположен на реке Чурун.

Водопад Тугела, высотой 948 м, расположен в ЮАР на реке Тугела.

Водопад Оло'урепа, высотой 900 м, расположен в США, водопад Yumbilla, высотой 895,4 м, расположен в Перу (Рис. 9.15).

Водопад Vinnufossen, высотой 860 м, расположен в Норвегии.

Водопад Valifossen, высотой 850 м, расположен в Норвегии, на реке Vali.

На границе между США и Канадой располагается широчайший из водопадов — Ниагара.

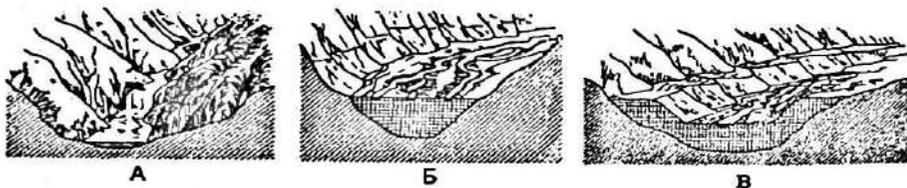


Рис. 9.12. Последовательность развития речной долины и образования надпойменной террасы (А, Б, В)

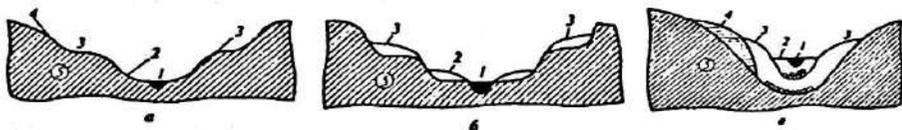


Рис. 9.13. Типы надпойменных террас: а- эрозионный; б- цокольный; в- аккумулятивный; 1- русло; 2-пойма; 3- первая надпойменная терраса; 4- вторая надпойменная терраса; 5- коренные отложения.

Продольные террасы в зависимости от составляющих их материалов и строения разделяются на 3 типа: эрозионные, цокольные и аккумулятивные (рис. 9.13).

Эрозионные террасы в результате размыва скальных пород на первой стадии развития реки образуются в основном в горных реках или в верховьях рек. Если эрозионные террасы покрыты аллювиальными отложениями малой мощности, то они называются цокольными террасами.

Аккумулятивные террасы могут быть образованы на скальных породах или из-за их размыва (рис. 9.13, 9.14).

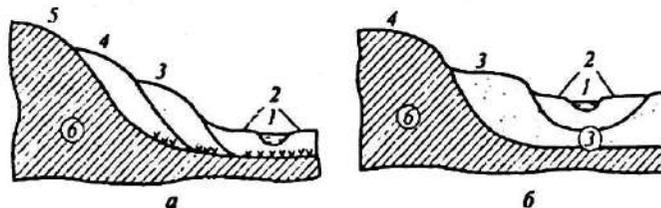


Рис. 9.14. Вид надпойменных аллювиальных террас: а- образованные на скальных породах; б- образованные из-за размыва; 1- русло; 2- пойма; 3-5- надпойменные террасы; 6- скальные породы.

Река, сперва размывая скальные породы, образует долину, затем через некоторое время заполняет долину аллювиальными отложениями. Из-за изменения базиса эрозии усиливается эрозия, в результате река начинает размывать свое русло. Первичные отложения остаются наверху и образуется терраса. Неоднократное повторение указанного процесса приводит к образованию нескольких террас (рис. 9.14).

9.5. Геологическая работа подземных вод и их влияние на рельеф

Воды, находящиеся в верхней части земной коры и ниже поверхности Земли называются подземными водами, которые выполняют огромную геологическую работу, а также играют большую роль в жизни и хозяйственной деятельности человека.

Выявлением происхождения, состава, взаимодействия с горными породами подземных вод, а также законов их движения занимается наука гидрогеология.

Воды в условиях земной поверхности находятся в постоянном движении. Испаряются с поверхности океанов, морей, озер, болот, рек и почвы, снова выпадают в виде жидких и твердых осадков на землю и в море. Из осадков, выпавших на поверхность суши, часть стекает в реки и моря, другая — испаряется и вновь попадает в атмосферу, а третья — просачивается в почвы и горные породы.

Таким образом, воды гидросферы и земной коры непрерывно совершают общий круговорот, сюда включаются также талые воды ледников и многолетнемерзлых пород, и воды, поступающие из глубин Земли с магмой и выбрасываемые вулканами.

Обмен воды между океанами, морями, атмосферой и суши называют большим круговоротом воды в природе. Если испаряющаяся с поверхности моря вода снова



Рис. 9.15. Водопад Yumbilla, высотой 895,4 м, расположен в Перу

попадает в море, это называют малым круговоротом. Обмен воды в пределах суши называют внутренним круговоротом.

В результате общего круговорота образуется основная масса подземных вод. Подземные воды по происхождению подразделяются на следующие воды:

1. Инфильтрационные воды
2. Конденсационные воды
3. Седиментационные воды
4. Ювенильные воды

По условиям залегания и определяемым динамическим,

физическим и химическим характеристикам подземные воды можно разделить на нижеследующие типы:

1. Воды зоны аэрации — верховодка
2. Грунтовые воды
3. Межпластовые или артезианские воды
4. Карстовые воды
5. Трещинные или жильные воды

Подземные воды различаются по физическим свойствам и химическим составом.

К основным физическим свойствам подземных вод относятся: цвет, вкус, запах, температура, прозрачность и плотность.

Химический состав подземных вод. Подземные воды представляют собой сложные естественные растворы, находящиеся в многообразных связях и взаимодействии с окружающей природной средой. Формирование химического и газового состава подземных вод происходит в результате процессов выщелачивания, испарения, конденсации, ионного обмена, поглощения и выделения газов, а также

физического и химического взаимодействия подземных вод с породами, почвами и газами. В настоящее время в воде обнаружено свыше 80 элементов.

В подземных водах находятся растворенные вещества, диссоциированные на ионы, а также коллоидные частицы, газы, микроорганизмы. Эти компоненты поступают в подземные воды из горных пород, атмосферы и с поверхностными водами.

I. Верховодка. Верховодкой называют временное скопление подземных вод в зоне аэрации. Зона аэрации — это пространство от поверхности земли до уровня грунтовых вод, где происходит просачивание осадков в сторону грунтовых вод — постоянный водоносный горизонт. Водоупорами для верховодки могут служить линзы и прослойки глин, суглинков, супесей, горизонты погребенной почвы.

Особенности верховодки как своеобразного типа:

- расположение ее в пределах пород в зоне аэрации;
- временный характер и сезонность;
- ограниченность распространения;
- зависимости ее запасов, режима и качества от климатических условий и хозяйственной деятельности человека;
- легкая загрязняемость и непригодность для постоянного водоснабжения.

II. Грунтовые воды. К грунтовым водам относятся воды первого от поверхности земли, постоянно действующего водоносного горизонта, залегающего на относительно выдержанном, постоянном водоупоре и имеющего свободную поверхность. Расстояние от водоупора до поверхности грунтовых вод называется мощностью водоносного горизонта.

Поверхность грунтовых вод называется уровнем (в разрезе) или зеркалом (в плане) грунтовых вод. Области питания, распространения и разгрузки грунтовых вод совпадают, т.е. питание через зону аэрации осуществляется

по всей площади распространения, и в этой области идет разгрузка в долины рек и оврагов или испаряется.

Основные особенности грунтовых вод следующие:

— неполное заполнение водопроницаемого пласта или толщи пород;

— залегание вблизи поверхности земли в рыхлых отложениях изменчивой мощности, преимущественно четвертичного возраста;

— глубина залегания уровня, температура воды, минерализация и расход подвержены систематическим колебаниям во времени;

— подземный сток грунтовых вод обычно направлен от водоразделов к речным долинам.

III. Артезианские воды — межпластовые воды, залегающие в водоносных горизонтах (комплексах) между водоупорными пластами и находящиеся под гидростатическим давлением. Самая характерная черта артезианских вод — наличие напора, проявляющегося в поднятии подземных вод над кровлей водоносного горизонта, а в некоторых случаях даже фонтанирование. Линия, соединяющая отметку установившегося напорного уровня в скважинах называется пьезометрическим уровнем артезианских вод.

Основными особенностями артезианских вод являются:

— Они полностью занимают всю мощность водопроницаемой толщи;

— Их области питания, распространение и разгрузки не совпадают, и находятся далеко друг от друга;

— Они изолированы сверху и снизу водоупорами, поэтому режим этих вод более стабилен по сравнению с режимом грунтовых вод;

— Поверхностные факторы оказывают на него гораздо меньшее влияния;

— Артезианские воды образуют восходящие источники;

— Они широко используются для водоснабжения.

IV. Трещинные или жильные воды. В трещинах массивных пород также могут накапливаться подземные воды, в одних случаях имеющие единую гидравлическую систему, в других – образующие группу разобщенных горизонтов, эти воды называются трещинными или жильными водами.

В зависимости от характера системы трещин, разбивающих породы, эти воды могут иметь напор или свободную поверхность.

V. Карстовые воды. Подземные воды. Циркулирующие по каналам, трещинам, пустотам, образовавшимся в карстующих породах (известняки, доломиты, гипсы и др.) называются карстовыми водами. В большей части карстовые воды гидравлически связаны с трещинными водами. Иногда в качестве карстовых подземных вод выступают целые реки, вливающиеся в подземные карстовые пустоты.

9.5.1. Заболачивание, засоление, просадка и их влияние на рельеф

Подземные воды, залегающие близко к поверхности Земли, влияют на формирование ряда физико-геологических процессов, таких, как заболачивание, засоление почвогрунтов, просадочные явления и т.д.

Заболачивание. Близкое залегание подземных вод к поверхности Земли приводит к заболачиванию. Постоянное увлажнение почвы-грунта грунтовыми водами приводит к образованию болот, поверхность которых покрыта различными растениями. Увеличение накопления органических веществ в болотах приводит к образованию торфяников. По гипсометрическим отметкам болота разделяются на:

– высокие, находятся на водоразделах и в седловинах гор, где мощность болот небольшая, накопление органических веществ также мало;

– низкие, настоящие болота, образующиеся в низменных частях земли.

Вторичное засоление грунтов. В пустынных и полупустынных, в низких площадях близкое залегание грунтовых вод, а также временное накопление на этих площадях атмосферных вод, приводят к измельчению почво-грунта, а при испарении вод соли остаются в почво-грунтах, и в результате происходит накопление соли с образованием солончаков, т.е. происходит засоление грунтов. В результате действия дефляции эти соли и измельченные почво-грунты выдуваются, а на их месте образуются такыры. Многократное повторение этого процесса приводит к образованию вторичного засоления почво-грунта. В результате этих процессов на поверхности Земли образуются следующие формы и элементы рельефа:

- солончаковые низменности;
- такыры;
- котловины выдувания;
- солончаковые гряды.

Просадочные явления. Уменьшение объема грунта при увлажнении под давлением собственного веса называется просадочностью. Она характерна лёссам и лёссовидным породам. При проявлении просадочных явлений в природных условиях на поверхности Земли образуются просадочные трещины, просадочные «блюдца», котловины и т.п.

9.6. Виды и формы суффозии и карста

9.6.1 Явления суффозии и их влияние на рельеф

Суффозией называется процесс выноса частиц грунта потоком подземных вод, в результате чего на поверхности земли образуются суффозионные воронки или происходят разрыхления и оседания верхних слоев горных пород.

Существует несколько разновидностей суффозии: механическая, происходящая в основном в песчаных породах; химическая — в засоленных отложениях; глинистый или лёссовый карст; суффозионные оползни. Однако во всех случаях суффозия может возникнуть только при определенных

условиях, к которым относятся: высокие градиенты напора и определенный гранулометрический состав пород.

В результате суффозионных процессов осложняется рельеф, образуются суффозионные воронки, провалы, во многих случаях они являются началом оврагообразования.

9.6.2. Явления карста и их влияние на рельеф

Карст — процесс выщелачивания растворимых пород движущимися поверхностными и подземными водами, сопровождающийся образованием воронок, провалов, пещер и других пустот, как на поверхности земли, так и в массиве породы, получил название карстообразования или карста.

Карст — коррозионный процесс, и для его развития необходимо наличие:

1) Растворимых горных пород и залегание их выше базиса эрозии;

2) Движущихся поверхностных и подземных вод, их постоянный водообмен, гидродинамический напор, соответствующий химический состав, обеспечивающий их растворяющую способность;

3) Трещиноватых и раздробленных горных пород, обеспечивающих турбулентный характер движения подземных вод и высокую водопроницаемость.

Интенсивному развитию карста способствуют сильно пересеченный или расчлененный рельеф, влажный климат и густая растительность, задерживающая поверхностный сток.

В зависимости от литологии карстующих пород различают следующие типы карста:

1) **Карбонатный карст** — известняки и доломиты;

2) **Сульфатный карст** — гипс, ангидрит;

3) **Соляной карст** — каменная соль.

В зависимости от положения массивов карстующих горных пород различают: открытый, закрытый и полукрытый карст.

Открытый или подземный карст образуется в том случае, если карстующиеся, т.е. растворимые породы залегают на поверхности земли (рис. 9.16). В этом случае размыв приводит к возникновению таких форм карстопоявления, как карры, карстовые желоба, поноры, воронки, карстовые поля.

Закрытый или скрытый карст образуется в том случае, если карстующиеся породы перекрыты с поверхности нерастворимыми, но водопроницаемыми породами. В этом случае возникают такие подземные формы карста — каверны, каналы, галереи, пещеры, подземные реки и озера. В некоторых из этих подземных пустот образуются натечные формы отложения солей — сталактиты и сталагмиты.

Полуоткрытый карст образуется, когда часть массива карстующих пород покрыт некарстующими, но водопроницаемыми породами, а другая часть выходит на поверхность.

В результате карстового процесса образуются следующие микроформы и элементы рельефа:

- 1) Карры;
- 2) Карстовые воронки;
- 3) Карстовые котловины.

9.7. Виды и формы рельефа, обусловленные гравитационными процессами

1. Оползни, обвалы

Оползни — под оползнем следует понимать перемещение масс горных пород вниз по склону под действием силы тяжести, связанное в ряде случаев с деятельностью поверхностных или подземных вод и носящее характер скольжения, сдвижения или медленного всплывания пород со склона.

Оползни широко развиты на берегах морей и рек, особенно горных рек, в горных склонах, в предгорных склонах. Оползни иногда сопровождаются обвалами и завалами. Например, оползень на р. Заравшан (Таджикистан, 1964 г.) перегородил реку

завалом объемом более 20 млн. т (Айнинский завал), образовав водохранилище объемом около 150 млн. м³, что представляло большую угрозу населенным пунктам и сооружениям, расположенным ниже по реке в случае внезапного прорыва этого завала. Поэтому этот завал был устранен в короткие сроки по рекомендациям акад. Г.А. Мавлянова.

В результате образования закрытого (подземного) карста образуются:

- 1) Пустоты; 2) Каналы; 3) Карстовые шахты и колодцы;
- 4) Пещеры (рис. 9.17).

Главными морфологическими элементами оползней являются:

- 1) Надоползневой уступ — площадка, расположенная

выше бровки срыва, не подверженная оползанию;

- 2) Стенка срыва — верхняя часть поверхности скольжения, имеющая вид уступа и образовавшаяся в результате смещения вниз тела оползня;

- 3) Оползневые трассы — уступы на теле оползня, расположенные один под другим и несколько запрокинутые в направлении, обратном падению;

- 4) Тело оползня — вся масса оползающей по склону породы, ограниченная по глубине поверхностью скольжения;

- 5) Поверхность скольжения — поверхность, по которой проходит смещение пород со склона, залегает на



Рис. 9.16. Начальная стадия открытого карста в палеогеновых известняках (Даганакыйский горный хребет)

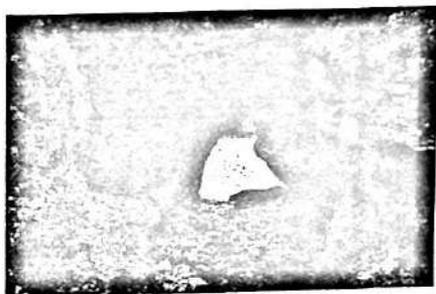


Рис. 9.17. Вид пещеры с разрушенными стенами

различной глубине от поверхности земли и имеет плоскую, круглоцилиндрическую или бугристую форму в зависимости от геологического строения и литологии пород;

б) Вал выпора – возвышение из нарушенных и перемятых пород в нижней части (языке) оползня (часто образуется на берегах рек, пораженных оползнями, ниже уреза воды).

В зависимости от природных условий местности, где развиты оползни, т.е. климата, геологического строения и литологии, гидрогеологических условий, топографии, геоморфологии и других, выделяют оползни различных типов, отличающиеся по таким признакам, как:

1) Место образования – оползни в породах, на склонах речных долин, на морских побережьях, в горах и предгорьях;

2) Объем – малые до 1000 м³, средние до 100 тыс. м³, большие более 100 тыс. м³;

3) Форма в плане – глетчерные, фронтальные, циркообразные;

4) Причины потери устойчивости – оползни суффозионные, консистентные и структурные;

5) Тип движения – оползнитолкающие и соскальзывающие;

6) Характер движения – оползни скольжения, оползни – потоки, оползни – обвалы;

7) Строение оползневого склона – оползни в однородных породах, по контакту двух пород и поперек напластования.

Природные условия и хозяйственная деятельность человека могут способствовать более или менее интенсивному развитию оползневого процесса, что и определяет его оценку и степень угрозы. Мероприятия по борьбе с оползнями разделяются на профилактические и инженерные. К первым следует отнести уход за лесонасаждениями, надзор за проведением земляных работ на склоне, наблюдение за нормальной работой водоотводящих дренажных и других инженерных сооружений на оползнях.

В результате оползневых процессов на поверхности Земли образуются крутые стенки оползневых склонов, циркообразные углубления и другие формы и элементы рельефа, осложняющие основные формы.

Обвалом называется внезапное обрушение больших массивов пород горных склонов, сопровождающееся опрокидыванием и дроблением пород. Обвалы возникают в результате ослабления внутренних связей вследствие выветривания или увлажнения породы. Обвалы различают как по величине, так и по составу обрушающихся пород: каменные, земляные, смешанные. В скальных породах возникают обычно (до 85% случаев) малые и средние обвалы, однако не исключены и грандиозные обвалы. Например, в результате обвала, произошедшего в горах Памира, обвальной массой около 5 млн. м³, запрудившей р. Мургаб, образовалось высокогорное Сарезское озеро.

Обвалы представляют собой опасные геологические явления в горах, угрожают движениям на горных дорогах, а также различным сооружениям.

Камнепады, осыпи, осовы, курумы. Камнепадом называется падение со склонов отдельных камней или глыб. Они возникают обычно после дождей или снеготаяния вследствие уменьшения сил сцепления между камнями и глинистым заполнителем, в котором находятся.

Курумы — это осыпи, располагающиеся у подножья склона в виде шлейфа с очень пологими углами поверхности. И их часто называют каменными потоками.

Под **осовами** понимают осыпи, сложенные глинистыми сланцами, мергелями и другими размягчающимися от воды горными породами. Движение таких осыпей носит характер пластического течения.

Обвальные процессы также осложняют основные формы рельефа, и в склонах гор образуются крутые стенки — стенки отрыва, насыпные склоны и др.

9.8. Виды и формы рельефа, обусловленные гляциальными и нивальными процессами

Гляциальные процессы и их влияние на рельеф

Гляция — с древнегреческого означает «лед», т.е. процессы, происходящие под влиянием ледников, называется гляциальными процессами. Наука, изучающая ледники, называется гляциология.

Ледники — это естественные накопления льда, обладающие собственным движением и возникающие на суше в результате аккумуляции и преобразования твердых атмосферных осадков. Обязательными условиями для развития таких процессов является оледенение. Оно возможно лишь в том случае, если данный участок находится в пределах хионосферы.

Хионосфера — от греческого «хион» — снег, «сфера» — шар, т.е. снежная сфера. Это условное понятие, под которым подразумевается слой тропосферы с положительным балансом твердых атмосферных осадков. Нижняя граница хионосферы называется снеговая граница или снеговая линия. Это высотный уровень, выше которого снег и твердые осадки могут сохраняться хотя бы отдельными пятнами в течение года. Накопление твердых осадков преобладает над их таянием и испарением. Различают следующие виды снеговой границы:

- **Климатическая; т.е. истинная;**
- **Сезонная и местная.**

Различают два типа льда: 1) водный; 2) снежный. Эти льды образуются при метоморфизации снега.

Снег в результате многократного замерзания и оттаивания, под давлением приобретает крупнозернистую структуру, превращающуюся в фирны — кристаллизационный снег. В дальнейшем в глетчерный лед, т.е. лед ледников суши.

Ледники разделяются на две зоны: 1) зона аккумуляции; 2) зона абляции — это расход льда через таяние и испарение.

Различают два типа ледников:

- 1) **Горные** — ледники стока;
- 2) **Покровные** — ледники растекания.

Таким образом, во время своего движения ледники выполняют определенную геологическую работу, образуя отложения и различные формы рельефа. Основными формами горно-ледникового рельефа или гляциальными формами являются:

1) **Фирновые и снежные пятна** — линзообразное накопление неподвижного снега и фирна в неглубоких понижениях пологих склонов;

2) **Ледники ступенообразных поверхностей** образуются у подножия крутых склонов, питающихся лавинами, сходящими с этих склонов;

3) **Висячие ледники** — небольшие ледники, залегающие на крутых склонах без заметного ограждения по краям возвышенностей крутых склонов;

4) **Каровые ледники** (кар — из шотландского «кресло») — сравнительно небольшие ледники, занимающие кресловидные понижения;

5) **Ледники вулканических конусов;**

6) **Ледники плоских вершин;**

7) **Ледники долины или трога** (трог — из нем. «корыто»);

8) **Ледниковые цирки.**

В результате движения гляциальных ледников горные породы разрушаются, превращаются в обломки различного размера и накапливаются, эти накопления разрушенных материалов называются моренными отложениями или просто моренами. Они литологически очень разнообразны, от валунов до суглинков различной мощности. Морены бывают: 1) обляциальными; 2) берего-боковыми; 3) конечными.

Морены образуют различные формы и элементы рельефа ледникового происхождения: холмы, гряды, бугры, долины.

Нивальные и флювиогляциальные процессы и их влияние на рельеф

Нивация — с греческого означает «снег», т.е. снежная эрозия, которую называют нивальными процессами. Это разрушительное действие снежного покрова на породы посредством усиленного морозного выветривания в условиях попеременного замерзания и оттаивания на снеговой границе. Таким образом, эти процессы называются нивальными, а отложения, образованные в результате этого процесса — нивальными отложениями.

При таянии ледника возникают водные потоки, которые также выполняют определенную геологическую работу. Эти потоки получили название флювиогляциальные, а отложения, образованные этими процессами, называются флювиогляциальными отложениями.

Они наблюдаются на поверхности ледников, внутри или под ледни-ком, несут много обломочного материала и отлагают их либо у края, либо в тех каналах, по которым они текут. За счет стока талых ледниковых вод горных ледников образуются флювиогляциальные террасы. Отложения террас образуются за счет размыва и переотложения морен. Они называют-ся нагорными террасами.

9.9. Геологические работы морей, озер, водохранилищ и их влияние на рельеф

Воды морей и озер выполняют определенную геологическую работу — на берегах и в прибрежных шлейфах формируются сложные геологические процессы: происходит разрушение берегов, накопление осадков и образуются различные виды отложений, т.е. развивается абразия.

Такие процессы происходят близко к берегу, на небольших глубинах (0–200 м) в шельфовой зоне. Шельфовая зона обрамляет сушу со всех сторон различной шириной (рис. 9.18), и составляет 7,6% площади океанов и морей.

Абразия (от лат. «абразио» — сбривание, соскабливание) — разрушение морских берегов волнами, прибоем и течениями. Основную разрушительную работу совершает прибой и в меньшей мере различные течения (прибрежные, донные), а также приливы и отливы. Морская абразия изменяет очертания береговой линии и отодвигает ее в сторону суши.

В типичном профиле побережья моря в верхней части располагается береговой уступ (клиф), образующийся в результате обрушения волноприбойной ниши. В нижней части уступа начинает формироваться новая волноприбойная ниша, над которой в определенный момент вновь обрушиваются горные породы. Уступ в результате этих процессов постепенно отступает в сторону суши, оставляя за собой слабо наклоненную к морю надводную абразионную террасу.

Полоса между береговым уступом и террасой, полого спускающаяся в сторону моря и сложенная галькой, гравием или песком, называется пляжем. В период шторма пляж заливается волнами. К абразионной террасе в зоне моря примыкает аккумулятивная терраса, на которую сносится и откладывается рыхлый материал.

Геологическая работа моря и озер — это не только разрушение береговой зоны, но и накопление (аккумуляция) продуктов разрушения. Береговые осадки накапливаются в форме пляжей, аккумулятивных террас, береговых валов, песчаных кос и других аккумулятивных форм рельефа.

Интенсивной абразии могут подвергаться не только берега океанов, морей и озер, но и водохранилищ. В этом случае обычно говорят о переработке берегов — под которой понимают процессы их формирования и разрушения непосредственно вслед за заполнением водохранилища.

Как правило, переработка берегов водохранилища носит более интенсивный характер, чем абразия морских берегов. До создания водохранилища в речной долине вырабатывается

относительно устойчивое равновесие между рекой и берегом. При создании водохранилища, когда водой заполняется почти вся долина, создаются новые условия. Водоохранилище стремится выработать новый профиль берегов, энергично их разрушая и перерабатывая. Образуются оползни, обвалы и другие опасные геологические процессы. В результате этого разрушаются существующие формы рельефа и создаются новые формы и элементы рельефа. Особенно интенсивно размываются берега, сложенные рыхлыми осадочными породами.

Динамика развития процессов переработки берегов водохранилищ в разные периоды их эксплуатации различна. Выделяют три стадии развития: активную, стабилизации и динамического равновесия. Особенно интенсивно берега размываются в первые 2–3 года после заполнения чаши водохранилища. Наибольшему разрушению подвергаются берега с крутизной склонов более 6° . На пологих берегах (крутизна склонов менее 6°), наоборот, образуются аккумулятивные наносы. Период активной абразии берегов сменяется периодом стабилизации, который в зависимости от инженерно-геологических условий, размера водохранилища и других факторов занимает от 10 до 50 лет. Прекращение активных процессов переработки берега свидетельствует о выработке динамического равновесия. Отступление бровки берега практически прекращается, однако некоторые геологические процессы продолжают развиваться, хотя и в незначительной степени.

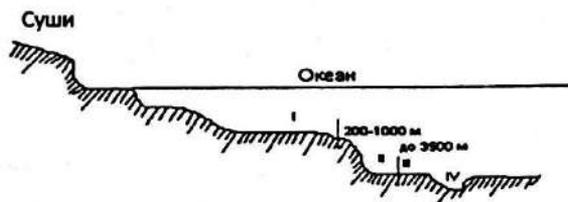


Рис. 9.18. Поперечный профиль склона океана: I- зона шельфа; II- материковый склон; III- дно океана; IV- дно глубоководного желоба

9.10. Криогенные процессы и их влияние на рельеф

На большей части суши в соответствии с сезонными колебаниями температуры воздуха происходит замерзание и оттаивание поверхностного слоя земли.

Это так называемая сезонная мерзлота. На 25% территории суши распространены многолетнемерзлые породы, температура которых на некоторой глубине от поверхности остается в течение геологического времени нулевой или отрицательной. В региональном распространении мерзлоты прослеживается широтная зональность.

На севере расположена зона сплошного распространения многолетнемерзлых пород, мощность которых достигает сотен метров, а температура изменяется от -12 до -7°C . Южнее проходит таликовая зона, где мерзлота измеряется десятками метров, а температура колеблется от -2 до $-0,2^{\circ}\text{C}$. Далее к югу таликовая зона сменяется зоной островной мерзлоты мощностью $10-30\text{ м}$ и температурой, близкой к 0°C . Вся толща мерзлых пород называется криолитозоной.

Кроме описанного регионального распространения мерзлоты существуют и локальные районы ее проявления, приуроченные к горным районам Кавказа, Тянь-Шаня, Памира и др.

Определяющий фактор мерзлотных процессов, как и в процессе выветривания, — климат. От климата зависят возникновение и режим мерзлоты — мощность криолитозоны, температура, вид мерзлых пород, а также характер и условия протекания мерзлотных процессов.

Наличие льда в породе существенно изменяет ее свойства. Наиболее сложное изменение свойств происходит в дисперсных породах. Эти свойства меняются как при замерзании воды в порах, так и при оттаивании. Поэтому в криолитозоне имеют место два вида процессов:

1) **Криогенные** (при замерзании воды) — морозное пучение, бугры пучения;

2) **Посткриогенные**, происходящие при оттаивании пород деятельного слоя (термокарст и солифлюкация). Морозное пучение и бугры пучения выражаются в увеличении объема водонасыщенных глинистых и пылеватых грунтов при замерзании воды в породах.

Пучинами называют небольшие поднятия поверхности земли (0,2—0,5 м), которые часто возникают на дорогах и затрудняют движение. Пучение проявляется также в постепенном поднятии и выпоре из грунта различных стоек, столбов и других неглубоко закопанных в поверхностный слой конструкций.

Буграми пучения принято называть крупные поднятия грунтов деятельного слоя нижележащей массой льда, которая непрерывно увеличивается в объеме за счет поднятий и замораживания подмерзлотных вод. Размеры бугров пучения в диаметре могут достигать десятков метров.

Наледи — плащеобразные или потокообразные скопления льда на поверхности земли, площади которых составляют порой тысячи и десятки тысяч квадратных метров. Они образуются в результате прорыва межмерзлотных вод или излива и замерзания поверхностных вод.

Термокарст — процесс проседания поверхности земли с последующим образованием блюдц, провальных воронок при оттаивании скопления льда в толще мерзлогрунта.

Солифлюкция, как и термокарст, относится к посткриогенным процессам и представляет собой стекание со склонов рыхлых водонасыщенных отложений, оттаявших в весенне-летний период грунтов деятельного слоя. Солифлюкция возникает в результате перехода песчано-глинистых грунтов после оттаивания из твердой в текучепластичную или текучую консистенцию. На крутых склонах она носит характер сплыва разжиженного грунта, а на пологих — вязкого течения.

В результате криогенных процессов образуются и формируются определенные формы микрорельефа: 1)

пятна-медальон; 2) бугристые поверхности; 3) каменные многоугольники; 4) каменные кольца; 5) каменные поля-россыпи; 6) каменные потоки — курумы.

Таким образом, экзогенные — физико — геологические процессы и явления являются определяющими факторами при оценке геодинамических условий территорий.

9.11. Биогенные и техногенные процессы и их влияние на рельеф

Одной из важнейших особенностей Земли является богатый и разнообразный органический мир. В недрах Земли глубокими буровыми скважинами обнаружены бактерии на глубинах до 1500 м; в верхних слоях земной коры обитает множество микроорганизмов и роющих животных, развиты сложнейшие корневые системы растений; на поверхности литосферы — на суше и на дне морей — обитает огромная масса животных и растений; воды морей, озер, рек буквально насыщены жизнью; в атмосфере микроорганизмы и споры растений обнаружены на высотах 10—15 км.

Наибольшая концентрация организмов и органического вещества наблюдается на суше, в гидросфере и в пограничной зоне атмосферы и литосферы, т.е. там же, где развивается деятельность всех остальных внешних агентов, к которым относятся и организмы.

Растительный мир (от микроскопических водорослей до мощных деревьев) оказывает многообразное воздействие на горные породы:

— корни растений проникают в почву и в коренные породы, разрушают и перерабатывают их, подготавливают материал, который затем перемещается под действием силы тяжести, переносится и откладывается ветром, текучими водами и другими внешними геологическими агентами.

— огромные деревья под действием сильных ветров срываются вместе с корнями и на месте их образуются ямы,

площадь которых достигает до 10 кв. м и более, глубиной 0,5–1 м и более, создавая характерные формы рельефа — с бесчисленным количеством ям и бугров.

— роль растений в создании аккумулятивных форм рельефа выражена более непосредственно и отчетливо. За счет накопления растительного вещества образовывались пласты каменного угля, заполнявшие заболоченные понижения, впадины озер, морских заливов и пр. В настоящее время аналогичный процесс наблюдается при образовании залежей торфа. Эти формы рельефа называются фитогенными формами рельефа — это бугры, гряды и почки в заболоченной местности.

Рельефообразующая роль животных более многообразна:

— микроорганизмы и роющие животные перерабатывают минеральную массу горных пород, разрыхляя ее, создавая в толще слоев ходы, полости и пустоты, в результате обрушивается или проваливается поверхность Земли, образуются элементы рельефа — выемки, грядки, каналы и т.д.;

— наземные животные, передвигаясь по поверхности земли, разрушают ее, вытаптывают тропинки даже в твердых горных породах, срывают мелкие неровности, сталкиваются с горных склонов камни, вызывая камнепады, являются часто причиной образования снежных лавин и т.д., тропы на склонах напоминают сложный рисунок горизонталей, на ровных пространствах заболоченных лугов стада вытаптывают сложную сеть тропинок, между которыми сохраняются участки основной поверхности, имеющие вид бугров и кочек.

— примером очень крупных положительных форм рельефа, созданного организмами, являются коралловые рифы и острова, поднимающиеся со дна глубокого моря, возвышающиеся в виде высоких известковых гряд на суше, как свидетели бывших здесь морей.

На топографических картах специальными условными знаками показывают коралловые рифы и атоллы, сурчины,

термитники, кочки, очень часто показывают и тропинки, как единственные пути, по которым можно проникнуть в труднодоступные районы гор, пройти по склонам и т.д.

Влияние деятельности человека на рельеф, и при этом формирующиеся формы и элементы рельефа, называются антропогенными формами рельефа.

Геологическая и рельефообразующая деятельность человека, несомненно, проявлялась в глубокой древности, и на первых этапах мало чем отличалась от деятельности других организмов. Но уже в начале хозяйственной деятельности человек начал сознательно возбуждать развитие геологических и рельефообразующих процессов, воздействующих на среду обитания. К настоящему времени влияние человеческого общества на природу приобрело планетарные масштабы, часто во много раз превышающие природные явления. Важной особенностью воздействия человека на природу является быстрый темп, с которым это воздействие осуществляется.

По направленности виды деятельности человека можно подразделять на следующие:

- 1) Сельскохозяйственную;
- 2) Эксплуатацию месторождений полезных ископаемых;
- 3) Возведение различных сооружений и т.д.

ГЛАВА 10. МОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СУШИ И ДНА ОКЕАНОВ

Развиваясь в результате сложного взаимодействия тектоники и экзогенных процессов, крупнейшие формы рельефа — геоструктуры и морфоструктуры — неодинаково расположены по отношению к уровню океана и местным базисам эрозии, определяющим возможную глубину расчленения. По отношению к уровню моря рельеф может быть разделен на две большие категории: рельеф суши, формирующийся в субэзральных (буквально — подвоздушных) условиях, и рельеф морского дна, формирующийся в субаквальных (подводных) условиях. Глубина возможного расчленения поверхности определяется в значительной мере высотой поднятия ее над прилежащим базисом эрозии (денудации), что позволяет в каждой категории рельефа выделить высоко поднятые, часто сильно расчлененные пространства — горы и пространства пониженные, обычно сглаженные или холмистые равнины, с дальнейшей градацией их по ряду тех или иных признаков.

10.1. Морфология горных стран суши

Около 27% всей поверхности суши имеет абсолютные отметки более 1000 м, т. е. 40 млн. км², при достаточно глубоком ее расчленении, которые следует отнести к горам. По генетическим признакам горы могут быть разными, но все они обязаны своим происхождением проявлению внутренней энергии, обусловившей поднятие этих пространств на большую высоту над уровнем моря и прилежащей местности, создавшей или одиноко стоящие горы¹, или обширные горные страны.

¹ Горой называют изолированную положительную форму рельефа, относительной высотой более 200 м, имеющую замкнутую подошвенную линию.

По происхождению горы и горные страны до настоящего времени принято делить на тектонические, вулканические и эрозионные. Особым типом гор следует считать горы, образующиеся при падении метеоритов, борта больших кратеров. Наиболее отчетливо они выражены на Луне и Меркурии.

Тектонические горы образуются в результате тектонических движений и сложных тектонических нарушений земной коры.

На Земле они являются наиболее распространенными, имеют наиболее сложное строение и сложный рельеф.

Вулканические горы образуются при извержении вулканов. По сравнению с тектоническими горами они распространены менее широко, часто встречаются в виде изолированных форм, но во многих местах сливаются своими основаниями и образуют обширные вулканические нагорья (например, Армянское). Во всех случаях вулканические горы должны быть отнесены к формам рельефа, наложенным на относительно простой (на платформе) или сложный (в горных странах) тектонический фундамент. По абсолютной и относительной высоте вулканические горы часто не уступают горам тектоническим, а будучи наложенными на высоко поднятый тектонический фундамент, они образуют высочайшие вершины горных стран (Эльбрус и Казбек на Кавказе, вершины Анд и Кордильер Южной и Северной Америки и др.). Вулканическое образование Гавайских островов по отношению к ложу океана является высочайшей «горой» земного шара.

Эрозионными горами в классическом понимании считают горы, образовавшиеся в результате глубокого эрозионного расчленения участка земной поверхности, сложенного горизонтально залегающими слоями и поднятого на большую высоту над базисом эрозии. Образуются эти горы на месте древних аккумулятивных равнин, высоко поднятых над

уровнем моря. В таких местах земная кора, длительное время прогибавшаяся и накапливавшая толщи осадочных пород, испытала значительное поднятие, в связи с чем и началось усиленное расчленение поверхности эрозией. Обычно такое поднятие сопровождается тектоническими нарушениями, выражающимися в форме глубоких разломов и опусканий, что сближает эрозионные горы с тектоническими глыбовыми горами. Для эрозионных гор характерны плоские вершины (столовые горы), крутые склоны, иногда наблюдаются террасы, от подножий склонов тянутся пологие шлейфы, сложенные продуктами выветривания горных пород. В типичном виде эрозионные горы представлены, например, в Африке.

Характер расчленения гор определяется многими факторами, среди которых важное значение имеет их тектоническое строение и литология слагающих горных пород. По тектоническому строению горы подразделяют на складчатые, покровноскладчатые, глыбовые, складчато-глыбовые и др.

Складчатые горы представляют собой систему антиклинальных и синклиналиных складок. В начальной стадии развития гор наблюдается согласованность их рельефа с внутренним строением: антиклиналям соответствуют горные хребты, а синклиналям — межгорные понижения (долины). В более поздние стадии в результате интенсивного разрушения сводовых частей антиклиналей может выработаться обращенный рельеф, при котором глубокие долины вырабатываются в антиклиналях, а хребты оказываются на месте синклиналей. Вершины таких хребтов часто вогнуты, на склонах развиты структурные уступы.

Покровно-складчатые горы представляют собой сложное сочетание сильно сжатых складок, чешуйчатых складок и надвигов, различного типа сбросов и т. д. Это наиболее распространенный тип «молодых» горных сооружений, к которому относят Кавказ, Памир, Гималаи, Анды и т.д.

Горы отличаются наиболее сложным рельефом, особенно в случае высокого поднятия (выше границы вечных снегов) и развития в их верхней зоне морозного выветривания, снежников и ледников.

Глыбовые горы образуются при развитии сбросов, разбивающих участок земной коры, сложенный в верхнем структурном этаже, как правило, спокойно залегающими слоями. При этом может возникнуть сбросовая ступень, полугорст, горст. Сбросовая ступень представляется в форме гор только со стороны опущенного крыла, т. е. имеет один основной склон, совпадающий с фасом сброса. Глыбовые горы широко распространены в Восточной Африке. Полугорсты возникают обычно попарно обусловлены сводовым поднятием, осевая часть которого была разбита сбросами и опустилась в виде грабена. Горы, представляющие собой сохранившиеся в рельефе крылья сводового поднятия, имеют асимметричные склоны, из которых склон, обращенный к грабену, крутой, а внешний — пологий. Крутой склон часто осложнен ступенчатыми сбросами и структурными террасами. Эти горы развиты в Восточной Африке, Прибайкалье и во многих других местах. Глыбовые нагорья представляют собой поднятые участки земной коры, ограниченные сбросами с двух или даже с четырех сторон. В пределах самого поднятия может быть развито еще много сбросов, разбивающих нагорье на меньшие глыбы, поднятые на разную высоту. Столовый рельеф таких гор хорошо выражен в Эфиопии.

Складчато-глыбовые горы имеют широкое распространение и представляют собой разбитую разрывными нарушениями и в различных своих частях поднятую на разную высоту складчатую страну. Развитие сбросов и глыбовых поднятий может происходить или одновременно с образованием складок, или может развиваться значительно позже, в результате повторных движений, возникших уже после разрушения и

даже пенеппенизации агентами денудации складчатых гор. Грабены среди поднятых массивов могут быть заняты озерами.

Развитие рельефа гор ярко отражает основные закономерности развития рельефа земной поверхности. Происхождением гор определяются в большинстве случаев исходный рельеф и внутреннее строение поднятого участка земной поверхности. Морфологический облик горной страны в дальнейшем развивается в результате сложного взаимодействия ряда факторов. К ним можно отнести стойкость горных пород, интенсивность и тип процессов денудации и их взаимодействие с движениями земной коры.

Стойкость горных пород зависит от происхождения, литологического состава, трещиноватости, сланцеватости и т. д. В процессе развития горного рельефа наибольшему разрушению подвергаются «слабые» горные породы, в местах их развития закладываются понижения и долины, а участки, сложенные стойкими породами, выступают в виде массивов, хребтов, горных вершин, скал и пр. Первоначальный рельеф, рассматриваемый как самостоятельный фактор, имеет большое значение, определяя места наиболее интенсивного развития экзогенных процессов. В складчатых горах это могут быть сводовые части высоко поднятых антиклинальных хребтов, в глыбовых горах это окраины и приразломные участки. Начинаясь на периферии глыбовых и складчато-глыбовых гор, расчленение постепенно распространяется на их внутренние части. При этом создаются сложные сочетания сильно расчлененных окраин, имеющих горный и даже высокогорный (при значительном поднятии) рельеф, и внутренних пространств, имеющих характер плато, иногда с холмистым или волнистым рельефом, хотя абсолютная высота таких плато может достигать нескольких тысяч метров. Примером могут служить сырты Тянь-Шаня, древние поверхности в горах Алтая и др.

Напряженность и тип процессов деструкции и денудации в значительной мере определяются географической широтой, удаленностью от моря, количеством и типом осадков, высотой поднятия территории над основным или местным базисом эрозии. Примером могут быть горы одинаковой высоты (2000 м над уровнем моря), расположенные в разных широтах. В тропических широтах разрушение этих гор будет происходить под действием химического выветривания и текучих вод; в умеренных широтах вершины таких гор могут оказаться в зоне морозного выветривания снега и ледников, а ниже снеговой границы ведущая роль будет принадлежать текучим водам; в высоких широтах горы при достаточном количестве снега будут полностью покрыты ледниками. Удаленность от моря влияет на климат и положение гор по отношению к базису эрозии. Расположенные на берегу моря горы имеют климат (по крайней мере, на склонах, обращенных к морю) более влажный, чем горы, расположенные вдали от моря, и расчленение их будет происходить применительно к основному базису эрозии — уровню моря, в то время как расчленение далеко расположенных гор часто происходит применительно к местному базису эрозии, которым может служить предгорная равнина, лежащая высоко над уровнем моря.

Далее можно указать на влияние горных хребтов, стоящих на пути господствующих и несущих осадки ветров. Огражденные высокими хребтами внутренние пространства нагорий часто имеют засушливый и континентальный климат. Важна также ориентировка хребтов, способствующая или препятствующая прохождению воздушных масс, и ряд других факторов. Основной закономерностью развития горного рельефа является возрастание интенсивности его преобразования с высотой. Обусловлено это увеличением роли морозного выветривания, снега и ледников, увеличением углов падения склонов и тальвегов, горных долин, способствующих резкому усилению гравитационных

процессов (обвалы, осыпи и пр.) и деятельности текучих вод (смыв, эрозия и пр.).

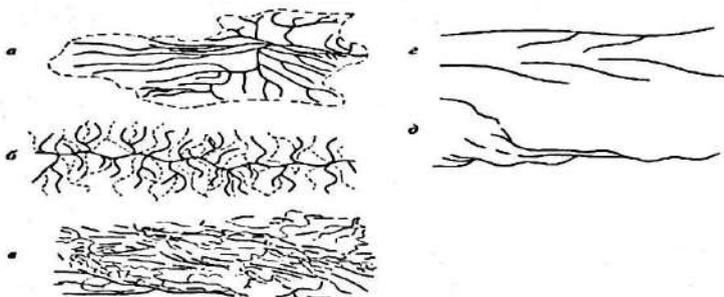


Рис. 10.1. Типы горизонтального расчленения горных стран.
Расчленение: а- радиальное, б- перистое, в- решетчатое,
г- кулисообразное, д- виргация

Рельеф горной страны часто обнаруживает определенные закономерности, выраженные в его горизонтальном (плановом) и вертикальном расчленении. Отражение этих закономерностей на карте является одной из важных задач картографов.

Выделяются следующие типы планового расчленения: радиальный, перистый или поперечный, решетчатый, виргации и кулисообразный. При определении типа расчленения учитывается расположение горных узлов или массивов, горных цепей и хребтов, отделяемых друг от друга долинами.

При радиальном расчленении хребты расходятся в разные стороны от горного узла; при перистом (поперечном) типе боковые хребты располагаются перпендикулярно (или под углом) по отношению к основным грядам, в большинстве ориентированным по простиранию ведущих тектонических структур. Решетчатое расчленение развивается в сложных нагорьях, состоящих из ряда параллельных гряд (цепей), отделенных продольными долинами и местами,

рассеченными на звенья поперечными долинами, часто имеющими форму ущелий. При виргации происходит ветвление горных цепей, обычно в концевой части основной цепи там, где она выходит к предгорной равнине, к берегу моря, снижается и расчленяется продольными долинами.

Кулисообразное расчленение может возникнуть при косом расположении боковых хребтов (отрогов), развитых по одну сторону главной цепи, или при выступающем расположении обособленных цепей. Плановое расчленение горной страны отчетливо видно на снимках, сделанных из космоса.

Вертикальное расчленение зависит от тектонических особенностей и расчленения эрозионными процессами горной страны. Тектоникой определяется разность высот поднятых и опущенных частей и общая высота поднятия. Эрозионный врез определяется высотой поднятия горной страны над основным и местным базисами эрозии: чем больше поднятие, тем больше (глубже) может быть врез расчленяющих его долин. Глубина расчленения определяется как разность высотных отметок положительных форм (вершин, гребней и пр.) и тальвегов долин.

Высота поднятия и глубина расчленения определяют многие морфологические особенности горных стран.

Горы подразделяют на высокие, средневысотные и низкие.

Высокими горами называют те, которые имеют абсолютные отметки более 2000–3000 м и глубину расчленения более 1000 м на 2 км расстояния по линиям, ориентированным перпендикулярно к направлению долин.

Средневысотные горы характеризуются абсолютными отметками от 700 до 2000 м и глубиной расчленения от 350 до 1000 м.

Низкие горы при абсолютных отметках до 700–800 м в отдельных вершинах могут достигать 1000–1200 м при глубине расчленения от 150 до 450 м.

Тип расчленения может быть эрозионным и ледниковым. Эрозионный тип расчленения в одних случаях обусловлен деятельностью постоянных рек и ручьев, а в других (в засушливых областях) — деятельностью временных бурных потоков; в горных пустынях деятельность потоков иногда сочетается с интенсивным выветриванием — температурным, солевым и работой ветра.

По сочетанию морфологических особенностей горы можно подразделить на высокие с ледниковыми (альпийскими) формами рельефа и с эрозионными формами рельефа, средневысотные с ледниковыми, с эрозионными угловатыми и с эрозионными округлыми формами рельефа, низкие с округлыми и угловатыми формами рельефа и мелкосопочник.

Изображение горного рельефа на топографических картах связано с определенными трудностями: сильной пересеченностью, чередованием глубоких и узких долин с ломаным продольным профилем, высоких горных склонов, гребней и вершинных поверхностей разной конфигурации, наличием высоких обрывов и скал, ледников, морен и пр. Большая разность высот на коротких расстояниях и крутые склоны не позволяют применять при изображении горного рельефа на картах горизонтали того же сечения, которое принято для изображения рельефа равнин на картах данного масштаба, так как при рисовке горных склонов горизонтали сливаются. Поэтому при изображении рельефа гор принимают такое сечение, которое позволяет изобразить рельеф несливающимися горизонталями и одновременно передать его существенные детали (террасы, солифлюкционные ступени). Это достигается применением скользящей шкалы сечения и другими методами, подробно изучаемыми в специальных курсах. Важное значение приобретает правильное и наглядное изображение скал и скалистых форм рельефа.

В обычном понимании скалой называют любой выход на дневную поверхность стойкой горной породы (базальты, граниты, кварциты). Форма такого выхода может быть самой разнообразной, например, бараний лоб, скалы — останцы выветривания, протяженный клиф на берегу моря, выход стойкой породы на подмываемом рекой берегу, скалистый выступ в русле реки. В горном рельефе скалистые формы широко распространены в альпийской зоне, но часто развиты и в долинах. Особенностью скал является их способность долгое время сохранять резкие формы в плане и в профиле, выступать на склонах и вершинах, слагать обрывы, образовывать карнизы. Для изображения скал на топографических картах разработан специальный условный знак, который в сочетании с горизонталями и другими знаками дает возможность наглядно и достоверно передать эти особенности горного рельефа.

10.2. Морфология равнинных стран суши

Равнинами называются территории, однородные по генезису и геологическому строению, с колебаниями высот до 200 м. От равнин следует отличать равнинные страны, объединяющие на обширных территориях равнины разного происхождения и нескольких гипсометрических уровней. Примерами равнин могут служить зандровая и моренная равнины, а примерами равнинных стран — Восточно-Европейская, Западно-Сибирская, в пределах которых объединены равнины разного генезиса (моренные, зандровые, аллювиальные).

Помимо деления по генезису равнины часто подразделяют по их положению относительно уровня моря, форме поверхности, глубине, степени и типу расчленения.

По отношению к уровню моря равнины суши могут быть подразделены на отрицательные (депрессии, впадины), лежащие ниже уровня моря; низменные, имеющие отметки

поверхности в пределах 0–200 м над уровнем моря; возвышенные — с отметками 200–500 м; нагорные, лежащие выше 500 м над уровнем моря. Это деление условно, но оно совпадает с делением на впадины, низменности, возвышенности и горы, принятым для составления гипсометрических и физических карт.

По форме поверхности равнины подразделяются на горизонтальные, наклонные, вогнутые и выпуклые, а по осложняющим их поверхность деталям они могут быть плоские, ступенчатые, волнистые, увалистые, холмистые, бугристые и т. д.

По глубине и степени расчленения равнины подразделяют на плоские нерасчлененные или слаборасчлененные, в пределах которых относительная амплитуда высот не более 10 м на 2 км расстояния; мелкорасчлененные, с амплитудой высот от 5 до 25 м на 2 км; глубокорасчлененные равнины и возвышенности, в которых относительная глубина расчленения от 20 до 200 м на 2 км. Тип расчленения определяется теми осложняющими рельеф равнин формами, которыми это расчленение обусловлено (например, расчленение долинное, овражно-балочное и пр.).

По генезису равнины подразделяют на три основные группы: структурные, аккумулятивные и скульптурные, которые, в свою очередь, могут быть подразделены на ряд типов.

Структурные равнины представляют собой поверхности, равнинность которых обусловлена спокойным залеганием осадочных или магматических пород. Примером могут служить части Средне-сибирского плоскогорья, сложенные относительно спокойно залегающими слоями осадочных пород, покровами и межпластовыми интрузиями траппов, Тургайская столовая страна, сложенная осадочными породами. Разновидностью структурных равнин часто считают так называемые первичные равнины,

представляющие собой поверхность, сложенную морскими отложениями и вышедшую из-под уровня моря. Вместе с тем первичная равнина может быть отнесена и к аккумулятивной равнине.

Собственно аккумулятивными равнинами называют пространства, образующиеся в результате накопления материала, принесенного и отложенного каким-либо геологическим агентом (рекой, ледником и др.). Среди этих равнин различают аллювиальные, озерные, предгорные, межгорные, ледниковые моренные, зандровые, эоловые и ряд других.

Аллювиальные равнины образуются в результате накопления речных отложений. Примером широко распространенных речных аллювиальных равнин могут служить днища больших речных долин и дельтовые равнины. Равнины эти большой протяженности, с общим уклоном в сторону падения реки, часто имеют ступени (речные террасы). Микрорельеф представлен прирусловыми валами, старицами и пр.

Озерные равнины образуются на месте озер, заполненных осадками или спущенных. Рядом постепенных переходов они связаны с речными равнинами, часто располагаются в их пределах, но иногда и речные равнины проникают и накладываются на озерные. На окраинах озерных равнин иногда распространены террасы, обусловленные деятельностью водной массы усыхавшего озера. Центральные части таких равнин имеют микрорельеф в виде прирусовых валов, ориентированных вдоль русел протекающих здесь рек, в случае заболоченности наблюдаются кочки, гряды, бугры и пр. Наибольших размеров достигают равнины, образующиеся в местах длительных прогибов земной коры, по которым протекают реки и их притоки. Здесь встречаются все комплексы форм, типичных для речных долин, озерные террасы, кочкарники и пр.

Предгорные наклонные равнины могут, как и равнины предыдущих типов, образоваться в результате накопления больших масс обломочного материала, вынесенного реками с гор и отложенного в виде обширных конусов выноса. Здесь могут присутствовать отложения грязевых потоков, флювиогляциальные и даже моренные отложения. Поверхность равнины часто бывает осложнена различными неровностями, возникшими в результате неравномерного отложения наносов (слившиеся конусы выноса), врезания русел потоков, образования эоловых форм рельефа и пр.

Межгорные равнины сходны по своему происхождению и осложняющим формам рельефа с предгорными, но имеют общий наклон к центру межгорной впадины или к руслу дренирующей эту впадину реки. Иногда в центральной части впадины располагаются озера. Примером могут служить Ферганская равнина, Иссык-Кульская, Таримская и др.

Ледниковая моренная равнина часто имеет сложный холмистый рельеф. Ровную поверхность имеет обычно только донная морена, отложенная на ровной подстилающей поверхности. Отложение морены на неровной поверхности часто еще больше подчеркивает эти неровности. На моренной равнине распространены моренные холмы и гряды, друмлины, озы и камы. Понижения заняты озерами и болотами, по мере заполнения которых образуются небольшие равнины второго и третьего порядка (озерные, болотные, наложенные на моренную основу). Колебание высот обычно 30–40 м.

Зандровые равнины наиболее отчетливо выражены у внешней стороны моренных дуг, сложены флювиогляциальными песками, галечниками, содержащими валуны, имеют наклон от моренных гряд по направлению стока талых вод.

Эоловые равнины в строгом понимании этого термина, видимо, имеют очень ограниченное распространение, так как

все пространства широкого развития эоловых форм рельефа представляли собой равнины еще до того, как они стали ареной эоловой деятельности. Это могли быть аллювиальные, предгорные, морские, озерные равнины, сложенные толщами песчаных отложений. Даже при накоплении лёсса во внепустынных областях наблюдается обволакивание древнего рельефа, но не создание новых равнинных пространств.

Поверхности больших торфяных болот можно отнести к органогенным равнинам, возникшим в результате накопления мощных толщ торфа, под которыми скрыты все неровности первоначального рельефа. Образуются они на месте древних заросших озер, но могут возникнуть и на местах, периодически увлажняемых атмосферными или повысившими свой уровень подземными водами. Мощность слоя торфа и площади торфяников очень различны. Микрорельеф представлен кочками, буграми, грядами с валиками, сложенными торфом. Общая поверхность моховых болот имеет слабовыпуклый профиль. Такие равнины в сочетании с аллювиальными равнинами занимают большие пространства в Западной Сибири.

В результате разрушения первичной поверхности субэрозионной денудацией или морской абразией образуются скульптурные равнины. Выделяют два типа таких равнин: абразионный и денудационный.

На образование равнин и развитие их рельефа большое влияние оказывают движения земной коры, географическое положение, абсолютная и относительная высота поднятия и ряд других факторов. Движениями земной коры определяется сама возможность образования аккумулятивной или денудационной равнины: на опускающихся территориях преобладают процессы накопления вещества, при поднятии господствуют процессы смыва, сноса и разрушения.

Поверхности выравнивания развиты более чем на 80% площади поверхности земного шара (суша + дно

Мирового океана) и являются, по существу, равнинами (денудационными, абразионными, аккумулятивными), сформированными в условиях длительного спокойного тектонического режима.

Равнины формируются применительно к какому-либо уровню. Пространства, расположенные выше этого уровня, подвергаются денудации, а расположенные ниже — заполняются осадками. Для суши таким нижним, основным уровнем (базисной поверхностью) является уровень Мирового океана, а для внутренних частей материков — продольные профили рек, основных связующих звеньев между сушей и морем. Выше этого уровня в горах располагается верхний денудационный уровень, привязанный к границе «вечных» снегов и ледников. Кроме того, на суше может быть еще ряд местных уровней бассейнов бессточных рек, равнинных пустынь и др., применительно к которым происходит разрушение прилежащих к ним гор. В океане нижним денудационным уровнем является поверхность дна глубоководных впадин. Важным уровнем является абразионный.

На поверхности суши за длительные отрезки геологической истории в результате сочетания процессов денудации и аккумуляции формируются обширные полигенные (полифациальные) поверхности выравнивания. Будучи нарушены тектоническими движениями, они деформируются, разбиваются на блоки. Погрузившиеся участки перекрываются осадками, а поднятые долго сохраняются в рельефе (древние поверхности выравнивания) и подвергаются последующей переработке.

При изображении рельефа равнин на топографических картах широко используются горизонталы, проводимые через небольшие интервалы. Для равнин с малым колебанием высот часто применяются горизонталы дополнительного сечения (полугоризонталы и четвертьгоризонталы). Ряд мелких форм

передается при помощи условных знаков (см. приусловные валы, карстовые воронки, бугры и пр.). При изображении ступенчатых равнин часто применяются горизонтали дополнительного сечения и условные знаки бровок; при изображении эоловых форм рельефа используют знак песков. Отбор характерных форм и выделение на карте типичных особенностей рельефа равнин требуют от картографа глубоких знаний геологических и геоморфологических особенностей картографируемой территории.

10.3. Морфология шельфа, материкового склона и ложа океана

Две трети поверхности литосферы скрыты под уровнем Мирового океана и развиваются в особых субаквальных (подводных) условиях. Геологические и геоморфологические процессы формирования морского дна в общих чертах сходны с процессами формирования материков, но в деталях имеют ряд особенностей. Процессы образования характерных структур и форм рельефа морского дна подразделяют на группу эндогенных (тектонические, вулканические) и экзогенных (выветривание, денудация и пр.).

Эндогенными процессами (движениями земной коры) обусловлено образование самих впадин морей и океанов, а также особенности строения их дна. Эпицентры многих землетрясений находятся на дне океана. Широкое распространение магматических пород, обилие действующих и потухших вулканов свидетельствуют о важной роли магматических процессов в развитии рельефа морского дна.

Экзогенные процессы субаквальной группы сильно отличаются от процессов, развитых на суше. На дне моря, кроме зоны мелководья и ледяного припая, отсутствуют процессы морозного и температурного выветривания, имеющие очень важное значение на суше. Химическое выветривание развивается в особых условиях морской

среды, органическое — при участии только морских организмов, резко отличных от животных и растений, населяющих сушу, отсутствуют ледники и текучие воды и т. д. В море основным действующим фактором являются сама водная масса и развивающиеся в ней процессы (волны, течения, конвективные токи, химические реакции и пр.). Вместе с тем процессы развития суши и дна моря имеют тесные взаимосвязи, в которых участвуют и эндогенные, и экзогенные процессы. В настоящее время выделяются два типа океанических берегов: атлантический, в котором переходная зона отсутствует, и тихоокеанский тип, в котором переходная зона присутствует.

Залитое водами Мирового океана пространство земной коры принято в настоящее время подразделять на подводную окраину материков, переходную зону, ложе океана и срединно-океанические хребты с дальнейшими подразделениями по комплексу признаков.

Характерной особенностью подводной окраины материка является одинаковое с материком тектоническое строение, т.е. слой осадочных горных пород, слой «гранитов» и слой «базальтов». В сторону ложа океана слой гранитов выклинивается, и кора приобретает черты океанического строения (осадочный слой и подстилающий его слой базальтов при общей мощности 5—10 км). По ряду морфологических признаков здесь выделяют шельф, материковый склон и материковое подножие (рис. 10.2).

Шельф представляет собой подводное продолжение материка, и поверхность его постепенно понижается от суши (шельф Антарктиды часто имеет обратный уклон). Площадь шельфа составляет 7,6% от площади дна Мирового океана (28 млн. кв. км). Внешняя граница шельфа проводится там, где наблюдается резкое увеличение глубин — переход к материковому склону. В разных частях Мирового океана граница шельфа находится на разной глубине (125—200 м и в

отдельных случаях 500 м и более), в среднем 132 м. Ширина шельфа также колеблется в больших пределах. У высоких гористых берегов, она, как правило, небольшая (30–50 км), а у берегов низких материков может быть очень значительной (150–400 и даже 1000–1500 км), в среднем 78 км. Примером могут служить широкие шельфы у северных берегов Азии. Широкие шельфы залиты водами шельфовых морей (Северное, Баренцево и др.). Средний наклон поверхности шельфа около $0^{\circ} 07'$, но колебания значительны (от $03'$ до $1^{\circ}-3^{\circ}$).

Шельф как морфоструктура образовался в результате тектонических (неотектонических) движений на границе материковой и океанической коры. Основное направление движений — погружение, совершающееся с разной скоростью.

Скульптурные формы шельфа образовались (и образуются) в результате денудации, абразии и аккумуляции. Многие пространства шельфа возникли при погружении обширных участков суши и унаследовали рельеф, сформированный в субаэральных условиях (эрозионный, ледниковый и пр.), и в ряде случаев еще слабо переработанный морем. На таком шельфе прослеживаются моренные гряды, холмы, курчавые скалы, продолжения троговых долин и пр., характерные для материков, подвергавшихся оледенению в антропогене. Шельфы с эрозионными и водно-аккумулятивными (флювиальными) формами рельефа (долины, русла рек и пр.) хорошо развиты вне зоны оледенений. В тропических широтах большие площади шельфа заняты коралловыми рифами.

В местах значительной переработки субаэрального рельефа морем поверхность шельфа более сглаженная. Положительные формы здесь разрушены абразией, впадины заполнены отложениями.

Наиболее ровная поверхность шельфа наблюдается в районах длительного погружения и субаквальной аккумуляции. Слагающие такие шельфы осадки в одних случаях начали накапливаться еще в мезозойскую эру, в других — в палеогене

и неогене и продолжают накапливаться в настоящее время. Большие площади аккумулятивных шельфов располагаются вдоль древних разрушающихся горных сооружений (например, Аппалачи), в местах выноса масс осадков крупными реками, т.е. там, где погружения окраин материков сочетаются с обильным поступлением материала с суши. Во многих местах поверхность шельфа глубоко расчленена врезанными в нее вершинными частями подводных каньонов.

Большие изменения площади шельфа, особенно в зоне низменных побережий, произошли в антропогене в период таяния ледников и повышения уровня Мирового океана. Еще большие изменения шельфов и шельфовых морей происходили на геологическом этапе развития Земли.

Материковый склон — это склон, расположенный между границами шельфа и ложа океана на глубинах 200–2400 м. Площадь материкового склона составляет 22% площади Мирового океана. Переход от шельфа к материковому склону характеризуется увеличением уклонов поверхности дна. Средние уклоны здесь определяются 3–5°, но во многих местах они значительно круче — до 10–15°.

Рельеф материкового склона может быть выровненным, но часто отличается большой изрезанностью, обусловленной тектоникой и процессами, развивающимися в морской среде. В пределах материкового склона происходит резкое уменьшение мощности материковой коры, наблюдаются явления резкого перегиба слоев в виде флексуры, разломы и сбросы.

Большой интерес представляют подводные каньоны, во многом сходные с развитыми на суше речными долинами. Некоторые каньоны имеют форму коротких ущелий, наиболее же крупные образуют сложную ветвящуюся систему, прорезают не только склон, но и распространяются на шельф и своими вершинами подходят вплотную к берегу, где оказываются сопряженными с устьями речных долин. Спускаясь к подножию склона, каньоны прослеживаются

далее по ложу океана, часто на очень большом протяжении. Форма поперечных профилей каньонов различна. В некоторых случаях это узкие щели (обычно в верховьях каньона), часто имеют V-образный и ящикообразный профиль. На склонах многих каньонов развиты террасы (структурные и аккумулятивные). У подножий материкового склона против устья каньонов развиты обширные конусы выноса, на поверхности которых прослеживаются долинообразные понижения (руслообразные), часто окаймленные «прирусловыми валами», являющиеся продолжением каньонов. Глубина каньонов по отношению к поверхности шельфа и склона может достигать многих сотен метров и даже более 1000 м; ширина на уровне бровок склонов — от 1 км до 10–15 км.



Рис. 10.2. Основные элементы рельефа и геологические структуры дна Мирового океана (по О. К. Леонтьеву). 1- шельф; 2- материковый склон; а- материковое подножие; 4- котловины окраинных и средиземных морей; 5- островные дуги; 6- глубоководные желоба; 7- ложе океана; 8- горные поднятия ложа; 9- крупнейшие разломы; 10- срединно-океанические хребты.

Каньоны являются важными транспортными артериями, по которым массы ила, песка и даже гальки выносятся из береговой зоны и с шельфа на дно глубоких впадин. Важное значение в этом процессе имеют мутьевые потоки,

образующиеся в море в результате обвалов и сползания рыхлых, насыщенных водой масс, поступления обогащенной илом воды рек, взмучивания воды на мелководье во время сильных штормов и пр. Насыщенная взвешенными частицами вода имеет больший удельный вес, чем вода, лишенная взвеси, стекает по поверхности дна и устремляется в каньоны, где «промывает» его дно, разрушает склоны, а выйдя на дно глубокой впадины, формирует подводный конус выноса (подводную дельту):

Материковое подножие характеризуется выклиниванием материковой коры и морфологически напоминает предгорную равнину. Эта равнина имеет пологий наклон от подножий материкового склона, часто представлена слившимися подводными дельтами (конусами выноса) и сложена слоистыми отложениями мутьевых потоков (чередующиеся слои ила, песка и пр.). Называются эти отложения турбидитами и по своему строению (состав, слоистость) напоминают ф л и ш (ископаемая формация, широко развитая в горах Кавказа, в Альпах и др.).

Ширина материкового подножия достигает до 2–4 км, местами до 5 км. В зоне материкового подножия глубины моря достигают 2000–4000 м.

Описанная выше схема перехода материка к ложу океана значительно сложнее в так называемой переходной зоне, наиболее широко развитой в Тихом океане.

Переходная зона отличается большой сложностью сочетаний блоков материковой и океанической коры и резкими контрастами рельефа на близких расстояниях. В переходной зоне часто развиты продольные депрессии между внешними и внутренними (ближе к океану) островными дугами (Японские, Филиппинские, Курильские и др. острова), подводные депрессии окраин морей и глубоководные желоба. В Мировом океане выявлены 27 глубоководных желобов, из которых 5 имеют глубину 10 и более км. Для дуг и желобов

характерна высокая сейсмическая активность. Очаги многих землетрясений располагаются на большой глубине (промежуточные и глубоководные землетрясения) и приурочены к крутопадающим (около 60°) под материка или островные дуги зонам глубинных разломов. На многих дугах (Камчатка, Курильские и Алеутские острова) находятся многочисленные вулканы.

Дно окраинных морей (Охотское, Японское) сложено материковой корой и корой субокеанического типа, характеризующейся большей мощностью (до 20 км), главным образом за счет осадочного слоя, образующегося в результате обильного поступления материала с материка. Ложе океана с типичной океанической корой начинается за внешней островной дугой.

Ложе Мирового океана является мегарельефом Земли, характеризуется средними глубинами около 5 км, занимает площадь около 193,8 млн. кв. км и имеет строение, резко отличающееся от строения коры континентального типа. Главное отличие заключается в полном отсутствии гранитного слоя. Дно сложено слоем осадков небольшой мощности (от нескольких десятков до первых сотен метров), под которым залегает более уплотненный слой, состоящий из продуктов вулканических извержений, подстилаемый слоем «базальтов». Суммарная мощность этого слоя под впадинами 5–8 км, под срединными хребтами – до 10–15 км, местами до 20 км.

В пределах океанского дна различают устойчивые и малоподвижные платформы, более активные, разбитые сбросами – активизированные платформы, срединные океанические хребты и валы, глубоководные желоба и «наложенные» на основную поверхность дна вулканические горы, коралловые сооружения и пр.

Срединные хребты – это единая горная система, окружающая Земной шар на дне Мирового океана. В конце 1950-х годов

В.Е. Хаин и А.Е. Михайлов определили существование на дне Мирового океана огромных, океанических срединных хребтов. Общая длина срединных хребтов превышает 60000 км, ширина 2000 км, относительная высота 3—4 тыс. м. Характерная структура этих хребтов прослеживается и в пределах суши (Восточная Африка, западные берега Северной Америки). На дне океанов срединные хребты в профиле могут быть представлены мощным сводовым поднятием, разбитым на глыбовые (складчато-глыбовые) гряды и гребни и расположенные между ними продольные сбросовые долины. Нередко тектонические структуры осложнены вулканическими образованиями, и некоторые вулканические конусы выступают над уровнем моря.

Таким образом, рельеф дна Мирового океана отличается очень сложным строением. Поверхности выравнивания составляют небольшую часть океанского дна, остальная же часть состоит из сотен вулканических гор и бескрайних горных хребтов.

Характерной особенностью срединных хребтов является наличие осевого грабена — рифтовой долины, дно которого расположено на 3000—4000 м глубже прилежащих частей хребта. Ширина рифтовой долины 15—30 км и более. От осевой зоны к бортам прилежащих абиссальных котловин высота гряд снижается, местами развиты террасовидные поверхности, образовавшиеся, как полагают, в результате заполнения осадками межгрядовых понижений. Общая ширина срединных хребтов колеблется в пределах 300—1000 км; над дном прилежащих котловин вершины хребтов возвышаются на 1,5—3 км. Гораздо более спокойный рельеф и отсутствие рифтовых долин характерны для подводных валов, возвышающихся над дном на 1—2 км, имеющих ширину основания до 1000—1500 км. В юго-восточной части Тихого океана поверхность такого поднятия осложнена разломами и многочисленными вулканами (подводными). Помимо

высокой сейсмичности и проявления вулканизма для срединных хребтов (и подводных валов) характерен высокий тепловой поток, особенно в рифтовой долине (рис. 10.3).

Многие исследователи считают, что впадина Красного моря, рифтовые структуры Восточной Африки, Калифорнийский залив являются тектоническими аналогами срединных океанических хребтов и их рифтовых долин.

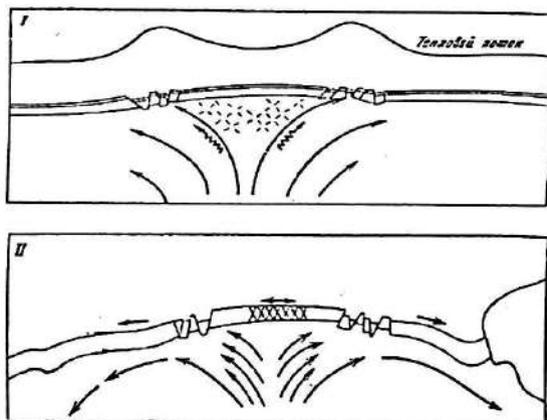


Рис. 10.3. Конвективные потоки под океанической корой (по Х. Хессу).
I- поперечный разрез Восточно-Тихоокеанского поднятия и II- предполагаемая схема конвективного потока вещества мантии под поверхностью Мохоровичича

Глубоководные желоба — узкие (100–300 км) длинные (1000–2000 км) понижения морского дна. Глубины моря здесь превышают 7000 м, в Курило-Камчатском желобе достигают 10 542 м, а в наиболее глубоком Марианском — 11 022 м. Большая часть желобов тяготеет к островным дугам, располагаясь на их внешней — выпуклой стороне; несколько желобов расположено вдоль тихоокеанских берегов Северной, Центральной и Южной Америки. Генетически желоба связывают с переходной зоной. С желобами и островными

дугами связаны аномалии силы тяжести, глубинные разломы, уходящие под островную дугу или материк, очаги землетрясений, цунами и активно действующие вулканы. На внешней стороне желобов наблюдается пологое вздутие в виде вала, отделяющего их от прилегающей части дна океана. Причина образования желобов не установлена.

Рельеф ложа океана во многих местах осложнен подводными конусообразными горами с плоскими вершинами. Называют их гайотами и считают вулканами, вершины которых были разрушены абразией. Особенно широко гойоты распространены в Тихом океане.

Еще одной особенностью дна океанов является наличие разломов, сопровождающихся большими вертикальными и горизонтальными смещениями. Субшироотно ориентированные разломы широко распространены в Тихом и Атлантическом океанах. На юго-западе Тихого океана разломы ориентированы с северо-запада на юго-восток (см. рис. 10.2.).

Общей особенностью рельефа дна океанов является четкая выраженность и хорошая сохранность тектонических структур (сбросы, глыбовые структуры и пр.), обусловленная замедленными по сравнению с сушей процессами подводной денудации и медленным накоплением осадков. Однако эта закономерность бывает нарушена у материкового подножия, где происходит отложение материала, и в местах прохождения мощных течений, приносящих обильные наносы. Наблюдается это, например, в экваториальной зоне Тихого океана, у берегов Северной Америки в Атлантическом океане. Здесь располагаются мощные подводные валы (Восточно-Тихоокеанский вал имеет длину до 3000 км, ширину до 500 км и высоту до 1,5 км), встречаются аккумулятивные формы, напоминающие береговые косы и пересыпи, но имеющие очень большие размеры.

ГЛАВА 11. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ И ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ КАРТАХ

11.1. Задачи и методы геоморфологических исследований

Взаимодействие географических и геологических факторов в ходе возникновения рельефа, тесная связь геоморфологии с другими науками о Земле, а также с точными науками физико-математического цикла, требуют исключительного многообразия методов исследования, применяемых в изучении геоморфологии.

Основной целью геоморфологических исследований является всестороннее и комплексное изучение рельефа Земли.

Основными задачами геоморфологических исследований является изучение и изображение на соответствующих картах строения, форм и типов рельефа на определенных территориях или площадях Земли. Основой этого является сочетание морфологического, морфометрического и историко-генетического подхода, изучение рельефа в его развитии.

Среди этих методов основными являются следующие:

- 1) морфографические;
- 2) морфометрические;
- 3) геологические;
- 4) географические;
- 5) историко-геоморфологические;
- 6) геофизические;
- 7) топо-геодезические;
- 8) дистанционные;
- 9) геоморфологическое картирование.

Значительная роль в геоморфологических исследованиях принадлежит геоморфологическому картированию, синтезирующему различные частные методики.

Морфографические методы исследования рельефа основаны на непосредственном наблюдении внешнего облика форм и элементов рельефа, выявлении их особенностей и типических черт с целью морфологической классификации и описания, а также изучения их пространственных взаимосвязей. В изучении морфологии рельефа, конфигурации гидросети и береговых линий

существенную помощь оказывают топографические карты и аэроснимки. Для геологов морфография представляет интерес прежде всего потому, что плановые очертания элементов рельефа могут быть обусловлены особенностями геологического строения района.

Морфометрические методы основаны на применении количественных критериев к анализу форм рельефа и соответствующего генетического истолкования получаемых результатов. Методы базируются на анализе относительного гипсометрического положения форм и элементов рельефа, изменчивости уклонов, плотности гидросети, ширины и длины форм рельефа. Исследование ведется с использованием точных современных топографических карт, позволяющих определять гипсометрию рельефа и уклоны, а также с применением аэроснимков и непосредственных полевых измерений.

Геологические методы включает большое число методов, направленных на изучение геологического строения форм рельефа и выявления многообразных связей рельефа с геологическим строением и тектоническим развитием. Эти методы дают наиболее убедительный материал для суждения о генезисе форм рельефа. К таким методам относятся: 1) морфо-структурный метод; 2) историко-геологический метод; 3) минералого-петрографический метод; 4) литолого-фациальный метод; 5) стратиграфический метод; 6) палеонтологический метод; 7) структурно-тектонический метод.

Географические методы применяются для выяснения условий рельефообразования в настоящее время и в прошлом. В особенности большое значение имеет выяснение климатических условий, что связано с определяющей ролью климата в развитии экзогенных процессов. Сюда относится изучение географических ландшафтов, почв, гидрологии рек, мерзлотных явлений.

Историко-геоморфологические методы, или методы палеогеоморфологии предназначены для установления

истории, стадийности развития рельефа и его закономерностей. В основу этой важной группы методов положен морфолого-генетический принцип. В соответствии с ним, исходя из генетического истолкования морфологических данных, и в особенности генезиса и возраста коррелятных отложений, проводится общая геоморфологическая классификация рельефа изучаемой территории. К этой группе методов относятся: 1) методы анализа геоморфологических циклов; 2) методы анализа геоморфологических уровней; 3) метод поверхностей выравнивания; 4) метод морфолого-структурной корреляции.

Геофизические методы, например сейсмические, магнитометрические, гравиметрические, широко используются в планетарной геоморфологии для уточнения формы и происхождения геоида в целом и в отношении таких крупнейших его форм, как материки и океаны. Применяются они и при региональных геоморфологических исследованиях.

Топографо-геодезические методы подразделяются на методы использования топографических карт для изучения морфологии и морфометрии рельефа и на методы специальных геодезических измерений. Топографические карты позволяют выявить многие формы рельефа, неуловимые при визуальных наблюдениях и даже на аэроснимках, особенно в пределах больших городов, в залесенных местностях, например слабо заметные речные террасы с размытыми уступами и мало отличающиеся по высоте.

Геодезические методы используются прежде всего для определения точных характеристик отдельных геоморфологических объектов в тех случаях, когда топографическая карта не позволяет получить данные требуемой точности. Особенно большое значение имеет нивелирование при изучении террас, продольных профилей долин и т.п. Геодезические методы применяются также при изучении современных движений земной коры. Это

повторные высокоточные нивелировки и триангуляционные съемки. Они имеют огромное практическое значение, так как дают точные данные, необходимые при проектировании крупных гидротехнических сооружений.

Дистанционные методы включают аэрометоды и методы изучения поверхности Земли из космоса. Методы эти очень прогрессивны и резко удешевляют и ускоряют исследования.

Главная особенность этих методов заключается в высокой точности изображения геоморфологических объектов и других элементов ландшафта в их соотношениях с геологическим строением, а также в просвечивании скрытых особенностей глубинного строения.

11.2. Общие понятия и сведения о геоморфологических картах

Геоморфологические карты составляются для наиболее полного и наглядного показа характеристик рельефа, отсутствующих или выраженных менее отчетливо на общегеографических картах. Для геоморфологических карт общегеографические карты являются основой, требующей специальной переработки и дополнения.

При создании геоморфологических карт используются элементы общегеографической основы: высотные характеристики рельефа (горизонталы, изобаты, отметки высот и глубин), гидрографическая сеть, береговые линии. Контурные и характеристики растительного покрова, дорожная сеть, населенные пункты, объекты хозяйственной деятельности человека и пр. могут быть сохранены на рабочей основе для лучшей ориентировки на местности, для привязки геоморфологических объектов, но при окончательном оформлении даются с большой разрядкой или полностью снимаются. Степень генерализации определяется масштабом, назначением и содержанием создаваемой карты.

По масштабу геоморфологические карты подразделяются на крупномасштабные — от 1 : 200 000 и крупнее,

среднемасштабные — от 1 : 200 000 до 1 : 1 000 000 включительно, мелкомасштабные — мельче 1 : 1 000 000. Карты масштаба мельче 1 : 5 000 000 относятся к обзорным.

По назначению и содержанию геоморфологические карты подразделяют на частные и общие.

На частных картах передаются отдельные характеристики рельефа: морфометрия, морфография, возраст, глубина расчленения, уклоны поверхностей, генетические группы и типы (флювиальный, карстовый, ледниковый). На общих картах рельеф характеризуется по совокупности признаков, из которых главнейшими считают морфологию (морфография + морфометрия), генезис и возраст.

Частные геоморфологические карты составляют на основе необобщенных или мало обобщенных частных показателей, относящихся только к морфографии, морфометрии, происхождению, возрасту рельефа, современным рельефообразующим процессам и т.д.

Соответственно различают: 1) морфографические, морфометрические (карты густоты расчленения, глубины расчленения, крутизны земной поверхности и др.); 2) структурно-геоморфологические; 3) морфоскульптурные (флювиального, ледникового, карстового и суффозионного, эолового, вулканического рельефа и т.п.); 4) морфохронологические, морфодинамические и т.д. Такие карты называются также аналитическими.

Общие геоморфологические карты составляются с учетом совокупности важнейших показателей: морфологии (морфография и морфометрия); генезиса и возраста рельефа.

Кроме того, различают карты типологические, где выделяются территории со сходными типами явлений (типы рельефа, геоморфологических процессов поверхностей рельефа и т.п.) и карты геоморфологического районирования, на которых выделяются районы по индивидуальным (региональным) признакам рельефа, характерным только для этих районов.

По назначению геоморфологические карты могут быть подразделены на:

1. Карты обширного назначения — рассчитаны на удовлетворение общих потребностей различных отраслей науки и народного хозяйства;

2. Узкого назначения — рассчитаны на решение конкретных хозяйственных задач: для инженерных целей (гидротехнического и дорожного строительства); для сельскохозяйственного назначения и т.п.

Среди геоморфологических карт широко используются общие геоморфологические карты, которые характеризуют рельеф по следующим признакам: морфология, генезис и возраст рельефа.

Геоморфологические карты подразделяют также на аналитические, синтетические и комплексные.

В качестве примера аналитических карт могут быть указаны уже упомянутые выше частные карты. На аналитических картах выделяются элементы и формы рельефа, охарактеризованные по названным основным признакам и отображаемые условными знаками-легендами.

Синтетические карты составляются для характеристики какого-либо объекта, района, типа рельефа и по сумме (синтезу) характеристик. На синтетических картах показывают комплексы форм рельефа и основными условными обозначениями отображают несколько геоморфологических признаков.

Комплексные карты отличаются тем, что на них передаются многочисленные объекты, характеризующиеся часто в разных показателях, из которых, может быть, один является общим для всех объектов и главным для данной карты. Таким показателем могут быть возраст, морфографические признаки, генезис и т.д.

ЛИТЕРАТУРА

1. Mateo Gutierrez. Climatic geomorphology, 2005.
2. Ананьев В.П., Потапов А.Д. Инженерная геология, М. Высшая школа, 2005.
3. Гарднер В., Дакамб Р. Полевая геоморфология, "Geomorphological field manual", М. "Недра", 1990.
4. Иргашев Ю.И., Р. Ешбоев «Геология ва геоморфология». Ташкент, 2013
5. Ешбаев Р.Е., Иргашев Ю.И., Назаров М.З. Скальные и полускальные породы и их строительные свойства, Ташкент, "Фан", 1992.
6. Леонтьев О.К., Рычагов Г.И. Общая геоморфология, М. Высшая школа, 1988.
7. Картоведение. Под редакций доктора географических наук, профессора Берлянт А.М. Издательство "Аспект - Пресс", Москва, 2003 г.
8. Передельский Л.В., Приходченко О.Е. Инженерная геология, Ростов-на Дону, "Феникс", 2006.
9. Пиотровский В.В. Геоморфология с основами геологии, М. "Недра", 1987.
10. Спиридонов А.И. Геоморфологическое картирование, М. "Недра", 1985.
11. Шерматов М.Ш., Умаров У.У., Рахмедов И.И. Гидрогеология, Ташкент, 2011.
12. Эргашев Й. Инженерлик геологияси ва гидрогеология, Ташкент, "Укитувчи" нашриёти, 1990.
13. Эргашев Й. Инженерлик геологияси асосларидан амалий машғулотлар, Тошкент, "Ўзбекистон" нашриёти, 1992.

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.	3
1. Наука геология, цели, задачи, история развития и разделы . . .	3
2. Цель и задачи науки геоморфология, история развития и связь с другими науками	5
ГЛАВА 1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ПРОИСХОЖДЕНИИ И СТРОЕНИИ ЗЕМЛИ	8
1.1. Происхождение, форма и размеры Земли.	8
1.2. Строение Земли	13
1.3. Геологические процессы и их роль в формировании рельефа	19
ГЛАВА 2. МИНЕРАЛЫ И ГОРНЫЕ ПОРОДЫ.	23
2.1. Происхождение минералов, их строение, состав и виды . . .	23
2.2. Физические свойства минералов.	24
2.3. Общие понятия о горных породах и их классификация . . .	29
2.4. Магматические горные породы, их происхождение, виды и их роль в формировании рельефа.	30
2.5. Осадочные горные породы, их происхождение, виды и их роль в формировании рельефа.	42
2.6. Метаморфические горные породы, их происхождение, виды и их роль в формировании рельефа	57
ГЛАВА 3. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХРОНОЛОГИЯ	63
3.1. Относительный и абсолютный возраст горных пород	63
3.2. Понятие о геохронологии и геохронологическая шкала . . .	66
ГЛАВА 4. ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ, ИХ ВИДЫ И ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД	70
4.1. Виды тектонических движений и их роль в формировании рельефа	70
ГЛАВА 5. УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ СЛОЕВ	85
5.1. Горизонтальное и моноклинальное залегание слоев, их роль в формировании рельефа	85
5.2. Способы изображения слоев и поверхности Земли	94
5.3. Изображение слоев в разрезах	95
ГЛАВА 6. СКЛАДЧАТЫЕ И РАЗРЫВНЫЕ ДИСЛОКАЦИИ И ИХ РОЛЬ В ФОРМИРОВАНИИ РЕЛЬЕФА	100
ГЛАВА 7. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О РЕЛЬЕФЕ ЗЕМЛИ	107
7.1. Форма и виды рельефа Земли	107
7.2. Классификации рельефа, основная его форма и виды	107

7.3. Генетическая классификация рельефа	111
7.4. Возраст рельефа и основные направления развития	113
ГЛАВА 8. ЭНДОГЕННЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ И ОБУСЛОВЛЕННЫЕ ИМИ ФОРМЫ И ВИДЫ РЕЛЬЕФА	
8.1. Значение движений в земной коре на формирование рельефа	116
8.2. Тектонические движения, их виды, формы и влияние на формирование рельефа	117
8.3. Тектонические движения и обусловленные ими формы и виды рельефа	125
8.4. Землетрясение и его влияние на рельеф	128
8.5. Магматизм и его роль в формировании рельефа	133
ГЛАВА 9. ЭКЗОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ И ОБУСЛОВЛЕННЫЕ ИМИ ФОРМЫ И ВИДЫ РЕЛЬЕФА	
9.1. Общие понятия о рельефообразующих экзогенных процессах	137
9.2. Выветривание, элювиальные отложения и их влияние на рельеф	138
9.3. Геологическая работа ветра и образование форм рельефа	141
9.4. Флювиальные процессы и обусловленные ими формы и виды рельефа в результате их деятельности	143
9.4.1. Геологическая работа атмосферных вод, образование делювиальных, пролювиальных отложений и их влияние на рельеф	144
9.4.2. Геологическая работа речных вод, образование аллювиальных отложений и их влияние на рельеф	145
9.5. Геологическая работа подземных вод и их влияние на рельеф	151
9.5.1. Заболачивание, засоление, просадка и их влияние на рельеф	155
9.6. Виды и формы суффозии и карста	156
9.6.1. Явления суффозии и их влияние на рельеф	156
9.6.2. Явления карста и их влияние на рельеф	157
9.7. Виды и формы рельефа, обусловленные гравитационными процессами	158
9.8. Виды и формы рельефа, обусловленные гляциальными и нивальными процессами	162

9.9. Геологические работы морей, озер, водохранилищ и их влияние на рельеф	164
9.10. Криогенные процессы и их влияние на рельеф	167
9.11. Биогенные и техногенные процессы и их влияние на рельеф	169
ГЛАВА 10. МОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СУШИ И ДНА ОКЕАНОВ	172
10.1. Морфология горных стран суши	172
10.2. Морфология равнинных стран суши	181
10.3. Морфология шельфа, материкового склона и ложа океана	181
ГЛАВА 11. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ И ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ КАРТАХ	197
11.1. Задачи и методы геоморфологических исследований	197
11.2. Общие понятия и сведения о геоморфологических картах	200
ЛИТЕРАТУРА	203

Абдухалик Сапаров, Мархамат Рахимбабаева,
Нигора Рахматуллаева

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОМОРФОЛОГИЯ

учебник

*Редактор В. Джураев
Корректор В. Джураев
Компьютерная верстка А. Аубакиров*

Издательство Национального общества
философов Узбекистана
100083, г. Ташкент, ул. Матбуотчилар, 32

Лицензия издательства АІ № 216, 03.08.2012.
Подписано в печать 19.11.2019. Формат 60x84 1/16. Печать
офсетная. Гарнитура Uz-Times. Усл. печ. л. 13,0. Уч.-изд. л.
13,5. Тираж 300 экз. Заказ №27

Отпечатано в типографии ООО «FAYLASUFLAR»
Адрес: г. Ташкент, ул. Матбуотчилар, 32.

