

Министерство науки и высшего образования Российской Федерации
Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение
высшего образования
«Оренбургский государственный университет»

Е.Г. Щеглова, Н.П. Галянина, А.С. Степанов

ГЕОЛОГИЯ С ОСНОВАМИ ГЕОМОРФОЛОГИИ

Учебное пособие

Рекомендовано ученым советом федерального государственного бюджетного образовательного учреждения высшего образования «Оренбургский государственный университет» для обучающихся по образовательной программе высшего образования по направлению подготовки 05.03.02 География

Оренбург

2018

УДК 551.4(075.8)

ББК 26.3я73

Щ 33

Рецензент - доктор географических наук В.П. Петрищев

Щ 33 **Щеглова, Е.Г.**
Геология с основами геоморфологии: учебное пособие
/ Е.Г. Щеглова, Н.П. Галянина, А.С. Степанов; Оренбургский
гос. ун-т. – Оренбург: ОГУ, 2018. – 125 с.
ISBN

Данное издание посвящено изучению рельефа земной поверхности и рельефообразующим факторам. Кроме этого, в конспекте лекций рассмотрены основы геологии и ее связь геоморфологией.

Учебное пособие "Геология с основами геоморфологии" предназначено для студентов очной и заочной форм обучения, обучающихся по направлению подготовки 05.03.02 География.

УДК 551.4(075.8)

ББК 26.3я73

© Щеглова Е.Г.,
Галянина Н.П.,
Степанов А.С., 2018
© ОГУ, 2018

Содержание

Введение.....	4
1 Предмет, задачи геологии и геоморфологии. История развития геологических и геоморфологических знаний.....	5
2 Методы геологии и геоморфологии.....	11
2.1 Методы геологии.....	11
2.2 Методы геоморфологии.....	13
3 Общая морфология земной поверхности.....	27
3.1 Морфология горных стран суши.....	27
3.2 Морфология равнинных стран суши.....	40
3.3 Морфология шельфа, материкового склона и ложа океана.....	46
4 Рельефообразующая роль эндогенных процессов.....	57
4.1 Тектонические движения.....	57
4.2 Магматизм.....	60
4.3 Землетрясения.....	72
5 Экзогенные процессы и рельеф. Процессы выветривания. Денудационные процессы.....	80
5.1 Процессы выветривания и денудационные процессы.....	81
6 Флювиальные процессы.....	86
7 Поверхности выравнивания. Понятие о геоморфологическом цикле.....	115
7.1 Цикличность в развитии рельефа.....	115
8 Морфоклиматические процессы. Морфоклиматическая зональность. Современные морфоклиматические зоны.....	121
Список использованных источников.....	125

Введение

Геология является одной из наук, изучающих Землю. Земля - это планета солнечной системы, которая обладает достаточно сложным строением, а также имеет довольно длительную историю своего развития. Она исследуется в одно и тоже время рядом наук: геодезией, астрономией, геофизикой, физической географией и многими другими.

Форма и размеры Земли изучаются геодезией. Астрономией Земля исследуется как космическое тело, изучается ее положение в мировом пространстве, а также происхождение. При помощи физических методов геофизика исследует строение Земли как единого целого. Поверхность Земли и закономерности процессов, происходящих на ней, исследуются при помощи физической географии.

Геология, как наука, можно разделить на два крупных раздела, в данный момент времени образовавших самостоятельные научные дисциплины, такие как:

Общая или динамическая геология, изучающая геологические процессы и строение земной коры.

Историческая геология, исследующая геологическую историю Земли, развитие земной коры и земной поверхности.

К геологии тесно примыкают такие научные дисциплины, как
- минералогия, изучающая минералы земной коры, петрография, изучающая горные породы, палеонтология, исследующая окаменелые остатки животных и растений в слоях земной коры и геоморфология – наука о рельефе Земной поверхности.

Отмеченные геологические дисциплины тесно связаны между собой. В данном учебном пособии мы подробно рассмотрим основы геологии и геоморфологии, а также их связь между собой.

1 Предмет, задачи геологии и геоморфологии. История развития геологических и геоморфологических знаний

Геология представляет собой науку о Земле (в переводе с древнегреческого языка слово "гео" означает «Земля», а слово "логос" означает «учение»). Если рассматривать геологию с точки зрения науки, то она прошла достаточно большой и серьезный путь в своем развитии. До XVIII века геологию считали как отдел минералогии (т.е. сводили геологию к пассивному описанию минералов и пород), или же к физической географии. В качестве главной задачи определяли пояснение и уточнение вопроса по происхождению земли. Лишь только к концу XVIII века определили геологию, как науку в понимании, приближенному к современному. Этому поспособствовал то, что М. Ломоносов произвел систематизацию разрозненных геологических материалов. Такую же работу зарубежом, а в частности в Германии, провел А. Вегенер. А в 1657 ученый Эмольт предложил сам термин «геология».

Таким образом, геология является одной фундаментальных естественных наук, которая изучает состав, строение, происхождение, а также развитие Земли. Помимо этого, она изучает сложные процессы и явления, которые протекают на ее поверхности, а также в ее недрах. В качестве предмета непосредственного исследования геологии ученые выделяют земную кору. Главная задача геологии - это определение состава, строения, а также история развития земной коры.

Геоморфология и четвертичная геология — сравнительно молодые науки в общем комплексе наук о Земле. Их тесная связь друг с другом, несмотря на вполне отчетливо выраженную самостоятельность, обусловлена неразрывным взаимодействием объектов и методов исследования.

Геоморфология — наука о рельефе Земли, его морфологии и морфометрии, генезисе, возрасте и истории формирования. Она дает научные

основы хозяйственного использования и преобразования рельефа деятельностью человека.

Основной объект геоморфологии — современный рельеф земной поверхности и история его развития. Важной особенностью рельефа является соподчинение в нем форм различных порядков — от Земли, как геоида, от основных неровностей — материков и океанов, до горных стран и равнин, возвышенностей и впадин, холмов и оврагов. Геоморфология имеет дело, с одной стороны, с формами поверхности, возникающими в условиях определенной географической среды, а с другой — с геологическими телами, слагающими эти формы или образующими их субстрат. В связи с этим и приемы геоморфологических исследований характеризуются комплексностью методики, в основе которой лежат географические и геологические методы, а также данные ряда других наук.

Главные задачи геоморфологии: 1. Всестороннее изучение рельефа, типизация наблюдаемых форм, выявление морфологических комплексов форм рельефа, их связей между собой, с геологическим строением, с континентальными отложениями. 2. Установление участвующих в рельефообразовании эндогенных и экзогенных процессов и влияния геологических и географических факторов, т. е. выяснение генезиса рельефа и его классификация. 3. Выявление истории развития рельефа. 4. Оценка практического значения рельефа, прогноз его дальнейшего развития, получение дополнительной информации о геологическом строении и полезных ископаемых.

При этом необходимы три подхода к изучению рельефа.

Морфологический подход выявляет внешние (морфографические) признаки форм рельефа, их плановую конфигурацию. Морфометрический подход устанавливает количественные характеристики рельефа — абсолютные и относительные высоты, размеры в плане, уклоны поверхности.

Историко-генетический подход — это исследование происхождения рельефа, истории развития, его закономерностей. Этот подход является важнейшим и несет наиболее ценную информацию.

В геоморфологии различается несколько ветвей.

Общая геоморфология изучает общие закономерности геоморфологического процесса.

Региональная геоморфология освещает строение и развитие рельефа тех или иных конкретных территорий.

Планетарная геоморфология занимается изучением формы геоида в целом и его крупнейших составных частей — материков и океанов.

Историческая геоморфология рассматривает историю формирования рельефа. Выделяют также структурную геоморфологию, изучающую формы рельефа, созданные тектоническими движениями, а также отражение в рельефе структуры земной коры, и климатическую геоморфологию, исследующую формы рельефа, созданные экзогенными процессами, в большой степени обусловленными климатическими условиями.

Выход человека в космос дал начало сравнительной планетоморфологии — сравнительному изучению рельефа на различных планетах. Широкое развитие бурения и геофизических исследований выявило наличие в земной коре погребенного (ископаемого) рельефа, возникавшего в геологическом прошлом. Это обстоятельство породило новое направление в геоморфологии — палеогеоморфологию. Развитие эксперимента в геоморфологии дало начало экспериментальной геоморфологии.

Четвертичная геология или, точнее, «геология четвертичной системы» представляет собой раздел исторической геологии. Эта наука изучает стратиграфию, строение, генезис и историю формирования четвертичных (антропогенных) отложений. Обособление ее в самостоятельную ветвь геологии обусловлено спецификой объекта — четвертичных отложений,

требующих особой методики исследования, а также особым кругом решаемых этой наукой народнохозяйственных задач.

Главной особенностью четвертичных отложений является абсолютное господство среди них континентальных отложений весьма разнообразного генезиса, расшифровка которого немыслима вне их геоморфологического положения, вне связи с рельефообразующими процессами.

Геоморфологические исследования и изучение четвертичных отложений ведутся в теснейшем взаимодействии, образуя единую методическую основу. Геоморфологические методы дают основу для установления генезиса четвертичных отложений, их прослеживания и сопоставления по формам рельефа, используются для установления местных стратиграфических схем. Четвертичная геология дает геохронологическую основу для определения возраста преобладающей части форм рельефа, тем самым для восстановления истории его развития, позволяет установить условия рельефообразования в прошлом. Именно это, а также общность решаемых этими науками практических задач, обуславливает теснейшую связь геоморфологии и четвертичной геологии и определяет возможность изучения студентами вузов геоморфологии и геологии четвертичных отложений в рамках единой учебной дисциплины.

Геоморфология и геология четвертичных отложений имеют тесную связь с рядом других смежных наук, данные которых в той или иной степени используются в общем комплексе методов исследования. Наиболее тесна эта связь с физической географией и динамической геологией, так как преобразование земной поверхности обусловлено общей цепью геологических и географических перемен. По И.П. Герасимову, «Геоморфология является наукой географо-геологического цикла», что можно сказать также и о четвертичной геологии.

Обе эти науки теснейшим образом связаны с учением о генетических типах континентальных отложений, являющимся одной из основ

четвертичной геологии. Отражая единство процессов образования рельефа и осадконакопления, геоморфология и учение о генетических типах образуют, в сущности, единое учение о глиптогенезе — процессе преобразования земной поверхности. Столь же тесно связано с геоморфологией учение о новейших движениях земной коры (неотектоника), широко использующее геоморфологические методы.

Среди других геологических наук геоморфология и четвертичная геология связаны также с исторической, региональной и структурной геологией, минералогией, петрографией, палеонтологией, геологическим картированием, геохимией, геофизикой, тектоникой, сейсмотектоникой, геологией моря, вулканологией и учением о полезных ископаемых.

Среди географических наук назовем картографию, геодезию, ландшафтоведение, гидрологию, климатологию, биогеографию, океанологию. Большое значение имеет использование данных и методов почвоведения, планетологии, истории и археологии, а также таких точных наук, как математика, физика, химия, астрономия.

Как и все науки, геоморфология и геология четвертичных отложений призваны решать научные и практические вопросы большого народнохозяйственного значения.

Выдающееся научно-теоретическое значение этих наук связано с возможностью непосредственного наблюдения процессов рельефообразования и континентального осадконакопления. Широкое применение актуалистического и сравнительно-исторического принципов позволяет использовать данные геоморфологии для познания общих закономерностей преобразования земной поверхности в геологическом прошлом. Изучение современных и новейших тектонических движений геоморфологическими методами ведет к выяснению многих общих свойств тектогенеза и тем самым становится одним из важнейших способов познания тектонического развития Земли.

К главным научным задачам обеих наук необходимо отнести разработку общей теории геоморфологического процесса, уточнение стратиграфии и всей истории геологического развития неоген-четвертичного времени в связи с проявлениями неотектонических движений и оледенений, установление причин и повторяемости оледенений и их влияния на эвстатические колебания уровня океана. Установление закономерностей развития земной поверхности в новейшее время дает основу предвидения ее дальнейшего развития и последствий тех крупнейших ее преобразований, которые связаны с деятельностью человека.

Важной задачей рассматриваемых наук является установление закономерностей, определяющих связь геологического строения субстрата с рельефом и строением четвертичных образований.

2 Методы геологии и геоморфологии

2.1 Методы геологии

Все методы геологии определяют из ее задач. Если исходить из задач геология, то тогда геология - это историческая наука. Поэтому в рамках этого определения она обязана изучать разнообразные геологические памятники или же документы.

Под геологическими документами понимают горные породы, формы залегания и сложения горных пород, следы, отпечатки и царапины на поверхности горных пород, органические остатки в горных породах и т.д. Состав и сложение данных пород указывают на физические условия их образования; форма залегания горных пород - на характер движений, происходящих и происходивших в земной коре; органические остатки - на физико-географические условия земной поверхности минувших времен; степень организации ископаемых животных и растений дает возможность установить последовательность геологических событий во времени и последовательность образования слоев, пород, слагающих земную кору.

В настоящее время, наряду с обычными геологическими методами, геология в своих исследованиях широко применяет геофизические, геохимические и другие доступные методы.

В науках естественной направленности, таких, как физика, химия и биология, установился такой порядок исследования: наблюдение явления в естественных условиях, опыт в искусственных условиях, выводы и заключения. В геологии остается такой же порядок исследования, но в этой науке роль опыта имеет меньшее значение. Дело в том, что геологические явления совершаются в огромных пространственных размерах, на протяжении длительных отрезков времени, исчисляемых миллионами и миллиардами лет. Кроме того, многие геологические явления протекают в

условиях высоких температур и давлений. Поэтому создать искусственные условия для воспроизведения и проверки геологических явлений во многих случаях в настоящее время еще невозможно. Например, возникает много трудностей искусственно воспроизвести образование гор, учитывая, что при этом приходят в движение массы земной коры протяжением на тысячи километров и до глубин в десятки километров. Трудно воспроизвести извержения вулканов, в которых принимают одновременно участие массы в газообразном, жидком и твердом состоянии, притом в грандиозных размерах.

Однако, несмотря на указанные трудности, опыт и моделирование в геологических исследованиях с развитием науки и техники, приобретает все большее и большее значение. Так, например, искусственным путем воспроизведены главнейшие минералы и ряд горных пород, что дает возможность расшифровать и объяснить физико-химические условия, при которых совершаются геологические явления в земной коре. В последнее десятилетие успешно проводятся эксперименты по моделированию горообразовательных процессов.

Трудность в геологических исследованиях связана еще и с тем, что многие геологические явления в земной коре давно закончились. От этих явлений остались различного вида указанные выше документы. Для объяснения и расшифровки таких документов в геологии широко применяется так называемый принцип актуализма или сравнительный метод. Названный принцип допускает, что геологические явления далекого прошлого происходили, в общем, примерно в сходных условиях и подчинялись тем же физико-химическим законам, как и в настоящее время. Поэтому в геологии, исходя из сравнительного метода, судят о прошлом по настоящему.

Так, в наше время при вулканических извержениях образуются затвердевшие потоки лавы, пемза, пепел и др. Если в слоях земной коры, наряду с другими породами, встречаются лаву, пемзу и пепел, то заключают,

что они также образовались при вулканических извержениях, которые происходили в далеком геологическом прошлом.

В настоящее время в определенных условиях при усыхании морских заливов отлагаются каменная соль, гипс, глауберова соль и др. При нахождении перечисленных солей в ископаемом залегании принимают, что они также отложились при усыхании морских заливов.

В связи с малой ролью опыта в геологических исследованиях особенно важными являются наблюдения, производимые при полевых работах. Во время полевых исследований собираются геологические документы, на основании которых, после обработки, делаются соответствующие выводы и заключения. От умения и правильности выполнения полевых исследований зависит правильность выводов. Полевые наблюдения являются самым важным этапом в геологических исследованиях. Хотя в геологии и применяются лабораторные методы исследования для определения пород, минералов и ископаемых организмов, все же по существу - это полевая наука.

При полевых наблюдениях геологу попадаются отдельные факты, которые не всегда являются достаточными для объяснения полной картины строения и истории развития изучаемой земной коры. Это положение приводит к тому, что в геологии и до настоящего времени имеется довольно много гипотез и предположений, доказательство которых еще ждет своих исследователей.

2.2 Методы геоморфологии

Охарактеризованные выше сложные условия формирования рельефа с огромным разнообразием взаимодействующих при этом процессов и факторов предопределили своеобразие методики геоморфологических исследований. Важнейшей стороной этой методики является необходимость всестороннего и комплексного изучения рельефа. Основой этого является

сочетание морфологического, морфометрического и историко-генетического подхода, изучение рельефа в его развитии.

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. Среди этих методов различаются морфографические, морфометрические, геологические, географические, историко-геоморфологические, геофизические, топо-геодезические, дистанционные, историко-археологические. Значительная роль в геоморфологических исследованиях принадлежит геоморфологическому картированию, синтезирующему различные частные методики. Применяется также экспериментальный метод, воспроизводящий динамические процессы и их морфологические следствия.

Принципиальной основой геоморфологических исследований является методология диалектического материализма, требующая изучения всех объектов в их развитии, учета взаимосвязанности всех явлений природы, исторического подхода к анализу рельефа. Поэтому следует подчеркнуть, что ни один из перечисленных методов, взятый отдельно, не может обеспечить полноту, всесторонность познания изучаемых в геоморфологии объектов. Только в совокупном их использовании достижимо максимально полное раскрытие строения, происхождения и истории формирования рельефа.

Обратимся к краткой характеристике применяемых в геоморфологии методов.

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 по мощь оказывают хорошие топографические карты и аэроснимки. Для геологов морфология представляет интерес прежде всего потому, что плановые очертания элементов рельефа могут быть обусловлены особенностями геологического строения субстрата. В этом отношении большое значение приобретает выявление прямолинейных, а также кольцевых геоморфологических элементов, их картирование, статистическая обработка и генетическое истолкование.

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 на основе точных современных топографических карт, позволяющих определять гипсометрию рельефа и уклоны, а также с применением аэроснимков и непосредственных полевых измерений. Морфометрический анализ с успехом используется при поисках нефтегазоносных структур и при глубинном геологическом картировании в рудных районах. Количество видов морфометрических методов в настоящее время очень велико. Они рассматриваются в специальных руководствах.

С помощью морфологии и морфометрии осуществляется прогнозирование разрывных нарушений различных рангов, блоков основания, линейных складок и брахиморфных структур, форм погребенного рельефа, производится уточнение границ различных схем природного районирования (геоморфологического, неотектонического, инженерно-геологического и т.д.).

Необходимо подчеркнуть, что морфографические и морфометрические методы совершенно недостаточны для выяснения генезиса и тем более - истории развития форм рельефа. В природе часто наблюдается конвергенция

форм. Так, по своей форме неразличимы структурные и аллювиальные террасы. С другой стороны, формы рельефа одного и того же генезиса морфологически могут быть резко различными. Поэтому важнейшее значение в геоморфологии имеют историко-генетические методы, и среди них прежде всего геологические.

Геологические методы включают большое число методов, направленных на изучение геологического строения форм рельефа и выявление многообразных связей рельефа с геологическим строением и тектоническим развитием. Эти методы дают наиболее убедительный материал для суждения о генезисе форм рельефа. Морфоструктурный (морфогеологический) метод заключается в выявлении геологического строения форм рельефа и в анализе взаимоотношений рельефа с геологией. Сюда относится также морфолитогенетический метод, суть которого основана на изучении выражения свойств горных пород в рельефе. Выявляются структурные, структурно-обусловленные и аструктурные формы рельефа. Удаётся различить сбросовые и эрозионные горы, прямые и обрамленные формы тектонического рельефа и т. д. Важнейшее значение морфогеологический метод имеет для аккумулятивных форм рельефа, так как изучение их геологического строения даёт прямые указания на их генезис и возраст. При этом применяется метод генетических типов отложений, позволяющий по характерным признакам установить их происхождение. С другой стороны, это изучение используется как метод коррелятивных отложений, заключающийся в выяснении связей между денудационными формами и соответствующими им в едином процессе развития рельефа аккумулятивными образованиями. Метод этот особенно важен для установления возраста выработанных форм рельефа и отдельных этапов его развития. Так, геологический возраст дельтовых отложений определяет время формирования соответствующих частей речной долины, возраст грубообломочных слоев в толще предгорных отложений, указывает на время интенсивных горообразовательных движений и

оживления эрозионного вреза речной сети. Чередование тонко- и грубообломочных толщ в предгорных отложениях свидетельствует о периодичности тектонических поднятий. Особенно важное значение имеет метод коррелятных отложений в палеогеоморфологии. Историко-геологический метод заключается в выяснении геологической истории, предшествующей и сопутствующей возникновению современного рельефа. При этом особенно широко применяется изучение четвертичной геологии, что обусловлено преобладанием в рельефе форм четвертичного возраста.

При применении геологических методов используются геологические карты и литература, а также проводятся специальные исследования.

Отметим наиболее важные из употребляемых при этом частных методов,

Минералого-петрографический метод направлен на изучение состава обломочного материала в целях прежде всего выяснения путей сноса и оконтуривания питающих бассейнов. Широко используются при этом данные шлихового опробования, гранулометрический и валунный методы. Литолого-фациальный метод заключается в изучении состава и фациальной изменчивости коррелятных отложений и их генетических типов. Широко применяется тут анализ текстур (слоистости и слоеватости) осадочных пород, изучение слоистости и другие палеогеографические методы. Стратиграфический метод применяется для установления геологического возраста отложений и форм рельефа. Палеонтологические методы дают основу определения возраста отложений и наиболее важные указания о климатических условиях прошлого. Последние выявляются также методом изучения кор выветривания и по генетическим типам отложений.

Исключительно большое значение имеет структурно-тектонический анализ. По Н.П. Костенко, он заключается в изучении морфологии, генезиса и возраста складчатых и разрывных структур непосредственного субстрата рельефа, в изучении динамики его развития. При этом применяется весь

известный в настоящее время арсенал приемов тектонического анализа (структурный, объемный, формационный анализ, изучение фаций и мощностей, перерывов и несогласий и т.д.). Изучение рельефа необходимо вести также с учетом данных о неотектонических движениях и структурах. Между геоморфологическими методами, применяемыми в неотектонике, и использованием неотектонических данных в геоморфологии имеется самая тесная диалектическая связь.

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. Самостоятельное значение имеют биогеографические методы - зоогеографический и геобоганический, используемые для выявления физико-географических условий прошлого, в частности, распределения суши и моря.

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 признаков рельефа при одновременном учете всех геологических данных, и в особенности генезиса и возраста коррелятных отложений, проводится общая геоморфологическая классификация рельефа изучаемой территории. В рамках группы форм одного и того же генезиса устанавливаются ряды последовательности их образования и с помощью геологических методов осуществляется их возрастная датировка с последующей временной корреляцией форм различного генезиса. В эту группу методов входят методы анализа геоморфологических циклов (выявление цикличности в формировании

рельефа, например, образование серии речных террас и ассоциирующих с ними форм рельефа), методы анализа геоморфологических уровней, метод поверхностей выравнивания и метод морфолого-структурной корреляции. Последний позволяет на основе прослеживания, сопоставления и увязки различных по происхождению форм рельефа воссоздавать для определенного временного интервала историю их формирования. При этом могут быть увязаны и столь контрастные категории рельефа, как денудационные и аккумулятивные.

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.

Особый размах приобрели геофизические методы в настоящее время при изучении рельефа, тектоники и происхождения дна океанов. Используются при этом также гидроакустические исследования (эхолотирование).

При крупномасштабных геоморфологических исследованиях геофизическое изучение имеет основное значение для выявления строения и рельефа ложа рыхлых отложений и их мощностей. Оно осуществляется методами электроразведки (вертикального электродирования (ВЭЗ), симметричного или дипольного профилирования) и сейсморазведки невзрывного типа. Широко используются геофизические методы не только при наземных работах, но и с различных летательных аппаратов. Важнейшее значение имеют геофизические методы при изучении современных движений земной коры.

Топогеодезические методы подразделяются на методы использования топографических карт для изучения морфологии и морфометрии рельефа и на методы специальных геодезических измерений. Хорошие

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 замытыми 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 цифры, 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 некоторых особенностей глубинного строения. Характерна также возможность при соответствующем наборе этих методов совмещения детальности и обзорности наблюдений. Повторные наблюдения обеспечивают надежные выводы по динамике рельефообразующих процессов. Дистанционные методы позволяют также широко использовать для целей геоморфологии методы ландшафтного дешифрирования, вовлекая в орбиту геоморфолога всю географическую среду в ее многообразии.

К аэрометодам относятся аэроизуальные наблюдения и использование аэрофотоматериалов. Важнейшее значение имеет геоморфологическое дешифрирование аэроснимков. Благодаря их свойству под стереоскопом

увеличивать размах рельефа, все его морфологические особенности выступают особенно ярко, что в высокой степени повышает возможности их дешифрирования. Кроме обычных черно-белых снимков используются цветные и спектрональные. При съемках из космоса применяются также методы, преобразующие информацию в виде электросигналов с помощью телевидения, ЭВМ и др. Космические снимки мелкого масштаба охватывают огромные пространства, создавая важный эффект обзорности.

Историко-археологические методы основаны на изучении древних рукописей и карт, дающих сведения о былом рельефе, на анализе топонимики - географических названий, свидетельствующих о недавних изменениях в рельефе, на сопоставлении топографических карт, различающихся по времени съемки. Большой интерес для выявления недавних тектонических движений и колебаний уровня моря представляют также археологические материалы.

Особое место в ряду методов исследования рельефа занимает геоморфологическое картирование. Оно является важнейшим средством познания геоморфологического строения и истории развития поверхности нашей планеты, поскольку геоморфологическая карта является итоговым документом, построенным на основе применения всех перечисленных ранее методов геоморфологических исследований. Она отражает морфологию, генезис и возраст рельефа, а также соотношения между формами рельефа и геологическим строением. Освещение типов геоморфологических легенд и карт будет дано в специальном разделе ниже.

В последние десятилетия существенные успехи достигнуты в применении для геоморфологических исследований экспериментальных методов. Эксперимент, учитывающий фактор геологического времени, позволяет выразить процессы, формирующие рельеф, не только качественно, но и количественно. Предметом эксперимента чаще всего избирают русловой процесс, плоскостной смыв и намыв, гравитационные и другие

рельефообразующие процессы. На основе ряда экспериментов уже внесены важные поправки в некоторые теоретические положения геоморфологической науки.

Важным дополнением к экспериментальным исследованиям являются методы математической статистики, также позволяющие давать количественные характеристики рельефа.

В последние годы растущий интерес вызывает применение к изучению рельефа сравнительно-планетологического метода.

Открытие широкого распространения ударных (метеоритных) кратеров на Луне, Марсе, Меркурии повысило внимание к наличию подобных форм в рельефе Земли. С другой стороны, при изучении рельефа Марса выявляются формы, аналогичные известным формам рельефа Земли, как, например, меандрирующие долины

Геоморфологические карты

Итогом специальных геоморфологических исследований, а также геоморфологических наблюдений, обязательно сопровождающих геологосъемочные работы, согласно инструкции по съемке в масштабах 1 : 200 000 и 1 : 100 000, является геоморфологическая карта, которая входит в комплект графики геологического отчета. Геоморфологическая карта сопровождается геоморфологическими разрезами, колонками, блок-диаграммами и другой графикой. Дается также геоморфологическое описание в виде главы «геоморфология» в геологическом отчете, или в виде самостоятельного отчета в случае специализированных геоморфологических исследований.

Типы геоморфологических карт. В общей классификации геоморфологические карты рассматриваются как специальные, различаясь по масштабу, содержанию и назначению. Геоморфологические карты также, как и геологические, целесообразно классифицировать по масштабу, поскольку геоморфологические исследования включаются в комплексную

геологическую съемку: обзорные (от 1 : 10 000 000 до 1 : 1 500 000), мелкомасштабные (1:1 000 000 - 1:500 000), среднемасштабные (1:200 000 - 1:100 000) и крупномасштабные (1 : 50 000 - 1 : 25 000 и крупнее).

Классификация геоморфологических карт наиболее подробно и обоснованно изложена в работах А.И. Спиридонова. По содержанию геоморфологические карты разделяются на общие и частные.

Частные геоморфологические карты составляются на основе необобщенных или мало обобщенных частных показателей, относящихся только к морфографии, морфометрии, происхождению, возрасту рельефа, современным рельефообразующим процессам и т. д. Соответственно различают карты: морфографические, морфометрические (карты густоты расчленения, глубины расчленения, крутизны земной поверхности и др.), структурно-геоморфологические, морфоскульптурные (флювиального, ледникового, карстового и суффозионного, эолового, вулканического рельефа и т. п.), 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.

В зависимости от отрезка времени, для которого дается характеристика рельефа, различают карты современных геоморфологических условий (сложившихся к настоящему времени), карты палеогеоморфологические

(различных этапов развития рельефа), карты геоморфологических прогнозов (развития рельефа в будущем).

По назначению геоморфологические карты могут быть подразделены на карты широкого и узкого назначения. Первые рассчитаны на удовлетворение общих потребностей различных отраслей науки и народного хозяйства, вторые (специальные или прикладные) — на решение конкретных хозяйственных задач: поиски полезных ископаемых (карты для поисков россыпей, коренных месторождений, нефтегазоносных структур), для инженерных целей (гидротехнического и дорожного строительства), для сельскохозяйственного назначения.

Среди всех названных типов карт рассмотрим подробнее общие геоморфологические карты широкого назначения.

Общие геоморфологические карты должны характеризовать рельеф по следующим основным признакам: морфология, генезис и возраст рельефа. Общие геоморфологические карты подразделяются на аналитические и синтетические. На аналитических картах выделяются элементы и формы рельефа, охарактеризованные по названным основным признакам и отображаемые условными знаками. На синтетических картах показывают комплексы форм рельефа, и основными условными обозначениями отображают несколько геоморфологических признаков.

На аналитических картах характеристика рельефа с точки зрения генезиса, морфологии и возраста дается путем сочетания нескольких условных обозначений: цветового фона, штриховки, значков, индексов, изолиний. Долгое время для составления общих геоморфологических карт аналитического типа какой-либо общей легенды не существовало. Одними исследователями цветовой фон использовался для изображения возраста рельефа, а штриховые знаки — для показа генезиса и морфологических особенностей рельефа (различные денудационные и аккумулятивные формы равнинного, холмистого, горного и других морфологических типов рельефа).

Другие исследователи цветным фоном предлагают отображать происхождение рельефа, а оттенками (интенсивностью тонов) или индексами — возраст рельефа; морфология передается горизонталями. В 1968 г. комиссия Геоморфологического картографирования при Международном географическом союзе разработала унифицированную легенду для геоморфологических карт масштаба 1 : 25 000 — 1 : 50 000. По А.И. Спиридонову, для построения общих геоморфологических карт аналитического типа следует использовать независимые друг от друга системы условных обозначений. Морфологические особенности рельефа лучше всего изображать горизонталями; эта характеристика может быть дополнена разработанными внемасштабными условными знаками: обрывы, овраги, уступы, бровки, карстовые воронки, береговые валы и пр. Генезис рельефа следует показывать фоновой окраской, для чего приводится перечень основных генетических категорий рельефа и рекомендуемые цвета качественного фона и значков. Для изображения рельефа, образованного под влиянием действующих последовательно двух факторов, прибегают к наложению на цветовой фон ведущего фактора цветной штриховки, соответствующей другому фактору. Возраст рельефа лучше всего передавать интенсивностью цветных тонов. Кроме того, наносятся генетические и возрастные индексы.

При черно-белом оформлении геоморфологических карт используют разнообразные штриховые, линейные и внемасштабные знаки. При составлении геоморфологической карты необходимо стремиться к тому, чтобы карта, богатая по содержанию, была наглядной и легко читаемой.

На синтетических картах, как указывает А.И. Спиридонов, выделяют морфологические комплексы (типы рельефа), которые представляют собой естественные группировки форм, объединенных общностью внешнего облика, геологического строения, происхождения и развития. Чаще всего на крупно- и среднемасштабных картах цветовыми знаками изображают

вулканические образования и экзогенезис форм рельефа в связи с их морфологией, а интенсивностью цветного фона - морфометрические показатели (абсолютные и относительные высоты). Для аккумулятивных низменных равнин применяют зеленые и голубые тона, для денудационных возвышенных равнин - желто-коричневые, для гор - коричневые и красноватые. Интенсивность тона усиливается от низких равнин к возвышенным и от низких гор к высоким. Для отображения геоморфологических показателей, которые не вошли в систему цветных обозначений, применяют штриховку. Отдельные формы и элементы рельефа показывают значками. Признаки, общие для нескольких комплексов рельефа, выносят в заголовки и подзаголовки. Иногда условные обозначения составляются в виде таблицы.

Общие геоморфологические карты синтетического и аналитического типов обычно дополняют друг друга. Первые более применимы при полевых исследованиях, вторые чаще используют для построения карт более мелкого масштаба, чем масштаб полевой съемки, для карт-врезок, обзорных карт, составляемых главным образом камеральным путем.

3 Общая морфология земной поверхности

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 субаэральных (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.

3.1 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, 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 местностью, создавшей или одиноко стоящие горы, или обширные горные страны.

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, покровно-складчатые, глыбовые, складчато-глыбовые и др.

Складчатые горы представляют собой систему антиклинальных и синклиналильных 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 выработываются 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 и 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 пользуются широким распространением 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 денепленизации 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.).

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.

В высоких горах отчетливо прослеживается вертикальная морфологическая поясность, обусловленная вертикальными климатическими поясами. В горах, поднявшихся выше снеговой линии, развиты вечные снега, ледники, интенсивно идут процессы морозного выветривания, относительно слабо выражена эрозия, развита солифлюкция. В рельефе преобладают резкие формы: пики, гребни, скалистые обрывы; из полых форм развиты цирки, кары и троговые долины. Такой рельеф характерен для высоких частей Альп и получил название альпийского.

Ниже снеговой линии располагается пояс, в котором снег держится большую часть года и стаивает на короткий период. В этот пояс спускаются ледники; небольшие ледники здесь тают, а более крупные распространяются ниже. При таянии снегов обнажаются большие участки склонов, на которых интенсивно развиваются солифлюкция, морозное выветривание и сказывается деятельность текучих вод. Продукты выветривания быстро удаляются ледниками и текучими водами. Благодаря низким температурам растительность развита слабо. В рельефе много форм, выработанных ледниками при более низком положении границы вечных снегов, обычно они сочетаются с более молодыми эрозионными формами (ущелья и V-образные долины); многие реки текут по древним ледниковым трогам.

Еще ниже, в поясе, где период теплого времени более продолжителен, главная рельефообразующая роль принадлежит уже текучим водам, формирующим долины, удаляющим продукты разрушения горных склонов и т.д. Здесь могут быть встречены следы древнего оледенения, представленные трогами, боковыми и конечными моренами;

склоны усиленно разрушаются процессами выветривания, но на более пологих участках часть продуктов выветривания задерживается, формируется почвенный покров, хорошо развита растительность (зоны альпийских лугов, субальпийская и зона горных лесов).

В приведенной упрощенной схеме даны только основные понятия о морфологической поясности гор. Для гор, расположенных в разных широтах, она должна быть в большей или меньшей мере дополнена и уточнена. Например, в высоких широтах даже в низких горах будут господствовать условия высокогорья, ледниковые формы рельефа; в тропических широтах даже в высоких горах часто полностью отсутствуют ледниковые формы рельефа (высокие горы с эрозионным расчленением); в горах Средней Азии часто ниже пояса горных лесов располагается горная лесостепь, ниже - горные степи, во многих местах переходящие в полупустыню с характерными формами расчленения поверхности склонов руслами и долинами временных водотоков, и т.д.

Взаимодействие тектонического поднятия и разрушительной деятельности внешних агентов - важный фактор в развитии рельефа гор. В случае быстрого поднятия стекающие с гор реки приобретают крутое падение, резко усиливают глубинную эрозию, вырабатывают глубокие узкие долины (теснины, ущелья) с выпуклыми склонами. Последнее объясняется тем, что при быстром и глубоком врезе долин процесс разрушения и выполаживания склонов как бы «отстает» от глубинной эрозии рек. В стадии относительного равновесия склоны долин становятся более прямолинейными, хотя общий вид поперечного профиля долины может оставаться резким, V-образным. Вогнутый профиль склоны приобретают в период прекратившегося поднятия, ослабленной глубинной эрозии, замедленного течения рек и накопления у подножий склонов масс продуктов разрушения. В некоторых случаях это может произойти в результате опускания горной страны. Таким

образом, широкое распространение выпуклых склонов свидетельствует о восходящем развитии горной страны, а вогнутых - о нисходящем, т.е. о преобладании процессов разрушения.

Теоретически можно представить, что в горной стране, вершины которой подняты выше снеговой линии, наиболее быстро должны разрушаться именно вершинные поверхности, поскольку в верхней зоне гор интенсивно развивается морозное выветривание, деятельность снега и льда, срезающих вершины гор (альтипланация) и вырабатывающих так называемый верхний денудационный уровень. Деятельность текучих вод привязана к базису эрозии, а к тальвегам их долин привязаны склоны, т. е. уровни рек как бы определяют и тот уровень, применительно к которому склоны могут быть снижены. Для суши этот уровень будет нижним, или основным, денудационным уровнем.

Достижение этого уровня разрушаемой горной страной может происходить (по мнению современных геоморфологов) двумя основными путями. Во-первых, путем постепенного и относительно равномерного разрушения вершинных поверхностей, склонов и расширения долин. При этом несколько интенсивнее разрушаются менее стойкие горные породы, а выходы стойких выступают на местности в виде положительных форм рельефа (невысокие горы, холмы и пр.). Со временем на месте бывшей горной страны образуется холмистая равнина, сложенная близко залегающими к поверхности дислоцированными горными породами - «корнями» разрушенных гор. Такую равнину В. М. Девис предложил называть п е н е п л е н о м , а А.П. Павлов - почти равниной. Сущностью второго способа образования равнины является неравномерность разрушения междуречий и расширения долин. Долины расширяются раньше и вызывают разрушение склонов междуречий. При этом склоны как бы

«подрезаются» у их основания и образующийся при этом крутой участок постепенно смещается в сторону водоразделов. На месте отступающего уступа формируется пологий склон (уклон около 5°), спускающийся к долине. Такие поверхности называются п е д и м е н т а м и, а при более широком развитии - п е д и п л е н а м и. В местах развития педиментов на водоразделах часто видны скалистые останцы древних поверхностей. В природе встречаются оба пути формирования равнины на месте разрушаемой горной страны, часто они сочетаются друг с другом, но в итоге мы всегда получим д е н у д а ц и о н н у ю р а в н и н у, если только процессы разрушения горной страны не будут нарушены повторными движениями земной коры, изменением климата и т.д., что в природе происходит достаточно часто.

Горные страны, находящиеся на разных стадиях их разрушения и преобразования их рельефа внешними агентами, хорошо представлены среди средневысотных и низких гор, таких как Урал, Аппалачи и многие другие. Примером своеобразного рельефа сильно разрушенных низких гор может служить казахский мелкосопочник с чередованием невысоких гор, холмов и гряд, сложенных стойкими горными породами, и широких, загроможденных продуктами выветривания долин (обычно с руслами пересыхающих рек и временных водотоков). В основании положительных форм, а иногда и на склонах, встречаются скалистые выходы коренных пород. Характерные особенности Казахской складчатой страны обусловлены не только тем, что она длительное время подвергалась действию внешних геологических агентов, но и ее удаленностью от моря, сухостью климата и отсутствием уже длительное время выноса продуктов выветривания за пределы гор. Накапливаясь в понижениях рельефа, эти продукты как бы погребают основание гор, способствуют образованию бессточных впадин, в которых иногда располагаются мелководные (часто пересыхающие) озера.

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.

3.2 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 прирусловых 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 органическим 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 и валиками, сложенными торфом. Общая поверхность моховых болот имеет слабовыпуклый профиль. Такие равнины в сочетании с аллювиальными равнинами занимают большие пространства в Западной Сибири,

центральных частях и на севере европейской части территории России и в других местах.

В результате разрушения первичной поверхности субэральная 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. Географическим положением данной территории во многих случаях определяется возможность образования того или иного типа равнин. Например, моренные и зандровые равнины целиком обусловлены деятельностью ледников и талых ледниковых вод, т.е. образуются там, где эти ледники развиты или были развиты в эпоху великих оледенений. Более широко распространены аллювиальные равнины, но и они образуются только там, где проявляют свою деятельность текущие воды. Высотой поднятия (гипсометрическим положением основного уровня данной равнины) определяется возможная глубина ее расчленения, а часто и группа действующих на ее поверхности экзогенных факторов. Низменные равнины (например, Прикаспийская низменность) не могут быть расчленены глубже, чем их поверхность возвышается над уровнем моря (исключая отдельные случаи образования котловин выдувания), т.е. не более нескольких десятков метров (максимум 200 м). Высоко поднятые равнины, наоборот, могут быть расчленены на большую глубину, а при сильном расчленении даже утратить облик равнины, приобретая признаки гор. Кроме того, высоко поднятые равнины за счет изменения климата с высотой часто оказываются как бы в другом климатическом поясе, чем прилегающие низменные пространства, и

преобразуются под действием соответствующей группы факторов. Часто одинаковые по генезису равнины, расположенные в разных климатических зонах, развиваются разными путями. Например, первичная равнина Прикаспия преобразуется в условиях засушливого климата, а первичные равнины у берегов Ледовитого океана развиваются в зоне вечной мерзлоты.

Поверхности выравнивания развиты более чем на 80 % площади поверхности земного шара (суша и 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 горизонтали, проводимые через небольшие интервалы. Для равнин с малым колебанием высот часто применяются горизонтали, дополнительного сечения (полугоризонтали и четвертьгоризонтали). 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.

3.3 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.

Массы продуктов разрушения суши приносятся в море реками, ледниками, ветром, образуются за счет разрушения берегов, перерабатываются морем и отлагаются на его дне, образуя так называемые терригенные осадки (галечники, пески, илы и пр.). Основная масса этого материала отлагается вблизи берегов, но в ряде случаев терригенные материалы играют заметную роль и в составе отложений открытого моря. Вдали от берегов на дне океанов преобладают отложения, образующиеся из скорлупок, раковин, панцирей морских организмов (органогенные осадки). Основными «поставщиками» этого материала являются микроорганизмы, пассивно плавающие в верхних слоях моря, - планктон; на значительно меньших площадях распространены осадки, образовавшиеся за счет жизнедеятельности организмов, обитающих на морском дне, - бентос, это коралловые сооружения, коралловый песок, ракушечники. Остатки свободноплавающих организмов - нектона заметную роль играют только в особом случае. Органогенными осадками - илами являются глобигериновый ил, состоящий из известковых скорлупок глобигерин, распространенный, в тропических и умеренных широтах и на глубинах до 4000 м всех океанов, и

радиоляриевый ил, состоящий из кремневых скорлупок радиолярий и распространенный в тропической части Тихого океана на глубине около 6000 м и несколько глубже. В холодных водах полярных морей широко развиваются диатомовые водоросли (строят панцири из кремнезема), и диатомовые илы покрывают большие площади дна в южных полярных широтах. Небольшие участки дна океана в низких широтах покрыты птероподовым известковым илом.

В распределении илов наблюдается определенная закономерность, выраженная в том, что известковые илы тропических и умеренных широт на большие глубины не распространяются. Это обусловлено сильной растворимостью известки в холодной воде и растворением известковых скорлупок при прохождении ими большого слоя воды, на большие глубины в этих широтах проникают кремневые скорлупки радиолярий, но и они постепенно растворяются, не достигая дна. На дне глубоких впади» накапливается красная глина, состоящая из частиц минеральной пыли, вулканического пепла, труднорастворимых частей скелета (зубов) акул, частиц космической пыли. Накапливается она очень медленно, но по площади распространения (169 млн. км²) занимает первое место среди илов другого происхождения.

Залитое водами Мирового океана пространство земной коры принято в настоящее время подразделять на подводную окраину материков, переходную зону и ложе океана 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 хлы и подстилающий его слой базальтов при общей

мощности 5-10 км). По ряду морфологических признаков здесь выделяют шельф, материковый склон и материковое подножие.

Шельф представляет собой подводное продолжение материка и поверхность его постепенно понижается от суши (шельф Антарктиды часто имеет обратный уклон). Площадь шельфа составляет около 8 % от площади дна Мирового океана. 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). 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). Примером могут служить широкие шельфы у северных берегов Азии. Широкие шельфы залиты водами шельфовых морей (Северное, Баренцево и др.). Средний наклон поверхности шельфа около $0^\circ - 07^\circ$, 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 субэдрального 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.

Переход от шельфа к материковому склону характеризуется увеличением уклонов поверхности дна. Средние уклоны здесь определяются в 3-5°, но во многих местах они значительно круче. 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 своики 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 - до 1-3 км. Происхождение каньонов точно не установлено, но, видимо, большая их часть заложена по линиям тектонических разломов, подвергшихся дальнейшей переработке реками (в высоких широтах возможно и ледниками) на суше, погрузившейся позднее под уровень моря, а в более глубоких частях - мутьевыми потоками. В пределах подводных конусов выноса продолжение каньонов, вероятно, связано с неравномерным отложением наносов в русле и по его бортам (аналогично образованию прирусловых валов вдоль русел рек).

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.). 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 островные дуги и глубоководные желоба. Для дуг и желобов характерна высокая сейсмическая активность. Очаги многих землетрясений располагаются на большой глубине (промежуточные и глубокофокусные 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.

Переходная зона подразделяется на ряд типов, различающихся по строению дна, степени развития островных дуг, сейсмичности, вулканизму и ряду других признаков. Общая направленность развивающихся в переходной зоне процессов еще точно не установлена.

В.В. Белоусов считает, что здесь происходит разрушение материковой коры и превращение ее в кору ложа океана. Не отрицая возможности такого процесса для отдельных случаев, следует считать, что в переходной зоне развит и обратный процесс - формирование на океанической коре коры материкового типа. Процесс этот развивается в принципе так же, как и в рассмотренных выше геосинклиналях.

Ложе Мирового океана характеризуется средними глубинами около 5 км, занимает площадь около 277 млн. км² 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.

Устойчивыми являются огромные пространства дна абиссальных (глубоководных) котловин. В котловинах Атлантического океана древний тектонический рельеф скрыт под толщей осадков, маскирующих его неровности; преобладают обширные равнинные поверхности, только местами осложненные глыбовыми поднятиями и мелкими грабенами. В

Тихом океане слой осадков, видимо, меньше и дно котловин отличается большей раздробленностью на глыбы разных размеров, колебанием высот в пределах 300-400 м, наличием вулканических конусов и глыбово-вулканических хребтов и резкими формами рельефа. Сглаженные формы встречаются реже (холмистый рельеф). Равнины занимают около 40% площади дна котловин.

Срединные хребты развиты во всех частях Мирового океана и прослеживаются на огромных расстояниях. 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.

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 меж-грядовых 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.

Многие исследователи считают, что впадина Красного моря, рифтовые структуры Восточной Африки, Калифорнийский залив являются тектоническими аналогами срединных океанических хребтов и их рифтовых долин.

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 прилежащей 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 гайоты распространены в Тихом океане.

Еще одной особенностью дна океанов является наличие разломов, сопровождающихся большими вертикальными и горизонтальными смещениями. Субширотно ориентированные разломы широко распространены в Тихом и Атлантическом океанах. На юго-западе Тихого океана разломы ориентированы с северо- запада на юго-восток.

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.

4 Рельефообразующая роль эндогенных процессов

Процессы изменения земной коры и более глубоких геосфер Земли называются геологическими. Земная кора изменяется непрерывно. Отдельные ее участки отличаются друг от друга составом и характером залегания горных пород. Все геологические процессы подразделяют на экзогенные (извне рожденные) и эндогенные (внутри рожденные). Эндогенные и экзогенные геологические процессы приводят к изменению как внутреннего строения земной коры и более глубоких оболочек, так и внешнего лика планеты.

Эндогенные процессы – геологические процессы, связанные с энергией, возникающей в недрах Земли, под действием процессов радиоактивного распада. К эндогенным процессам относятся тектонические процессы, магматизм, метаморфизм, сейсмическая активность. Благодаря этим процессам, формируются неровности земной поверхности.

4.1 Тектонические движения

Отрасль геологии, изучающая движения и деформации земной коры и их влияние на условия залегания и состояние горных пород, называется тектоникой (от греч. – строить). Тектонические движения – перемещения вещества земной коры, нарушающие залегание горных пород. Тектонические движения подразделяются на эпейрогенические или колебательные (эпейрос – материк) и орогенические или горообразовательные (гр. эрос – гора).

Эпейрогенические или колебательные движения (от греч. *epēiros* – материк, суша и *genos*) – это медленные (вековые) тектонические движения земной коры. Они проявляются всегда и везде. Суть колебательных движений заключается в медленных и очень медленных вертикальных поднятиях и опусканиях значительных участков земной коры. Причем в

одном и том же месте медленное опускание может смениться столь же медленным поднятием.

Скорость колебательных движений различна. Наблюдения над современными колебательными движениями показали, что скорость поднятия таких районов Земли, как Кольский полуостров, Финляндия составляет 10-14 мм в год. Наряду с поднятиями, ряд районов земного шара испытывает опускание. Так опускается территория современной Голландии. Установлено, что северные берега Африки опускаются, а западные и восточные поднимаются и т.д.

Органические или горообразовательные движения – это быстрые (по сравнению с колебательными движениями) перемещения вещества земной коры главным образом под действием бокового и глубинного давления.

В результате орогенических движений происходит образование нарушенного залегания горных пород характерное для горных районов. Любое нарушение горизонтального (горизонтального) залегания горных пород называется дислокацией.

Различают следующие формы дислокаций: пликативные и дизъюнктивные.

Пликативными дислокациями называются нарушения нормального залегания горных пород без разрыва их сплошности (плавные, волнообразные изгибы слоев горных пород). Такие нарушения горных пород называют складчатыми дислокациями. Основной формой пликативной дислокации является: складка, флексура, моноклираль.

Складкой называется пликативное нарушение горных пород с изгибом их сложения.

Различают антиклинальные и синклинальные складки. Антиклинальная складка – это складка, с вершиной вверх. Синклинальная складка – это складка с вершиной направленной вниз.

Складка имеет следующие элементы:

- ось складки – условная, вертикальная линия, проходящая через высшую или низшую точку складки.

- крылья складки – пологие падения слоев горных пород от высшей точки или поднятия до низшей точки складки.

- замок складки – низшая или высшая точка складки.

Флексура – пликативная форма нарушения залегания горных пород без разрыва их сплошности, представляющая собой одиночный мягкий изгиб горных пород.

Моноклиналь – пликативная форма залегания горных пород, представляющая пологое падение горных пород с преимущественно одним направлением.

По форме поперечного профиля и характера падения крыльев складки могут быть прямые, косые, опрокинутые и лежачие.

Складки наблюдаются в естественных обнажениях, например, в горах или в искусственных, в горных выработках. Складки имеют разные размеры.

Дизъюнктивными дислокациями называются нарушения нормального залегания горных пород с разрывом их сплошности. Разрыв сплошности происходит по сместителю. Сместитель – трещина в горных породах, по которой происходит смещение горных пород. Ширина раскрытия трещины колеблется от нескольких сантиметров до нескольких метров. Трещины сместителей обычно заполнены разрушенными горными породами - щебнем, дресвой. Эти горные породы могут быть сцементированными или сильно обводнены подземными водами, которые поднимаются по этим трещинам.

В зависимости от того, как горные породы перемещаются по сместителю, различают следующие формы разрывных дислокаций: сброс, взброс, сдвиг, надвиг, горст, грабен.

Взброс – перемещение слоев горных пород по сместителю вверх.

Сброс – перемещение слоев горных пород по сместителю вниз.

Сдвиг – перемещение слоев горных пород друг относительно друга по почти горизонтальному сместителю.

Надвиг – перемещение слоев горных пород по сместителю вверх, по очень полого наклоненному смесителю. Горст – перемещение слоев горных пород по двум сместителям вверх. Грабен – перемещение слоев горных пород по двум сместителям вниз.

4.2 Магматизм

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 её 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 лакколлиты, силлы, жилы и др.

Батолиты отличаются наибольшими размерами, неправильными очертаниями в плане, образуются на большой глубине. Изучать их удастся 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.

Лакколлиты - грибообразные тела, раздвигающие и приподнимающие в виде свода вмещающие породы. Размеры лакколлитов 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 образовалось 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 Средней Сибири. Новейшие данные свидетельствуют о широком распространении лав на дне океанов.

Центральные извержения происходят через каналы - жерла округлого сечения, заканчивающиеся у поверхности земли воронкообразным расширением - кратером. Диаметр жерл редко превышает несколько сотен метров. Диаметры кратеров очень различны и в большей мере зависят от

характера извержения, определяемого, в свою очередь, химическим составом и физическими свойствами извергаемых масс - лавы, вулканических бомб (крупные обломки горных пород и комок полу- загустевшей лавы), камней - лапиллей, вулканического песка и пепла. Накапливаясь вокруг кратера, массы извергнутого материала образуют вулканическую гору (скульптурная аккумулятивная форма рельефа), строение, форма и размеры которой определяются типом извержения. Типы центральных извержений (вулканов) могут быть выделены по разным признакам, например, по характеру извержения, строению эруптивного (извергающего) аппарата и пр.

По характеру извержения вулканы подразделяются на следующие типы: гавайский, стромболианский, этно-везувианский (вулканский), пелейский, бандайсанский (кракатауский), маар (трубки взрывов) и лавовых куполов. В этой классификации учитывается последовательно изменяющийся характер извержения, строение и форма вулкана и другие признаки.

Гавайскому типу вулканов свойственна жидкая (основная) базальтовая магма и слабый выброс паров и газов (из жидкой лавы пары и газы выделяются свободно). Жидкая лава быстро стекает по склонам вулкана, приобретающего форму выпуклого щита, сложенного застывшими потоками лавы. Высота и площадь гавайских вулканов (Гавайские острова в Тихом океане) очень велики. У вулканов последующих типов лавы становятся более кислыми, вязкость их увеличивается, они менее подвижны, быстрее густеют, препятствуя свободному выделению паров и газов, что приводит к взрывам. У вулканов типа стромболи взрывы сравнительно слабые, большей силы они достигают у этно-везувианского типа и еще более сильные у вулканов пелейского и бандайсанского типов. Вулкан Мон-Пеле (на о-ве Мартиника в группе Малых Антильских островов) в 1902 г. выбросил палящую тучу (перегретые пары и газы, отягощенные пеплом), уничтожившую город Сен-Пьер, а извержение на о-ве Кракатау (в 1883 г.) в Зондском архипелаге

приобрело планетарные масштабы, вызвав цунами в океане, выброс пепла на высоту до 70 км и распространение его воздушными течениями по всему земному шару, взрывную волну в атмосфере и пр.

Трубки взрыва (тип маар) образуются в результате взрыва паров и газов, пробивающих и частично проплавливающих (газовое плавление) канал в земной коре. Диаметр трубок обычно от нескольких десятков метров до 250-500 м. Трубки хорошо изучены, поскольку к ним приурочены месторождения алмазов. Озера, расположенные в кратере трубок, в Западной Европе называют маарами.

Лавовые купола образуются при выходе на земную поверхность вязкой, бедной парами кислой лавы, которая не растекается и застывает над выводным отверстием в виде купола высотой 100-200 м.

Сила взрывов и состав выброшенных продуктов отражаются на строении и форме вулканов. При слабых взрывах и малом количестве лавы выбрасываются бомбы, камни и образуется (постепенно наращиваясь) вулканический конус, сложенный обломочным материалом, имеющий крутые (до 35°) склоны и расположенный на вершине кратер. При более сильных взрывах иногда разрушается вершина старого конуса, а вулкан оказывается сложен слоями пепла, застывшей лавы, бомб и камней (например, Везувий). В период ослабленной деятельности на вершине вулкана формируется новый конус, а борта старого могут выступать на склоне в виде полукольцевой горы - соммы. При очень сильных взрывах старый конус уничтожается и на месте его образуется огромная воронка взрыва - альдера; трубки взрыва (маары) иногда бывают окружены невысоким валом выброшенной породы.

Вулканы в процессе своего развития иногда изменяют тип деятельности, например, извергают основную, а затем кислую лаву, что и отражается на строении и форме вулканической горы. Многие вулканы помимо основного кратера, расположенного на вершине горы, имеют

кратеры на склонах, получившие название паразитных кратеров. Многочисленные кратеры и сформировавшиеся здесь боковые конусы имеет вулкан Этна на о-ве Сицилия.

Поствулканические процессы сопутствуют вулканической деятельности. К ним относятся фумаролы, гейзеры, горячие источники.

Фумаролами называют выделение паров и газов на остывающих лавовых потоках, на склонах вулканов и в кратере вулкана в период спокойного проявления его деятельности. По химическому составу и температуре выделяющихся газов фумаролы подразделяются на ряд типов. Горячие, или собственно фумаролы, выделяют пары хлористого водорода, сернистый ангидрид, азот и др. при температуре порядка нескольких сотен градусов. Выделения сернистого ангидрида, сероводорода, уголекислоты и паров воды при температуре 200°C - 40°C называются сольфатарами. Выделения холодных газов называют мофеттами.

Гейзеры - периодически выбрасывающие кипящую воду источники - распространены на Камчатке, в Исландии, Сев. Америке, на о-ве Ява и в других местах. Вода в подводящих подземных каналах гейзера периодически вскипает и выбрасывается вместе с паром в виде сильных струй. Горячие воды гейзеров сильно минерализованы, в них присутствуют окись кремния, уголекислая известь и другие вещества, выпадающие из раствора при охлаждении воды и образующие осадок - гейзерит. Пористый гейзерит называют кремнистым туфом. Из гейзерита образуется часто вокруг кратера гейзера конус, а на склонах возникают террасы с ваннами горячей воды.

Горячие источники (термы) изливают воду с температурой ниже 100°C . Рядом постепенных переходов они связаны с обычными источниками. В бальнеологии различают источники горячие - с температурой выше 37°C и теплые - с температурой от 37°C до 20°C . Вода источников минерализована. Степень минерализации и состав солей различны. Многие из этих источников используются для лечебных целей. В

отличие от гейзеров горячие источники распространены не только там, где действуют вулканы, но встречаются и в районах прекратившейся вулканической деятельности (Кавказ, Забайкалье и др.).

Горячие подземные воды в ряде мест (Исландия, в России — Камчатка) используются для различных народнохозяйственных целей (энергетические установки, отопление помещений).

В ряде районов активной вулканической деятельности (острова Сицилия, Исландия, Новая Зеландия и др.) встречаются грязевые вулканы, или сальзы, выбрасывающие вместо лавы жидкую грязь. Причина их образования - выделение сильно нагретых паров и газов, проходящих сквозь толщу рыхлых, насыщенных водой горных пород. Обычно размеры таких грязевых вулканов малы, часто это небольшие кратеры, заполненные как бы кипящей грязью. В некоторых случаях выделение грязи происходит бурно.

Псевдовулканические процессы только внешне сходны с эффузивным магматизмом. К ним относят развитые в районах нефтяных и газовых месторождений грязевые вулканы и известные в районах месторождений каменного угля подземные пожары.

Наибольшее количество грязевых вулканов указанного типа приурочено к месторождениям нефти. Здесь нефтяные газы, находящиеся под большим давлением, проходя через насыщенные водой слои, разжижают их и с большой силой вместе с грязью выбрасываются на поверхность Земли. Эти извержения, если газы при соприкосновении с воздухом загораются, принимают вид настоящих вулканических извержений. Сходство становится еще более полным, если извержению сопутствуют землетрясения, а сам грязевой вулкан имеет форму конуса, т. е. внешне сходен с настоящей вулканической горой.

Форма и размеры грязевых вулканов различны. Простейшими являются небольшие углубления, заполненные «кипящей» грязью, а наиболее крупные имеют сложенный массами засохшей грязи конус высотой до нескольких

десятков и даже 100-330 м. Грязевые вулканы образуются и в местах скопления газов (метан, углекислота, сероводород и др.), выделяющихся при гниении больших масс органического вещества, например, в дельтах больших рек (бассейны Миссисипи, Инда и др.).

Подземные пожары - самовозгорание пластов каменного угля или горючих сланцев, содержащих скопления пирита, при окислении которого выделяется большое количество тепла.

Рельефообразующее значение интрузивного и эффузивного магматизма неодинаковое. Если при вулканических извержениях мы можем непосредственно наблюдать резкие изменения рельефа, то при интрузивных процессах и образовании батолитов, штоков, даек эти тела скрыты на глубине и в рельефе не проявляются. Примером интрузий, выраженных в рельефе, служат лакколиты, известные почти на всех материках. Лакколиты развиты, например, в районе Пятигорска (горы Железная, Золотой курган, Змиевая) и в Крыму (Аю-Даг). Такие магматические тела, как батолиты, штоки, дайки и др., обычно выражаются в рельефе только после разрушения (размыва, сноса) вмещающих (покрывающих их) горных пород. В ядрах сильно разрушенных горных систем (стран), в местах обнажения древнего кристаллического фундамента платформ широко распространены обширные выходы интрузивных горных пород разного возраста и состава.

Рельефообразующее значение эффузивного вулканизма (извержений) обычно ярко и наглядно. Трещинные излияния больших масс жидкой подвижной магмы, заполняющей полые формы рельефа и растекающейся по обширному пространству, образуют лавовые плато, над поверхностью которых иногда возвышаются только небольшие вулканические конусы, возникшие в заключительную фазу извержения (Исландия). При излиянии жидких лав в горной местности с сильно пересеченным рельефом лавы заполняют долины, а наиболее высокие вершины погребенного рельефа возвышаются над лавовыми полями (Армянское нагорье). При многократно

повторяющихся извержениях жидких лав из одного или нескольких близко расположенных центров формируются мощные вулканические горы с обширным основанием, пологими склонами (щитовые вулканы) и высотой до 4166 м над уровнем моря и 8766 м над дном океана (Мауна-Лоа на Гавайских островах). Даже одно извержение центрального типа, произошедшее с выбросом рыхлого материала и выходом небольшого количества лавы, способно создать вулканическую гору высотой во много сотен метров. Примером может служить вулкан Парикутин в Мексике, возникший на равнине и через три года достигший высоты 580 м.

Повторные извержения умеренной силы наращивают высоты и площади вулканических форм. Таким путем образовались Ключевская сопка (4850 м), Большой Арарат (3156 м), Этна (3313 м) и др. Многие вулканы являются высочайшими вершинами материков, например Килиманджаро (6010 м) в Африке, и др. Иногда вулканы при большой абсолютной высоте вершин имеют значительно меньшие относительные высоты. Это происходит в случае формирования вулкана на высоко поднятом тектоническом цоколе (например, вулкан Фудзияма в Японии имеет абсолютную отметку вершины 3776 м при высоте невулканического основания около 800 м).

Важным фактором уменьшения высоты (разрушения) вулканов являются мощные взрывы, характерные для некоторых типов вулканической деятельности. Такие разрушения неоднократно наблюдались за исторический период. В 79 г. н. э. взрывом газов была разрушена вершина Везувия. В 1883 г. в Зондском проливе взрывом был почти полностью уничтожен о-в Кракатау площадью около 75 км². При взрыве пепел был выброшен на высоту до 70 км, при этом в море возникли волны цунами высотой до 35 м. В 1888 г. взорван вулкан Бандай-сан (Япония), в 1912 г. - вулкан Катмай на Аляске и др. На месте взорванного вулканического конуса обычно образуется впадина, окруженная валом, с внутренними и пологими внешними склонами. Вал представляет собой часть основания взорванного конуса. Такое образование

называют кратером взрыва (кальдера взрыва). Диаметр кальдер взрыва достигает 3-5 и даже более 20 км, глубина их до нескольких сотен метров.

Другой способ образования кальдер - оседание поверхности над полостями, возникшими на небольшой глубине (несколько километров) в результате предшествовавших извержений. Называют их кальдерами обрушения. Сравнительно редко встречаются кальдеры эрозионные, образующиеся в результате разрушения кратера при прорыве кратерного озера под действием ледников, воды и других внешних агентов. Обычно такие кальдеры имеют один сильно пониженный край (разрушен ледником, прорезан речным руслом), через который осуществляется вынос продуктов разрушения внутреннего пространства кальдеры.

Любая вулканогенная форма рельефа подвергается преобразованию (разрушению) под действием внешних природных агентов. Интенсивность и результат этих преобразований во многом зависят от особенностей вулканогенного материала, формы поверхности, высоты ее над уровнем моря и над прилегающей территорией, географического положения (климата) данного района.

Одной из характерных особенностей многих лав и вулканических туфов является их высокая водопроницаемость. Даже покровы базальтовых лав, раскалывающиеся при охлаждении на характерную столбчатую отдельность, благодаря сильной трещиноватости практически лишены поверхностного стока. Сток отсутствует и на склонах вулканов, сложенных рыхлыми пористыми Массами (бомбы, лапилли). Такие поверхности долго сопротивляясь разрушению, сохраняют характерные очертания (потухшие вулканы Франции, Китая). Наличие прослоев пепла, массы неплотного материала, резко снижающего водопроницаемость, благоприятствует поверхностному стоку и выработке русел временных и постоянных водотоков. На склонах таких вулканов Ваблюдаются борозды и промоины, известные под названием барранко (барранкосы). В тропическом климате их

образованию способствуют обильные осадки, но барранко могут образоваться при обвалах и оползнях рыхлого материала - продуктов извержения, могут быть промыты талыми снеговыми и ледниковыми водами и т. д. Барранко свидетельствуют о начавшемся разрушении вулканического конуса. Располагаясь на конусе вулкана радиально, эрозионные рытвины и промоины углубляются, объединяются, а при больших размерах водосборной площади и обильных атмосферных осадках превращаются в долины ручьев и речек, сохраняющих характерное радиальное расположение и тогда, когда вулкан уже будет полностью разрушен. На месте разрушенных денудацией вулканов часто долго сохраняется затвердевшая в жерле лавовая пробка, возвышающаяся в виде каменного «столба» - н е к к а.

При разрушении вулканических островов иногда наблюдается интенсивный размыв одного из склонов, прорыв моря в кратер вулкана и образование удобных закрытых бухт (о-в Св. Павла в Индийском океане). При разрушении обширных лавовых покровов (плато) в них вырабатываются узкие (каньонообразные) долины с отвесными склонами. Этому способствует вертикальная призматическая отдельность, характерная для базальтовых лав. Постепенно развивающаяся и расширяющаяся сеть долин расчленяет плато на группы столовых гор, поверхность которых бронируется лавовыми покровами. Такие горы называют м е з а м и.

Вулканогенные формы рельефа, находящиеся на разных стадиях развития и разрушения, широко распространены на Земле. Изучение их имеет большое научное значение.

Распространение вулканов по поверхности Земли закономерно. В настоящее время на Земле насчитывается около 500 действующих, т.е. проявивших свою деятельность на памяти людей, вулканов; количество потухших вулканов приблизительно в 10 раз больше. Несколько вулканов возникло совсем недавно, например Парикутин в Мексике (1943 г.), Капелиньюш в Атлантическом океане, у о-ва Фаял (1957 г.), Сюрцей у

берегов Исландии (1963 г.) и серия небольших вулканов на Камчатке (у подножия Толбачика в 1976 г.). Ряд вулканов, считавшихся потухшими, возобновили свою деятельность (Везувий в 79 г. до н.э., Безымянный в 1956 г.).

Основное число вулканов, современных и действовавших в недавнем геологическом прошлом, располагается в зонах повышенной тектонической активности земной коры, характерных также высокой сейсмичностью, контрастами рельефа (высокие горы, цепи островов, глубокие океанические впадины) и наличием активных разломов. В общих чертах эти зоны совпадают с зонами альпийской складчатости.

Наиболее богата вулканами (около 340 действующих) Тихоокеанская зона, носящая также название Тихоокеанского огненного кольца. Западная часть кольца представлена вулканами Камчатки, Курильских островов, Японии, восточных островов Индонезии, Новой Гвинеи, Новой Зеландии. На севере расположены вулканы Алеутских островов и Аляски; на востоке - вулканы Северной, Центральной и Южной Америки, на юге - вулкан Эребус Антарктиды. Большинство островов в центральных частях Тихого океана также вулканического происхождения (кроме коралловых, хотя основное число и этих островов сформировано на вулканогенном фундаменте). Подводные плосковершинные горы и возвышенности г а й о т ы особенно широко развиты в северо-восточной части Тихого океана. Поднятые с этих гор образцы горных пород (базальты) свидетельствуют об их вулканическом происхождении.

Следующая вулканическая зона может быть названа Евро- пейско- Азиатской или Средиземным поясом разломов. В этой зоне преобладают потухшие (неогеновые и антропогеновые) вулканы, но есть и действующие. На западе это вулканы берегов и островов Средиземного моря, потухшие вулканы Франции и ФРГ. Далее следуют вулканы Малой Азии, Кавказа и Армянского нагорья, Сирии, Ирана, Белуджистана, лавовые плато Индии,

вулканы Андаманских и Никобарских островов и, наконец, мощная вулканическая дуга Зондских островов, Через которую эта зона смыкается с Тихоокеанским кольцом.

Зона меньшего протяжения прослеживается через Аравию и берега Красного моря в Восточную Африку и западную часть Индийского океана.

В Атлантическом океане также имеется значительное число вулканов. На севере это о-в Ян-Майен и Исландия, являющаяся районом современной напряженной и многообразной вулканической деятельности (трещинные излияния и извержения центрального типа, гейзеры и пр.), южнее - Азорские, Канарские острова и о-ва Зеленого Мыса, далее - о-ва Вознесения и Св. Елены. На западе в Атлантический океан вдается крутая дуга Антильских островов с активными вулканическими центрами на Малых Антилах. Их обычно рассматривают как часть центрально-американской группы вулканов Тихоокеанского кольца. На востоке, на берегу Гвинейского залива находится вулкан Камерун (4070 м), извергавшийся в 1922 г.

В местах, сильно удаленных от берегов океанов, но совпадающих с зонами активных тектонических движений, также встречаются одиночные и расположенные группами вулканы, действовавшие в недавнем геологическом прошлом. Это вулканы Восточных Саян, вулканы к югу и востоку от оз. Байкал, вулканы Китая.

На дне Мирового океана широко распространены покровы базальтовых лав, прослой вулканического туфа и пепла.

4.3 Землетрясения

Землетрясения - резкие сотрясения земной коры, обычно вызванные естественными причинами. Изучаются землетрясения наукой - сейсмологией (от греческого слова сейсмос - сотрясаю).

По происхождению землетрясения подразделяют на тектонические, вулканические, обвальные (денудационные), ударные (метеоритные) и антропогенные (искусственные, вызванные человеком).

По силе сотрясений и выделяющейся энергии землетрясения подразделяют на микросейсмические, макросейсмические и мегасейсмические.

Тектонические землетрясения являются основным и наиболее распространенным типом. Сила их различна, а число очень велико. Слабые сотрясения этого типа регистрируются приборами непрерывно. Почти каждую минуту на Земле происходит 2-3 макросейсмических удара, а мегасейсмические - катастрофические землетрясения наблюдаются 1-2 раза в год.

Вулканические землетрясения происходят при вулканических извержениях, могут достигать большой силы, но ощущаются только в непосредственной близости от вулкана.

Обвальные землетрясения возникают при движении оползней, обвалах кровель пещер, горных склонов, в отдельных случаях сопровождаются разрушениями зданий и искусственных сооружений, но широко не распространяются. Часто причиной возникновения обвалов является сильное тектоническое землетрясение.

Ударные (метеоритные, космогенные) землетрясения в настоящий период отмечались только при падении очень крупных метеоритов (в 1908 г. Тунгусский метеорит и в 1947 г. Сихотэ-Алиньский).

Антропогенные землетрясения не принято описывать в разделах, посвященных описанию землетрясений, возникающих под действием природных факторов. Однако деятельность человека часто приводит к возникновению таких сотрясений, которые вполне соизмеримы с обвальными землетрясениями. Примером могут служить землетрясения, возникающие при обвале старых горных выработок, мощных взрывах,

которые все чаще применяются при постройке плотин, дамб, каналов, при вскрышных работах. Взрывы очень широко используются геофизиками при изучении строения земной коры на суше и море (сейсмическое зондирование).

Сила землетрясений оценивается по ряду признаков: смещению грунтов, степени повреждения зданий, изменению режима грунтовых вод, остаточным явлениям в грунтах и т. д. В России для определения силы землетрясения принята 12-балльная шкала, по которой самое слабое землетрясение оценивается в 1 балл, самое сильное - в 12 баллов.

Землетрясение силой в 1-2 балла отмечается только приборами, 3-5 баллов - ощущается людьми, но разрушений не вызывает, 6-9 баллов - сопровождается повреждением зданий, при 10-11 баллах происходит разрушение зданий, изменение режима грунтовых вод, возникают трещины в грунте, большие обвалы в горах, при 12 баллах обычны катастрофические разрушения почти всех сооружений, изменения рельефа, режима грунтовых вод.

Произведенные землетрясением разрушения и охваченная им площадь зависят от выделившейся в очаге его энергии (выражается в эргах), состава грунтов, их водоносности и в очень сильной степени определяется глубиной очага - гипоцентра землетрясения, располагающегося при тектонических землетрясениях в недрах земной коры на глубине от нескольких километров до 30-60 км или в мантии на глубине до 300, а иногда и - 700 км. Предполагают, что в гипоцентре, представляющем область в глубинах Земли, происходит резкая разрядка напряжений, возникших в веществе, подвергавшемся силам сжатия и растяжения. Образующиеся при этом разрывы и сколы прослеживаются часто на многие десятки и даже сотни километров и обычно сопровождаются более мелкими «оперяющими» разрывами. При сильных землетрясениях разрывы часто проявляются на поверхности земли в виде сбросов, сдвигов, трещин и других нарушений.

Область на поверхности земли, испытавшая наиболее сильные удары землетрясения, называется плейстосейстовой. В ее центре, непосредственно над гипоцентром, располагается внешний центр - эпицентр, в котором землетрясение проявилось раньше всего и с наибольшей силой. Наблюдениями установлено, что при одинаковой энергии, выделившейся в очаге, сила (интенсивность) землетрясения уменьшается на один балл при увеличении глубины залегания очага в два раза. Приблизительно в той же зависимости изменяется и сила землетрясения вокруг эпицентра, но здесь разрушения земной поверхности часто очень сильно зависят от устойчивости грунтов, их водонасыщенности, пересеченности рельефа и ряда других причин. Соединив точки земной поверхности, в которых землетрясение проявилось с одинаковой силой, на карте вычерчивают линии - изосейсты. Изосейста наивысшего балла окружает эпицентр, последующие охватывают ее концентрически и располагаются друг от друга тем дальше, чем глубже находился гипоцентр. Для более точных расчетов требуются инструментальные данные, получаемые на сейсмических станциях при помощи сейсмографов. На сейсмической станции обычно устанавливают три сейсмографа. Один из них регистрирует вертикальную составляющую колебательных движений земной коры, возникающих при землетрясении, другие два - горизонтальные в двух направлениях: широтном и меридиональном. Получаемые при помощи этих приборов записи называются сейсмограммами.

Для точного определения положения гипоцентра необходимы наблюдения двух-трех сейсмических станций. По сейсмограммам определяют время вступления сейсмических волн, направление сейсмического луча и угол выхода его на земную поверхность. Сильные землетрясения регистрируются сейсмическими станциями всего земного шара. Определение положения очагов и условий распространения

сейсмических волн является важным материалом для изучения строения земной коры и подкоровых оболочек всей Земли.

Географическое распространение очагов землетрясений неравномерно. Наибольшей сейсмической активностью отличаются Тихоокеанский и Средиземноморский пояса. Первый пояс охватывает берега и островные дуги Тихого океана, второй пояс начинается от Гибралтара, охватывает горные районы Средиземноморья и продолжается на восток по горным сооружениям Малой Азии, Кавказа, Копетдага, уходя далее на Памир, Гималаи, в горы Юго-Восточной Азии и острова Индонезии. Высокая сейсмическая активность отмечается в Монголо-Охотском поясе (Тянь-Шань, Алтай, Саяны, Прибайкалье) и далее протягивается к Охотскому морю, в срединных подводных хребтах Мирового океана, в Восточной Африке. К этим же поясам приурочена повышенная вулканическая деятельность. Сейсмическая активность отмечается в горных сооружениях Средиземноморского и Монголо-Охотского поясов и у берегов Тихого океана (Тихоокеанский пояс).

На берегах Тихого океана приходится учитывать не только возможность разрушения сооружений землетрясениями, но и принимать во внимание волны цунами. Цунами возникают при эпицентре землетрясения на дне океана. При сильном сейсмическом ударе (иногда, видимо, и при бурном вулканическом извержении) огромные массы воды приходят в движение и возникают волны, распространяющиеся в открытом океане в областях больших глубин со скоростью до 720-1000 км/ч. Расстояние между гребнями волн в открытом океане 100-300 км и несмотря на большую высоту волны они здесь практически не ощутимы. Захватывая всю толщу воды, волны цунами имеют меньшую высоту над большими глубинами и сильно возрастают на мелководьях. Накатываясь на берега, цунами производят катастрофические разрушения, особенно опустошительные на низменных побережьях, поскольку высота волн может достигать 30-40 м.

В районах повышенной сейсмической опасности проводятся систематические наблюдения, позволяющие в ряде случаев прогнозировать землетрясение. Признаками приближающегося землетрясения являются резкие и быстрые изменения наклонов местности (регистрируемые наклономерами), свидетельствующие о накоплении напряжений в земной коре, увеличивающиеся шумы в звуковом диапазоне волн (улавливаются специальными микрофонами), изменения магнитного поля, направления и силы земных (электрических) токов, нарушения в режиме подземных вод, даже поведение (беспокойство) домашних и диких животных часто отмечаются перед сильным землетрясением.

Рельефообразующее значение землетрясений в ряде случаев весьма значительно. Большой интерес представляют сейсмогенные деформации, выходящие на поверхность Земли. К ним относятся уступы в форме эскарпов, тектонические трещины, поднятия и опускания блоков земной коры, горизонтальные смещения, складки и пр. Трещины часто прослеживаются на многие километры, могут достигать ширины нескольких метров и глубины от нескольких метров до 30—60 м. Смещения по разрывам (поднятия, погружения и горизонтальные смещения) обычно измеряются метрами (5-15 м). Поднятия больших блоков отмечены, например, в северной ветви Монгольского Алтая при катастрофическом землетрясении 4 декабря 1957 г. Горная цепь Гурван-Богдо поднялась здесь на 5-7 м. При лиссабонском землетрясении 1 ноября 1755 г. большой участок набережной опустился на глубину до 200 м; в 1899 г. при якутском землетрясении на Аляске вертикальные смещения участков суши и морского дна достигли до 15 м. Большие изменения рельефа, трещины, провалы, оползни, обвалы, оплывины возникают как следствие сейсмических ударов, они характерны для местности, сложенной толщами рыхлых отложений, но в ряде случаев отмечаются на территориях, сложенных скальными породами (в горах).

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.

5 Экзогенные процессы и рельеф. Процессы выветривания. Денудационные процессы

К экзогенным (внешним) процессам относятся выветривание, деятельность поверхностных и подземных вод, моря, ледников, организмов (животных и растений), деятельность человеческого общества и др. Главный источник энергии этих процессов - Солнце.

Основная направленность экзогенных процессов — разрушение положительных форм рельефа, созданных эндогенными процессами, и заполнение наносами отрицательных форм определяется гравитационным полем планеты. Осуществляется эта работа путем разрушения горных пород, захвата и переноса продуктов разрушения и их отложения. Все ее звенья могут быть обозначены математическими символами и выражены соответствующими формулами, но для их решения необходимо учесть влияние и взаимодействие весьма многочисленных и разнообразных факторов и в первую очередь интенсивность переработки рельефа внешними агентами зависит от стойкости горных пород и энергии экзогенных процессор.

Стойкость горных пород зависит от химического состава и физических свойств слагающих минералов. Химическим составом определяется растворимость, стойкость горной породы по отношению к химическому выветриванию, физическими свойствами (твердость, спайность, трещиноватость и пр.) - сопротивляемость горной породы температурному воздействию, разрушению при замерзании воды в трещинах, истиранию и т.д.

Энергия воздействия рельефообразующего агента зависит от многих причин, которые, в свою очередь, обусловлены климатом, рельефом и взаимодействием этого агента с другими геологическими процессами.

Климат определяется географическим положением территории, высотой ее над уровнем моря, направлениями воздушных течений,

особенностями рельефа, удаленностью от моря и другими факторами. От него зависят режим температур воздуха и земной поверхности, характер, количество и распределение осадков, испарение, условия существования растительного покрова и животного мира, действующие на данном участке земной поверхности экзогенные рельефообразующие факторы. Резкие колебания температуры способствуют процессам физического выветривания, обильные осадки - флювиальным процессам, сухость климата - проявлению деятельности ветра. Климат обуславливает и тип ландшафта, например, пустынный с присущими ему формами и типами рельефа, тропический карст, криогенные формы и пр.

Влияние рельефа в основном сводится к тому, что при сильно пересеченном рельефе и больших контрастах высот все экзогенные процессы развиваются наиболее энергично. Быстрое удаление продуктов разрушения способствует дальнейшему разрушению коренных горных пород. При выровненном рельефе процессы развиваются замедленно, на поверхности материнской породы накапливаются большие массы продуктов ее разрушения, которые ослабляют воздействие внешних агентов.

Взаимодействие эндогенных и экзогенных сил должно учитываться потому, что разрушение наиболее интенсивно происходит там, где внутренние силы создали (и создают) наибольшие контрасты рельефа, и ослабленно развивается в местах слабых (замедленных) движений.

5.1 Процессы выветривания и денудационные процессы

Процессы выветривания - физическое разрушение и химическое преобразование горных пород и минералов, происходящие в результате колебаний температуры, замерзания воды в трещинах горных пород, химического действия воды и различных химических агентов (газов, кислот и т. п., находящихся в воздухе, в почве, в водных растворах), животных и

растений. Выветривание не есть деятельность ветра и отличается от нее рядом особенностей. Различают три типа выветривания: физическое, химическое и органическое.

При физическом выветривании минералы и горные породы распадаются на обломки, не меняя химического состава. Главными агентами физического выветривания являются резкие колебания температуры и замерзание воды в трещинах горных пород. Температурное выветривание наиболее интенсивно развивается при резких колебаниях температур поверхности горных пород. В результате расширения и сжатия, неравномерных на поверхности и в глубине породы, в ней возникают напряжения, порода растрескивается и шелушится; этот процесс называют десквамацией. Наиболее подвержены растрескиванию темноокрашенные горные породы (например базальт), которые сильнее нагреваются и быстрее остывают. Сильно разрушаются породы, образованные минералами, обладающими разными коэффициентами расширения и спайности. Примером может служить гранит, состоящий из зерен кварца, полевых шпатов и слюды. В таких породах разрушение может происходить не только на поверхности земли, но и на глубине нескольких метров при значительных и резких колебаниях температур (более 5-10°). Морозное выветривание происходит при колебаниях температуры около точки замерзания и осуществляется в результате замерзания воды в трещинах горных пород.

Физическое выветривание может иметь место и под действием Кристаллов солей, растущих в трещинах и порах породы, куда соль выносится водой, поступающей по капиллярам из более глубоких и влажных слоев. Этот процесс может происходить при участии воды, конденсирующейся ночью на охлажденной Поверхности скал и просачивающейся внутрь породы. Днем при высыхании породы вода поднимается по капиллярам к поверхности и испаряется, а вынесенные соли кристаллизуются в трещинах. Растущие кристаллы откалывают от

материнской породы частицы разной величины - солевое выветривание, которые затем осыпаются, уносятся ветром и водой. При медленном и слабом поступлении солей на камнях образуется твердая корка с темной блестящей поверхностью, называемая пустынным загаром. В этом случае разрушение происходит внутри породы, откуда при участии воды и бактерий выносятся растворимые железисто-марганцевые соединения. Этот процесс как бы объединяет физическое, химическое и органическое выветривание.

При химическом выветривании минералы и горные породы претерпевают химические изменения: растворяются, присоединяют молекулы воды (гидратация), образуют новые соединения с кислородом воздуха и углекислым газом. Благоприятствуют этому выветриванию влажный и теплый климат и обилие химических агентов, что характерно для влажного тропического климата.

Органическое выветривание выражается в форме физического и химического разрушения и преобразования горных пород растениями и животными. Примером может быть физическое разрушение скал корнями растений, проникающими в трещины. Менее заметна, но гораздо важнее скрытая физическая и химическая деятельность растений и животных в почве и материнской породе. Корни пронизывают грунты, разрыхляют их, воздействуют на них химически, «перекачивают» вещества из одних горизонтов в другие, расходуют различные соединения на построение тканей. Велика роль почвенных бактерий и животных (червей и землероев). Образующиеся при разложении отмершего органического вещества соединения также участвуют в процессах выветривания.

Процессы выветривания развиваются в слоях, лежащих выше уровня грунтовых вод. Глубина распространения процессов выветривания различна и изменяется от нескольких дециметров до сотен метров. Захваченная выветриванием толща земной коры называется зоной выветривания. Наиболее интенсивно процессы выветривания развиваются в верхних

горизонтах, постепенно затухая на глубине, прослеживаясь в порах и трещинах. В равнинной местности, где снос продуктов выветривания затруднен, на поверхности выветриваемой породы образуется мощный чехол, состоящий из наиболее стойких к выветриванию минералов, входящих в состав материнской породы, и вновь образовавшихся гипергенных минералов - продуктов химических реакций, протекавших в процессе выветривания. В верхних горизонтах этого чехла признаки материнской породы сохраняются в наименьшей степени, на глубине их становится больше, а в нижних содержатся обломки породы, лишь частично преобразованные выветриванием. Весь этот чехол называют элюви м, или корой выветривания, представляющей собой древний элювий, иногда сцементированный каким-либо цементом или обогащенный соединениями алюминия и железа.

В условиях пересеченного рельефа подготавливаемые выветриванием (раздробленные, разрыхленные и переведенные в «транспортабельное» состояние) массы перемещаются с возвышенных участков в понижения. Происходит это под действием силы тяжести, в результате изменения объема рыхлых масс при колебаниях температуры, под действием ветра, стекающей по склонам воды, при участии ледников и т.д. В целом этот процесс получил название денудации.

Эффект (геологический и геоморфологический) взаимодействия выветривания и денудационных процессов зависит от состава горных пород и их подготовленности к воздействию процессов выветривания (сланцеватость, трещиноватость), рельефа, типа выветривания и взаимодействия с другими агентами денудации. В ряде случаев большое влияние могут оказать и эндогенные силы (тектонические движения).

Своеобразные формы рельефа возникают при выветривании пород, имеющих неодинаковую стойкость (в различной степени разбиты трещинами, неравномерно сцементированы, растворимы). Процессы

выветривания быстрее разрушают слабые участки горных пород, препарируют и расширяют трещины, т.е. действуют избирательно. Происходит так называемое селективное выветривание. Продукты выветривания удаляются агентами денудации и на их месте образуются понижения, более же стойкие части пород выступают на местности в виде различных, часто причудливых останцов выветривания. Они имеют форму башен, столбов, напоминают фигуры животных и людей. Формы выветривания являются хорошими ориентирами, и их принято отмечать на картах специальным условным знаком.

С влиянием выветривания связано развитие различного рода отдельностей и форм микрорельефа, осложняющих поверхность более крупных форм и подчеркивающих строение (слоистость, трещиноватость и пр.) горных пород. При селективном выветривании выявляется присущая горным породам трещиноватость и отдельность (например, столбчатая для базальтов, матрацевидная у гранитов). На скалах и глыбах других пород может возникнуть сложный ячеистый, кружевной рисунок; в слоистых толщах на крутых склонах и обрывах образуются карнизы, террасы и т. д.

6 Флювиальные процессы

Текучими водами называют все воды, стекающие по поверхности суши: дождевые, талые снеговые, воды временных и постоянных ручьев и речек, малых и больших рек. Текучие воды, как и другие внешние агенты (кроме выветривания), производят разрушение поверхности, по которой стекают, путем растворения, смыва и линейного размыва - эрозии, переносят (транспортируют) и отлагают (аккумулируют) принесенный материал. Характер и масштабы этой работы зависят от очень многих причин, в т.ч. числе и от формы стока поверхностных вод, который может быть безусловным и русловым.

Безусловный сток, в свою очередь, подразделяют на плоскостной и струйчатый. Плоскостной сток возникает при сильных дождях на пологих, однообразных (без неровностей) склонах, в виде тонкого слоя воды, движущегося по всей поверхности. Струйчатый сток возникает при слабых дождях и наличии мелких временных препятствий на склоне, разбивающих стекающую воду на мелкие блуждающие струйки, устремляющиеся в сторону общей покатости. Стекающие по склонам и лишённые постоянных русел воды захватывают по пути мелкие частицы горных пород, у местных мелких препятствий отклоняются в стороны, распластываются, вновь собираются в струи и влекут вниз по склону захваченный материал. Таким путем развивается процесс, получивший название плоскостного смыва.

На интенсивность плоскостного смыва большое влияние оказывают: свойства грунта и крутизна склона, характер и степень развития растительного покрова, количество и характер выпадения осадков, скорость таяния снега, условия просачивания и испарения, ориентировка склонов относительно стран света и направления ветров, несущих осадки, и ряд других факторов. Геологическим строением определяются водопроницаемость и степень прочности горных пород, слагающих склон.

Смыву благоприятствуют водоупорные нецементированные породы (например, супеси, суглинки). Породы водопроницаемые впитывают большое количество воды, что препятствует смыву; породы, цементированные и механически прочные, слабо разрушаются мелкими струйками, и смыв здесь ослаблен. От крутизны склона зависит скорость стекающих струй и, следовательно, их живая сила, потери на испарение и просачивание. На более крутых склонах смыв (при прочих равных условиях) происходит интенсивнее, чем на склонах пологих. Растительный покров препятствует смыву, задерживая и испаряя дождевую воду, скрепляя склон корневой системой, увеличивая шероховатости склона. При сомкнутом растительном покрове смываются только растворенное вещество и частицы диаметром менее 0,0001 мм. При отсутствии, слабом развитии или уничтожении растительного покрова смыв может происходить очень интенсивно и даже принимать катастрофические размеры (около 20-50 тонн с гектара в год). Количество осадков, характер выпадения дождей (морозящие, ливневые), скорость таяния снега, испарение, ориентировка и длина склонов определяют количество воды, стекающей по единице поверхности склона за единицу времени. Чем больше осадков и скорость стекания, тем интенсивнее . происходит плоскостной смыв.

Стекая к подножию склона, переходящего в ровную поверхность, воды растекаются по ней, застаиваются в западинах, впитываются и испаряются, оставляя принесенный материал. В результате его отложения переход от склона к расположенной у его подножия (основания) поверхности становится более плавным, склон приобретает вогнутый профиль, на его более пологой, нижней части воды двигаются медленнее, и отложение материала может распространиться на этот участок склона. При этом происходит сортировка материала: выше по склону отлагаются более, крупные частицы, а ниже более мелкие. Образующиеся таким путем отложения называют делювием. При широком распространении делювий

сплошь покрывает основание склонов и прилежащие к ним пространства, образуя делювиальный плащ (шлейф).

За счет смыва с верхних частей и отложения материала у основания склоны становятся более пологими, местность постепенно выравнивается. Однако следует отметить, что делювиальный процесс на склонах очень часто осложняется химическим выносом растворимых солей проникающими в грунт водами, развитием микрооползней, оползанием оттаивающих грунтов и другими процессами, степень выраженности которых в очень большой степени определяется климатом, а часто и воздействием человека.

В местах выпадения сильных дождей на крутых склонах, сложенных неоднородными по механическому составу грунтами, например, суглинками с отдельными крупными валунами, могут образоваться оригинальные формы рельефа - земляные пирамиды. Возникают они путем смыва дождевыми каплями и стекающей по склону водой мелкого грунта вокруг лежащих на склоне валунов. Находящийся под валунами грунт предохранен ими от размыва и при снижении (за счет смыва) общей поверхности склона сохраняется в виде земляной пирамиды, на которой часто можно увидеть венчающий ее камень. В сильно пересеченной местности (горной) при скоплении на склонах, поверхность которых плохо скреплена растительностью, больших масс продуктов выветривания возникают грязе-каменные потоки - сели. В этих случаях ливневые дожди могут вызвать смыв катастрофического характера. Массы воды, смешиваясь с захваченным материалом (мелкозем, щебень, валуны), превращаются в грязекаменную массу и устремляются к подножию склонов в долины, производя сильное опустошение. Обычно движение грязевых и грязе-каменных масс продолжается и по дну горных долин, где они смешиваются с водами реки и приобретают еще большую подвижность. Выходя на предгорную равнину, сели распространяются на обширные площади, заливают культурные земли,

производят сильные разрушения в селениях и городах (например, селевой поток 8 июля 1921 г. в г. Алма-Ата).

Процесс образования и развития селя слагается из нескольких звеньев и не может быть связан только с нерусловым стоком, за счет которого осуществляется лишь захват материала на склонах (в так называемой водосборной воронке). Спустившись со склона и собравшись в русле, масса селя движется уже как русловой поток, перенасыщенный обломочным материалом (до 70-80 % от общего объема), в котором крупные глыбы и валуны как бы плывут в массе жидкой грязи. При выходе из горной долины весь этот материал распределяется в виде пологого конуса выноса, обращенного вершиной к устью долины, в котором наиболее крупный материал расположен ближе к горам (5-7 км), а наиболее мелкий вынесен далеко (40-50 км) на предгорную равнину. Образующиеся таким путем отложения селевых и временных потоков называют пролювием.

Борьба с селями осуществляется путем постройки мощных защитных дамб, плотин, отвода русел потоков в сторону от культурных земель, закрепления размываемых склонов растительностью. Примером служит мощная дамба в долине р. Малой Алма-атинки.

1. Русловой сток подразделяют на временный и постоянный. Наиболее распространенным примером временного руслового стока может служить сток вод атмосферных осадков по достаточно протяженным и неровным склонам, где вода собирается в понижениях в потоки и ее разрушительная деятельность из плоскостного смыва переходит в линейный размыв - эрозию. Примером постоянного стока служат ручьи и реки.

Основные закономерности рельефообразующей деятельности потоков могут быть изучены на модели или на примере гипотетического потока, стекающего по однородному (по сопротивлению грунтов размыву и по уклону) склону. Во время дождя по склону стекает вода, количество которой, приходящееся на единицу поверхности, закономерно возрастает к подножию

склона (за счет воды, поступающей с вышележащей части склона). При увеличении количества воды увеличивается мощность (глубина) стекающего слоя, что сопровождается увеличением гидростатического давления на грунт и увеличением скорости (за счет уменьшения влияния трения о пограничные среды). Совершенно очевидно, что с увеличением массы и скорости стекающей воды возрастает и ее способность размывать поверхность склона. Имея конкретные данные о строении склона и сопротивляемости слагающих его грунтов размыву, можно рассчитать скорость потока, при которой этот размыв начнется, т. е. так называемую критическую скорость. Для таких расчетов предложены формулы, в которых учитывается влияние многочисленных факторов: характеристики грунта, удельный вес воды, уклоны и др.

Для нашей модели примем, что наиболее благоприятные условия для размыва возникли у основания склона (наибольшее количество воды и наибольшая скорость) и здесь образовалась первичная эрозионная форма - промоина.

С образованием промоины условия размыва склона резко меняются. На склоне появляется участок увеличения уклонов там, где стекающая вода вступает в вершинную часть промоины. Здесь резко усиливается размыв, и вершина промоины постепенно перемещается вверх по склону. Этот процесс называют пятащейся (регрессивной) эрозией.

По дну промоины вода движется уже потоком в русле. При одинаковом количестве воды в распластанном слое и в потоке глубина потока больше, трение о подстилающую поверхность и о воздух меньше сказывается на общей скорости потока, в потоке развивается турбулентность, способствующая захвату и переносу продуктов размыва. Поэтому поток, стекающий по дну промоины, не только переносит продукты размыва, захваченные им в вершинной части промоины, но может производить (при недогрузке его переносимым материалом) дальнейшее углубление русла -

глубинную эрозию, несмотря на то, что на этом участке уклоны русла стали меньше, чем первоначальный уклон склона.

В процессе углубления и удлинения эрозионной формы рельефа продольный профиль потока и характер производимой потоком работы меняются. Продольный профиль потока, при котором достигается относительное равновесие между движущей силой воды и сопротивлением русла, называют профилем равновесия.

Состояние равновесия неустойчиво и может быть нарушено изменением количества протекающей в русле воды, поступлением избыточного материала и др. Таким образом, поток, его русло, склоны его долины - вся водосборная площадь и совершающиеся на ней процессы (развитие растительности, смыв, испарение и т.д.), количество и режим осадков представляют собой сложную динамическую систему, нарушение которой найдет отражение в продольном профиле потока и в его русле.

Самая нижняя точка продольного профиля – базис эрозии. Например, для впадающей в море реки это будет уровень моря (основной базис эрозии). Широким распространением пользуются местные базисы эрозии. Ими являются резкие перегибы продольного профиля ложа потока. Примером может служить водопад. Верхний край (бровка) уступа, с которого низвергается вода, является для вышележащей части реки местным базисом эрозии. Местными базисами эрозии являются уровни проточных озер, для впадающих в них рек вершинные части порогов на реках, уровни предгорных равнин - для стекающих с гор и иссякающих здесь потоков и т.д.

Образующийся при выработке эрозионной формы материал выносится потоком к устью и отлагается у подножия склона. Если отложение этого материала происходит на суше, то формируется пологая аккумулятивная форма рельефа - конус выноса, а при отложении в море или озере в устье потока образуется дельта.

При выработке эрозионной формы поток не только углубляет свое русло и долину. Встречая на своем пути препятствия (например обвал со склона), поток отклоняется, подмывает берега и вырабатывает излучины - развивает боковую эрозию. За счет образования излучин путь от истоков до устья удлиняется, средний уклон становится меньше, снижается движущая сила потока, что способствует отложению переносимого материала в местах замедленного течения. При развитии излучин размыв сосредоточен у одного из берегов, который становится крутым и вогнутым (в плане), а у противоположного берега происходит отложение наносов и он становится пологим и выпуклым. За счет боковой эрозии происходит расширение долины потока. Отлагаемые потоками наносы называют аллювиальными (аллювий).

Временный русловой сток в ряде случаев может привести к образованию рытвин (водороин), промоин и оврагов, резко расчленяющих склоны, разрушающих культурные земли; продукты размыва засоряют реки. Первыми признаками начинающегося размыва склона являются эрозионные борозды и рытвины. Появляются они на пашнях, в местах нарушенного растительного покрова, на дне ложбин (пологих понижений на склоне) и в других местах. Ширина рытвин от 0,1 до 1,0 м, глубина до 0,5-1,0 м, длина может достигать десятков метров. При дальнейшем размыве рытвина перерастает в более крупную форму - промоину, которая, в свою очередь, превращается в овраг. Глубина оврагов может достигать 40-50 м, ширина до 150-300 м, длина до 3-5 км.

Для активно развивающихся эрозионных форм рельефа характерны резкий поперечный U-образный профиль, крутые осыпающиеся склоны, узкое дно и вершинный перепад, особенно отчетливо выраженный у растущих оврагов. Стекающая по склону вода образует здесь небольшой водопад и под ним усиленно размывает русло, где образуется «водобойный колодец». В месте падения струй возникают брызги и волны, подмывающие

основание уступа, вершина которого, скрепленная корнями растений, нависает периодически обрушивающимся карнизом. За счет пятащейся эрозии овраг растет вверх по склону. Аналогичным путем происходит отступление водопадов на реках. Быстро текущий по дну оврага поток подмывает склоны, размывает и углубляет русло, выносит захваченный материал из оврага к его устью, засоряет луга и пашни, выносит массы грунта в реки.

Овраги вскрывают горизонты подземных вод, что влечет за собой осушение колодцев и прилегающей местности, нарушают режим стока паводковых вод, являютея местами, куда с полей ветрами сметаются массы снега и т.д.

Развитию оврагов благоприятствует пересеченный рельеф, слабопроницаемые, но легко размываемые горные породы, ливневые осадки, разреженный растительный покров, неосмотрительная деятельность человека (вырубка лесов на склонах, выпас скота, прокладка дорог и различные работы в местах, подверженных эрозии, неправильная распашка даже сравнительно пологих склонов). Вмешательство человека в эрозионные процессы тем более опасно, поскольку в природе склоновые процессы часто находятся в состоянии неустойчивого равновесия. Оно легко нарушается, и рост оврагов принимает катастрофические размеры.

1. Овраги, находящиеся в разных стадиях развития, наиболее распространены в районах Поволжья, Средне-Русской возвышенности, на юге Западной Сибири.

Изучению оврагов уделяется большое внимание. К настоящему времени создано несколько классификаций оврагов. В одном случае их подразделяют по месту заложения (например, донные - образуются на дне ранее существовавших понижений, боковые - на ровных склонах речных долин и других оврагов, висячие - имеющие устье на склоне выше его подножия и др.), в другом - по внешней форме или очертаниям бровок в

плане (ланцетовидные, линейные, грушевидные и др.), что зависит от сочетания профиля склона (прямой, выпуклый, вогнутый, ступенчатый) с контурами оврага. Гораздо более важное значение при описании и изучении овражной эрозии имеет не столько передача формы оврага, сколько характеристика его с точки зрения развития и перспективы дальнейшего роста. Даже большие овраги, прекратившие рост и надежно закрепленные растительностью, не представляют той опасности, которой грозит небольшая промоина, возникшая на распаханном склоне, питаемая водой с обширной водосборной площади и имеющая все признаки активного развития. Еще большую опасность представляют большие растущие овраги с многочисленными боковыми оврагами, высокими и крутыми вершинными перепадами и большими массами стекающих вод.

Признаками «молодых» активно развивающихся оврагов являются: резко выраженные бровки и быстро отступающие к верховьям вершинные перепады; крутые, обнаженные или слабопокрытые растительностью, осыпающиеся и оползающие склоны, расчлененные боковыми оврагами; резкий V-образный поперечный профиль, сходящиеся под острым углом у дна оврага склоны и дно, полностью занимаемое руслом стекающего по оврагу потока. При развитии молодых оврагов нужно принимать срочные меры для борьбы с ними.

Прекращающие свой рост, «зрелые» овраги, сохраняют еще резкие контуры, но склоны их уже закреплены растительностью, вершинный перепад еще может сохраниться, но отступает медленно (обычно за счет уменьшения количества поступающей воды, собирающейся с почти полностью освоенной оврагом водосборной площади), дно расширено за счет отступления склонов и боковой эрозии потока, частично закреплено растительностью и обнаженным остается только русло, в котором наблюдаются участки намывного и отложенного потоком материала (овражный аллювий). Такие овраги требуют внимательного наблюдения и

небольшого объема работ для их закрепления и предотвращения возможного повышения их активности.

Прекратившие свой рост овраги полностью закреплены растительностью, они имеют сглаженные контуры и U-образный поперечный профиль (или имеют форму трапеции), бровки их сглажены (закруглены), вершинный перепад отсутствует, и вершина оврага плавно переходит в ложбину, по которой вода движется распластанным слоем, по дну оврага поток стекает медленно (за счет уменьшившихся уклонов) и русло его может быть на значительном протяжении закреплено растительностью. Такие «старые» овраги называют балками. Они нуждаются только в систематическом наблюдении и устранении причин, способных вызвать активизацию эрозионных процессов.

Обычно у большинства оврагов признаки затухания раньше развиваются в низовьях и постепенно распространяются к верховьям, где овраг еще продолжает активно развиваться. В силу этого при исследованиях овражной эрозии необходимо особое внимание уделять именно местам их активного роста. Очень многие овраги, уже прекратившие свой рост, могут явиться местами нового бурного развития эрозионных процессов, например, при нарушении растительного покрова или режима стока рек (при мелиорации, постройке плотин, большом отборе воды и пр.), когда срезается уровень воды в реке во время паводка, к которому обычно привязаны продольные профили временных потоков, наиболее активных в периоды таяния снегов и сильных ливней. Если уровень рек в это время понижен, то в устьевых частях временных потоков возникает перепад, резко усиливается глубинная эрозия, которая затем начинает распространяться против течения, вырабатывая врезанный в дно закрепившегося оврага (или балки, ложбины стока) новый донный овраг.

Для борьбы с оврагами проводятся большие работы. Склоны и днища оврагов закрепляют растительностью (травы, кустарники, деревья), верховья

для борьбы с развитием вершинного перепада - растительностью и различными сооружениями (бетонные лотки - быстротокки, бетонированные водобойные колодцы), в руслах строят плотины и запруды. Хорошие результаты дает обвалование вершин оврагов, препятствующее поступлению воды к вершинному перепаду с вышележащей части склона.

С помощью дамб вода отводится от вершины оврага на закрепленные участки склона, у дамб возникают большие пруды, задерживающие сток.

При изучении оврагов и планировании защитных мероприятий важное значение имеют аэроснимки и топографические карты. На аэроснимке (особенно крупного масштаба) отлично видны не только сами овраги, но и тяготеющие к ним площади склонов, на которых часто распознаются детали, не различимые при наземных наблюдениях. Например, на снимках прослеживаются пути движения струй неруслового стока (по характеру растительности, по тональности грунтов и пр.), оконтуриваются водосборные площади, выявляются места повышения активности эрозии. Да топографических картах крупных масштабов условным знаком изображаются промоины, растущие овраги, а при помощи горизонталей передаются характерные признаки оврагов (форма бровок, характер склонов и поперечный профиль. По картам определяется крутизна падения и разность отметок истоков и устья.

Постоянный русловой сток - реки, ручьи - в отличие от временных потоков действует непрерывно длительное время (кроме пересыхающих рек засушливых районов). Расходы и уровни рек изменяются в зависимости от времени года, количества осадков, таяния снега, испарения и других причин. В зависимости от режима стока изменяется характер работы реки и размеры той поверхности, на которой сказывается непосредственное воздействие потока. Большинство рек имеет меженное русло и пойму. В меженном русле вода протекает круглый год, пойма заливается водой только во время половодий. Пойма практически отсутствует только у рек, текущих в узких

горных долинах. Отсутствие поймы у горных рек, изобилующих порогами и водопадами, обусловлено тем, что основная энергия их направлена на глубинную эрозию. Медленно текущие реки холмистых и равнинных стран значительную часть своей живой силы расходуют не на глубинную, а на боковую эрозию, т.е. на подмыв берегов русла (глубинная эрозия при этом не исключается). В результате подмыва берегов русло становится извилистым, берега и склоны долины развиваются неравномерно, процессы эрозии и аккумуляция сложно сочетаются друг с другом.

Выработка извилистого русла обусловлена сложными гидродинамическими особенностями потока и многими другими причинами. Наиболее простой из них может явиться возникновение препятствия у берега. Поток отклоняется этим препятствием к противоположному берегу и подмывает его основание. Отклонившись вновь, поток наискось пересекает русло и подмывает противоположный берег. Ниже по течению процесс повторяется, и русло становится извилистым. Образующиеся извилины русла называют излучинами. При образовании излучин подмываемые берега становятся вогнутыми и крутыми, крутым становится в этом месте и склон долины, если он подмывается рекой. Наоборот, берега в тех местах, где река от них отклоняется, становятся выпуклыми, склоны более пологими и у их основания в русле начинается отложение речных наносов (руслового аллювия). Благодаря такому распределению процессов разрыва и отложения в излучинах русло становится асимметричным, у подмываемого берега оно имеет большие глубины, а у противоположного меньше. При сильном понижении уровня воды в межень на выпуклых аккумулятивных берегах располагаются побочни, или пляжи.

При дальнейшем развитии излучин извилистость русла увеличивается, и если в это время развивается еще и глубинная эрозия, то и русло, и долина становятся извилистыми, образуются врезанные излучины. Если глубинная эрозия будет проявляться в дальнейшем слабо, излучины, имеющие общую

тенденцию смещаться вниз по течению, срезают выступы коренных берегов и вырабатывают плоское дно долины. При развитии крутых излучин возможно резкое сужение и прорыв их шеек в местах сильного сближения русла. В местах прорыва формируется новое русло, а отделившаяся излучина превращается в старицу. Отчлененный таким способом выступ коренного склона долины, лежащий между старым и новым руслом, называют останцом обтекания. Останцы обтекания, обойденные с двух сторон рекой, некоторое время сохраняются в долине в виде острова, а затем по мере заполнения старицы наносами возвышаются среди долины холмами или скалами.

В развитии поймы и меженного русла имеется ряд различий. Так, пойма только на короткое время переходит на положение дна потока, а большую часть года водой не залита. Это дает возможность обычной наземной растительности, способной выдержать периодическое затопление и специфические условия поймы, заселить поверхность поймы. Во время половодий растительность пойм сильно уменьшает скорость течения. Малая глубина и распластывание пойменного потока по сравнению с русловым также замедляют течение. Все это приводит к накоплению на пойме наносов - пойменного аллювия.

Основная масса материала поступает на пойму путем выноса его из русла реки. Ввиду резкого изменения скорости течения вблизи бровки русла происходит наиболее быстрое отложение вынесенного материала и образуется характерная форма пойменного рельефа - прирусловой вал. Меньше материала заносится водой дальше от русла, на центральную пойму, и наименьшее его количество поступает в удаленную часть - тыловую пойму, в силу чего накопление пойменного аллювия происходит здесь медленно, и эта часть поймы обычно понижена. Благодаря накоплению наносов в пойме разрез аллювиальных отложений на дне долины приобретает двухъярусное строение. Основание разреза слагает русловой аллювий (более грубый по

механическому составу, часто с резко выраженной косо́й слоистостью), а верхнюю часть разреза - пойменный аллювий (обычно илистого состава).

Микрорельеф поймы связан с неравномерным отложением осадков, обусловленным различными препятствиями (пучками травы, кустарниками, деревьями) на пути текущей воды, неравномерным распределением скоростей водного потока и другими причинами. Поверхность поймы осложняют старицы, находящиеся на разных стадиях развития и заполнения наносами. После ухода вод половодья в основное русло поверхность поймы осушается и вода остается только в старицах. Устойчивое увлажнение поймы наблюдается при большой выравненности ее микрорельефа, наличии слоя илистых отложений или мерзлых грунтов, препятствующих просачиванию, и заболачивании ее поверхности водами источников. В этих случаях пойма зарастает растительностью, характерной для низинных болот (осока, тростник и т. п.).

В пределах широкой, хорошо развитой поймы река образует блуждающие излучины, или меандры сложной конфигурации, напоминающие в плане букву S. Часто перестройка Излучин осуществляется около определенных устойчивых (узловых) точек, положение которых следует учитывать при пересечении русел рек трассами газо- и нефтепроводов, линиями электропередач и т. д. Следы блуждания излучин (в виде старинных понижений, прирусловых валов, полос растительности) хорошо видны на аэроснимках, что позволяет уверенно устанавливать форму прежних русел реки, а в некоторых случаях и давать прогноз их будущего смещения.

Поймы равнинных рек Н.И. Маккавеев подразделяет на четыре основных типа: развития боковой эрозии, в местах впадения притоков, с преобладанием глубинной эрозии и приустьевых участков и дельт. Основные типы пойм подразделяются им на подтипы, например,

первый тип поймы подразделяется на двустороннюю и одностороннюю поймы.

Двусторонняя пойма образуется на реках, протекающих по широкой долине и имеющих хорошо развитые излучины, попеременно подходящие то к правому, то к левому коренным склонам долины и к склонам надпойменных террас. Пойма в виде отдельных массивов развита на внутренних берегах излучин. В пределах каждого массива можно выделить верхнюю по течению часть, наиболее приподнятую над меженным уровнем и сильно подмываемую рекой. Ниже по течению располагается средняя часть, имеющая общий наклон вниз по долине и от реки в сторону тылового понижения. Нижний конец пойменного массива - наиболее пониженный и часто отделяется от вышележащего склона долины занятым водой понижением - затоном, свободно соединяющимся с нижележащим плёсом. По внешней стороне средней и нижней части пойменного массива (вдоль меженного русла реки) располагается полоса интенсивно перемываемых в паводки прирусловых песков (пляж). Поверхность их может быть ровной или слабо наклоненной к межнему руслу, но может быть и осложнена песчаными грядами - гривами, ориентированными почти параллельно руслу. Кроме того, на пляже могут быть гряды, подходящие по руслу почти перпендикулярно или под острым углом, понижения между которыми залиты водой или слабо заболочены (в межень).

Односторонние поймы развиты на реках, русло которых смещено к одному из склонов долины. В этом случае пойма развивается на одном - луговом берегу (например, на левом берегу Волги), имеет большую (до нескольких километров) ширину и тянется вниз по долине на многие десятки и даже сотни километров. Эти поймы отличаются значительной устойчивостью, постепенно расширяются за счет нарастания прирусловой

части, одновременно русло может смещаться в сторону подмываемого крутого склона долины. Поперечный профиль такой поймы может быть различен. При слабо развитой глубинной эрозии прирусловая часть несколько выше центральной поймы, а тыловая часть может быть не понижена и даже несколько повышена за счет отложения здесь материала (делювия), намывтого атмосферными водами с вышележащей части склона долины. При наличии глубинной эрозии поверхность поймы может получить общий уклон к меженному руслу.

Пойма в местах впадения притоков отличается рядом особенностей. Если река и ее приток имеют разные периоды половодья и уровень в русле главной реки повышается раньше, то воды притока испытывают подпор, и вода из реки может даже проникнуть в русло притока и создать в нем противотечение. С последним связано образование двух ярусов поймы, из которых верхний, обусловленный высокими уровнями воды в реке, может иметь уклон поверхности, направленный против течения притока, а нижний, сформированный половодьем притока, имеет нормальный уклон вниз по течению притока. В местах слияния рек возможны заторы льда, сложные противотечения и другие явления, сопровождающиеся накоплением наносов, образованием островов, отмелей и т.д. Сложный микрорельеф, своеобразное распределение уклонов поверхности сильно затрудняют картографирование таких пойменных участков.

Поймы участков долин с преобладанием глубинной эрозии имеют небольшую ширину, редко превышающую ширину меженного русла, и могут сопровождать русло с одной или двух сторон на протяжении многих километров.

Эти участки отличаются малыми боковыми смещениями русла, устойчивостью поймы, ее относительной большей высотой над меженным урезом и более крупным составом фракций аллювия, по сравнению с отрезками преобладающей боковой эрозии (на данной реке). Часто под

аллювием в русле реки в межень видны выходы коренных пород, слагающих дно долины, что указывает на общее медленное поднятие земной коры на этом участке и усиление глубинной эрозии.

Поймы приустьевых участков и дельт: отличаются в первую очередь относительно небольшой высотой над межненным горизонтом реки, что обусловлено распластыванием потока перед впадением в море - явлением, которое наблюдается в половодье. Их отличает также большее количество илистых отложений, чем на вышележащих отрезках течения реки, большая ширина поймы, разбитой на множество массивов и островов ветвящимися руслами и протоками. Для всех частей поймы характерны хорошо выраженные в рельефе приустьевые Повышения (валы), которые на островах окаймляют пониженные Внутренние части, обычно сильно заболоченные. Дельтам свойственны быстрые изменения очертания русел, изменение глубины протоков, появление новых островов и постепенное выдвигание внешней стороны дельты в море (озеро).

Дельты, выступающие за линию основного берега моря (озера) (дельты выступания) могут представлять собой широкое плоское пространство, по которому блуждают русла разветвившейся реки, и постепенно выдвигаться в море широким, выпуклым фронтом. У несущих большое количество взвешенного материала рек отложение наносов происходит вдоль русел протоков даже тогда, когда поток выходит за пределы внешнего края основной площади дельты. В этом случае в море возникают валы, сопровождающие русло, отмечающие пути движения потоков (ветвистая дельта).

При впадении реки в залив происходит его заполнение наносами (дельта заполнения). Край дельты может не выступить за основную линию берега, если в море проходят течения, препятствующие отложению наносов.

В местах расширения долин на многих реках, несущих обильные наносы, образуются так называемые внутренние д е л ь т ы. Это обусловлено тем, что во время половодий вода в узкой долине течет быстро, а при выходе

на расширенный участок распластывается, теряет скорость и отлагает наносы в русле и пойме, образуя отмели, острова и многочисленные протоки. Заканчивающиеся в пустынных областях, не доходящие до приемного бассейна (моря, озера) реки образуют сухие дельты, которые практически мало чем отличаются от конусов выноса временных потоков.

В устьях рек, впадающих в моря с высокими приливами, дельты часто отсутствуют. Это обусловлено тем, что во время прилива сток по руслу в сторону моря прекращается, река как бы подпруживается, а во время отлива быстро стекает в море и уносит наносы в море, которые и отлагаются на его дне вдали от берегов. Такие промытые и расширенные устья рек называют эстуариями.

Надпойменные террасы - поверхности, часто сохраняющие черты пойменного микрорельефа, но затоплению не подвергающиеся (имеющие отметки поверхности большие, чем высоты паводков). Располагаются они уступами на дне и склонах долины.

Причины образования надпойменных террас различны. Одна из них может заключаться в том, что в процессе расширения долины происходит расширение поймы, и воды во время разливов распластываются все более тонким слоем. Одновременно с расширением поймы увеличивается и высота ее поверхности за счет отложения пойменного аллювия. Эти процессы приводят к тому, что наиболее повышенные участки поймы перестают заливаться водами средних паводков и превращаются в так называемую высокую пойму, заливаемую только во время самых высоких разливов. При дальнейшем расширении долины и снижении уровня паводков затопление высокой поймы может прекратиться, и она перейдет на положение надпойменной террасы.

Другая причина превращения поймы в надпойменную террасу - усиление глубинной эрозии и углубление русла, в результате чего вся вода паводков проходит в русле и пойму уже не заливает. Река начинает

вырабатывать новую пойму на более низком уровне, а старая пойма превращается в надпойменную террасу.

Наиболее распространенной причиной усиления глубинной эрозии является понижение базиса эрозии, основного или местного. Последним могут являться бровки уступов водопадов, вершинные части порогов и другие места резкого перелома продольного профиля реки. При понижении основного базиса эрозии (например, понижение уровня приемного бассейна, тектонические поднятия суши по отношению к уровню моря) в низовьях реки резко возрастает скорость течения, начинается усиленный врез русла и постепенное распространение этого процесса к верховьям реки (пятящаяся эрозия). При достаточно длительном отрезке времени прежняя пойма превратится в надпойменную террасу. Такие террасы принято называть цикловыми, поскольку образование их обусловлено определенным цикловым развитием реки, ее эрозионной деятельностью и развитием самой долины. Цикл складывается из вреза русла и долины, расширения долины и выработки поймы, а прекращается с новым врезом и переходом старой поймы на положение надпойменной террасы. Эти террасы наиболее многочисленны в приустьевых частях долин, здесь они сильнее разнятся по высоте, а к верховьям число их становится меньше и высоты снижаются (террасы выклиниваются).

Иногда усилению эрозионной деятельности реки предшествует период накопления обильных наносов на дне долины. Это может произойти, например, при повышении базиса эрозии (уровня приемного бассейна) или погружении суши в районе устья реки. При последующем усилении эрозии река врезает русло в свои древние наносы и образующаяся надпойменная терраса окажется сложенной древним аллювием (аллювиальная терраса). Если врез будет глубоким, русло врежется в породы, слагающие коренное дно долины, и они станут видны в основании террасы, образуется смешанная, или цокольная, терраса. При малом слое аллювия он может быть

смыт с поверхности террасы, и она окажется целиком сложенной коренными породами, т. е. будет коренной. Иногда коренными террасами являются выходы твердых пластов в склонах долины; такие террасы называются структурными (обусловлены геологическим строением местности).

Приведенные примеры далеко не исчерпывают всего многообразия террас, встречающихся в речных долинах, и причин их образования (например, изменение водоносности и режима стока рек, эрозионные процессы на водосборной площади, перераспределение стока между смежными бассейнами, влияние деятельности человека и т.д.). Обычно в долинах мы имеем не менее трех, а местами и более 15 террас различного строения и происхождения.

При изучении террас счет их принято вести снизу - от самых молодых (например, первая надпойменная, вторая надпойменная и т.д.).

Типы речных долин можно выделять по многим признакам, из которых наиболее общепринятым (особенно пригодным для картографических целей) является принцип деления по форме поперечного профиля и общей Морфологической характеристике.

По форме поперечного профиля речные долины подразделяют на теснины, каньоны, ущелья V-образные, U-образные, корытообразные, ящикообразные, трапециевидные и террасированные. Кроме того, долины можно подразделить на симметричные и асимметричные.

Теснины образуются в результате глубинной эрозии, имеют отвесные склоны, отстоящие один от другого иногда всего на несколько метров, глубину от нескольких десятков до нескольких сотен метров, напоминая, таким образом, узкие щели, как бы пропиленные в горных породах (как правило, в скальных). Встречаются теснины в горных районах, реже среди холмистой местности и всегда служат указанием на очень сильно развивающуюся глубинную эрозию. Поймы нет и все дно занято руслом потока с порогами и водопадами.

Каньоны так же, как и теснины, имеют глубину, иногда во много раз превышающую ширину (в придонной части между основаниями склонов); русло реки занимает все дно каньона. Склоны чаще всего представляют собой чередование скалистых обрывов с горизонтальными или слабонаклоненными площадками (при соответствующем залегании слоев) и участками, покрытыми осыпями. Типичны для горных и возвышенных местностей засушливого климата, где глубинная эрозия в сочетании со стойкостью горных пород и слабо развивающимся плоскостным смывом способствуют сохранению крутизны склонов.

Ущелья в отличие от каньонов имеют относительно однообразные (без террас) выпуклые склоны, крутизна которых в нижней части увеличивается. Это объясняется сильным врезанием реки, занимающей все дно долины. Верхняя часть склонов становится пологой за счет интенсивного выветривания горных пород, сползания, осыпания и смыва продуктов выветривания. Ущелья широко распространены в горных районах и часто служат указанием на исключительно сильно развивающуюся глубинную эрозию и восходящее развитие рельефа. Глубина достигает 1000-1500 м. V-образные долины напоминают ущелья, но имеют прямолинейные (в вертикальном разрезе) склоны. Образуются они при относительном равновесии между глубинной эрозией и процессами разрушения склонов. Эти долины очень разнообразны по размерам и могут встречаться в горной и холмистой местности. U-образные долины в отличие от ущелий имеют вогнутые склоны, у которых крутизна больше в верхней части, а у подножия склон постепенно выполаживается и переходит в дно долины. Образуются эти долины тогда, когда река, занимающая только часть поперечного профиля дна долины, не успевает полностью удалять продукты выветривания, накапливающиеся в виде осыпей у подножия склонов. В таких долинах часто наблюдается пойма.

Корытообразные долины - разновидность предыдущих долин, отличаются от них только большей шириной дна, которая может быть больше глубины. Эти долины часто имеют ледниковое происхождение, точнее представляют собой долины рек, преобразованные деятельностью ледников, а после их стаяния вновь занятые реками.

Ящикообразные долины образуются в толщах пород, способных выдерживать вертикальные обрывы (например базальты) и при сильно развитой боковой эрозии. Долины имеют крутые склоны, обычно небольшой высоты, и широкое плоское дно - пойму. Меженное русло узкое и занимает только небольшую часть поперечного профиля дна.

Трапециевидные долины напоминают долины предыдущего типа, с которыми их часто объединяют, но расширены за счет более пологих склонов. Дно плоское, с хорошо развитой поймой.

Террасированные долины имеют сложный поперечный профиль за счет террас, расположенных на склонах.

Асимметричные долины с одним более крутым, а другим более пологим (часто террасированным) склоном пользуются широким распространением. Асимметрия, выраженная на коротких отрезках долины, часто возникает в результате неравномерного подмыва берегов (при развитии излучин). Для объяснения асимметрии речных долин, прослеживающейся на больших расстояниях и площадях, выдвинуто несколько гипотез.

Академик К.М. Бэр предложил гипотезу, объясняющую асимметрию речных долин, положив в ее основу известную теорему Кориолиса. Бэр считал, что основной причиной асимметрии речных долин является сила, возникающая в результате вращения Земли вокруг оси и вызывающая отклонение всех движущихся тел от направления движения в северном полушарии вправо, а в южном - влево. Эта сила вызывает в северном полушарии отклонение струй в речном потоке к правому берегу, который, таким образом, усиленно подмывается рекой и становится крутым.

Профессор А.А. Борзов, изучая долины рек и формы водораздельных пространств, пришел к выводу, что причиной асимметрии склонов может явиться первоначальный наклон местности.

Гораздо большее значение, видимо, имеют медленные вертикальные движения земной коры. Под действием этих движений реки, оказавшиеся в районе сводовых поднятий (особенно на крыльях сводов, антиклинальных складок), смещаются к одному из берегов, подмывают его и делают более крутым.

Одним из частных случаев образования асимметричного профиля долин и водоразделов является формирование куэст - асимметричных гряд, бронируемых твердыми пластами. Возникают они на моноклинальных геологических структурах (например на крыле антиклинали) при продольном (по простиранию) ориентировании речных долин. Необходимое условие образования куэст - наклонное залегание слоев различной стойкости по отношению к размыву. Реки вырабатывают долины в менее стойких слоях и, встретив при врезании поверхность нижележащего стойкого слоя, начинают как бы «скользить» по его поверхности, подмывая выходы слабых слоев. Если на вершине подмываемого склона лежит следующий стойкий слой, то долина приобретает асимметричный профиль. Пологий склон долины соответствует поверхности напластования нижнего твердого пласта, а крутой (подмытый) - бронируется верхним стойким пластом. В этом случае и междуречья приобретают форму асимметричных гряд, которые и называют куэстами.

Развитие рек, речных систем и их взаимодействие с водосборным бассейном - сложный и многообразный процесс. Например, закладываясь на поверхности, выходящей из-под уровня моря, или вступая на нее с ранее поднятой суши (что происходит значительно чаще), реки в начальной стадии расчленения этой поверхности прокладывают свои русла по тем понижениям рельефа, которые обеспечивают наиболее беспрепятственный сток. В этот

период рельеф еще не преобразованной эрозией поверхности может быть обусловлен тектоническим строением или другими причинами (морскими течениями, абразией, проявлением вулканизма и т.д.). Если сложные тектонические структуры погребены под толщей спокойно залегающих слоев, формирование речных русел и долин происходит независимо от этих структур.

Только позднее, когда местность поднимется достаточно высоко над базисом эрозии (уровнем моря), и долины рек будут врезаны на соответствующую глубину, реки, встретив погребенные структуры и не имея возможности покинуть свои русла и долины, вынуждены врезаться в эти структуры и в стойкие горные породы, вырабатывая в них так называемые эпигенетические (наложенные сверху) долины. При этом, если до вскрытия сложных геологических структур, развитых в стойких по отношению к размыву горных породах, русло реки было извилисто, то эти излучины накладываются на выходы стойких пород и при последующем врезании (развитии долины) превращаются во врезанные меандры. По мере дальнейшего врезания в поверхность со сложным тектоническим основанием происходит препарирование геологических структур, применительно к которым реки перестраивают свои русла и долины. На этой стадии развития рельефа большое значение приобретают участки поверхности, сложенные легко поддающимися размыву породами (рыхлыми или раздробленными сбросами, сдвигами, разрывами). Постепенно на эти участки переносится разрушительная работа текучих вод; сюда перемещаются русла и долины рек, приобретающие часто своеобразные очертания в плане и профиле, обусловленные геологическими структурами и формами залегания слоев, и только эпигенетические долины, наложенные на выходы твердых пород, продолжают развиваться без особых смещений.

По соотношению с залеганием слоев и геологическими структурами (сбросами, складками и т.д.) речные долины подразделяют на: тектонические

или тектонически обусловленные, выработанные по линиям сбросов, сдвигов, в понижениях между поднятыми участками земной коры (в синклинальных складках, в грабенах); согласнопадающие, имеющие направление уклона дна и текущего по ним потока, совпадающие с направлением наклона пластов; несогласнопадающие, по которым реки текут в сторону, противоположную падению пластов; продольнопадающие, расположенные и выработанные вдоль простираения пластов, иногда трудно отличимые от долин, predeterminedенных тектоникой.

Дальнейшее развитие долин приводит к выделению в рельефе выходов наиболее стойких пластов и массивов горных пород, развитию моноклиналиных форм рельефа, а в некоторых случаях сопровождается явлениями «обезглавливания» и перехвата одних рек другими, протекающими в более глубоких долинах или имеющими более низкий базис эрозии и более быстрое течение. Обезглавливание и перехват практически являются разновидностью процесса, заключающегося в том, что одна из рек резко увеличивает свою водосборную площадь (часто увеличивается и длина реки) за счет реки смежного бассейна. Происходит это в том случае, когда быстрее текущая и интенсивно развивающая эрозионную деятельность река, имеющая глубже врезанную долину, своими верховьями, руслом или верховьями бокового притока разрушает водораздельное пространство и отводит воду смежной реки. Смежная река теряет часть водосборной площади, а часто и значительный отрезок своего течения, поскольку вода, текущая по руслу выше перехвата, направляется в русло перехватившей реки. В нижней части течения перехваченной реки количество воды резко уменьшается, часть долины ниже перехвата оказывается лишенной водотока (мертвая долина), и в ней формируется новый долинный водораздел.

Известны разные способы и случаи перехвата: головной, который развивается в верховьях рек; боковой - развивающийся, главным образом за счет взаимодействия боковых притоков рек смежных бассейнов; перехват

соприкосновения, при котором также взаимодействуют боковые притоки, но основное значение приобретает сближение русел главных рек смежных систем. В отдельных случаях захват водосборных площадей и отвод воды реки смежного бассейна может происходить за счет деятельности подземных вод (подземный перехват) и развития карстовых и суффозионных процессов. Захвату способствует наличие под орографическим (выражены в рельефе) водоразделом легко водопроницаемых или растворимых (при развитии карста) горных пород. В этом случае вода одной реки проникает в водопроницаемые или растворимые горные породы и выходит в виде источников в долине смежной реки, имеющей обычно глубже врезанную долину. Теряющая воду река отмирает, а другая резко увеличивает свою водосборную площадь. Случаи перехвата часто наблюдаются в горной местности, но и на обширных равнинах, где развиваются сложно ветвящиеся древовидные речные системы, явления перераспределения стока происходят достаточно часто. В настоящее время исключительное значение в перераспределении стока приобрела деятельность человека, который при помощи мощной техники соединяет речные бассейны, направляет потоки в сторону засушливых территорий (для целей водоснабжения, орошения), прорывает каналы и т.д.

Роль текучих вод в преобразовании рельефа земной поверхности очень велика. Долины рек, речек, ручьев и временных водотоков, имеющие разные формы и размеры, сочетаясь друг с другом на местности, часто определяют основные особенности расчленения территории. В зависимости от преобладания в рельефе тех или иных форм различают типы расчленения (долинный, балочный, овражный и их сочетания), глубину вреза (глубокое, среднее, мелкое) и степень развития этих форм на местности (например редкое долинное расчленение). Для выражения развития эрозионных форм рельефа на участках земной поверхности для их сравнения друг с другом требуется сбор количественных характеристик, допускающих их

дальнейшую математическую обработку. Работы эти выполняются в настоящее время геоморфологами для различных специальных целей.

Деятельность текущих вод очень важна еще в том отношении, что ручьи и реки являются основными транспортными артериями, по которым осуществляется движение материала от положительных форм рельефа к отрицательным и общее движение продуктов разрушения с материков в моря и океаны (за исключением бессточных областей). За счет постоянного выноса материала рекой поверхность ее бассейна понижается, например, у р. Нил на 0,1 м, у р. Амударья на 0,48 м, у р. Иравади на 0,5 м в 100 лет. Количество переносимого реками материала изменяется в очень больших пределах в зависимости от ряда факторов. Например, горные реки Средней Азии в 1 м³ воды несут 5000 - 10 000 г минеральной массы, а на равнинных пространствах этих же районов количество переносимого материала падает до 50 г/м³. Очевидно, что основная масса вынесенного с гор материала отлагается на равнине у подножия гор, где из этих отложений образуется обширная пролювиальная равнина, состоящая из слившихся между собой внутренних дельт.

Реки Средней Азии не достигают океана и заканчиваются во внутренних бассейнах, теряются в песках, расходуются на орошение.

Реки зон более влажного климата доносят свои воды до Мирового океана, доставляют сюда до 16 млрд. тонн механически перемещаемых веществ и более 2,7 млрд. тонн растворенного вещества в год. Часть этого материала отлагается в дельтах рек и приводит к увеличению площади суши за счет образования аллювиальных равнин (дельт), а часть отлагается на дне моря. За счет этой огромной работы на месте гор образуются денудационные равнины, на которых среди выравненных пространств местами могут быть встречены небольшие возвышенности, сложенные стойкими породами, а на месте впадин возникают идеально ровные пространства, сложенные

наносами. И в том, и в другом случае происходит выравнивание земной поверхности - образуются обширные равнины.

Планетарные масштабы деятельности текучих вод, огромное значение их в развитии жизни на суше, скорость, с которой развивается иногда эрозия, или аккумуляция наносов, огромные запасы энергии, которые заключены в движущихся массах воды, блуждающие русла рек, часто создающие угрозу населенным пунктам, дорогам и различным инженерным сооружениям, оползни и обвалы на подмываемых реками крутых склонах долин и многие другие процессы, связанные с временными потоками и реками, привлекают пристальное внимание и требуют изучения.

Эрозионные и водно-аккумулятивные формы рельефа пользуются исключительно широким распространением, и правильная передача их особенностей при составлении и оформлении карт является важной задачей картографов.

Для изображения многообразных форм рельефа, обусловленных деятельностью текучих вод, современная картография располагает сравнительно скугими средствами, мало чем отличающимися от средств, используемых для изображения рельефа другого происхождения. Для изображения склонов долин, террас, рельефа дна долин широко используются изогипсы (горизонталы), условные знаки бровок и обрывов, которые не являются знаками, специально приспособленными к передаче эрозионного или аккумулятивного рельефа.

Специально разработанными являются условные знаки промоин и растущих оврагов. Следовательно, при изображении рельефа, обусловленного деятельностью текучих вод, следует очень тщательно применять обычные картографические приемы, выявляя и подчеркивая его особенности. При этом рисунком горизонталей следует передавать степень выраженности бровок склонов оврагов, долин, террас, характер перехода подножий склонов к днищам долин, форму поперечного профиля долины

(резкий излом горизонталей в остродонной долине, плавный изгиб - в корытообразной и т.д.).

Горизонталями дополнительного сечения хорошо может быть передан микрорельеф поймы, детали склонов и др. Условные знаки обрывов применяются при передаче на картах подмываемых участков склонов, при изображении теснин, каньонов и некоторых других деталей эрозионных форм. Ряд характерных точек поверхности может быть выделен путем размещения на них высотных отметок (при изображении глубины теснин, каньонов, террас в местах слияния рек).

Характеристики рек передаются путем указания скорости течения, распределения глубин, наличия порогов и водопадов, глубины бродов, границ разливов и пр.

Значительное число деталей может быть передано на топографических картах крупных масштабов. При переходе к мелкомасштабным картам необходимо производить отбор (генерализацию), сокращая число мелких форм, малых рек, детали склонов и т.д. При этом необходимо сохранять важные характеристики изображаемых форм (характерные профили долин, наиболее крупные овраги и др.) и где возможно отражать направленность эрозионных процессов (например, указывать места развития растущих оврагов, блуждание русел рек).

7 Поверхности выравнивания. Понятие о геоморфологическом цикле

Цикличность (от греч. *kuklos* круг, кругооборот) — развитие какого-либо явления, при котором происходит закономерное чередование стадий: начальной (зарождения), максимального развития и затем спада и возврата в состояние, близкое к первоначальному. Ритмичность — закономерное повторение какого-либо явления, состояния, стадий процесса и др. Ритм может включать два или несколько членов, например: поднятие-прогибание или врезание-аккумуляция-равновесие и т. д.

Периодичность — время или интервал повторяемости каких-либо состояний (циклов, ритмов, стадий и др.).

7.1 Цикличность в развитии рельефа

Многие формы экзогенного рельефа в большинстве своем проявляют цикличность и ритмичность развития, обусловленные прежде всего климатическими изменениями. Например, формирование речных долин в течение четвертичного периода представляет собой ряд повторяющихся эрозионно-аккумулятивных циклов. В развитии ледникового рельефа выделяются циклы обусловленные периодическими похолоданиями климата. Последние проявлены не только в разновозрастных комплексах ледниковых и водно-ледниковых форм рельефа, развитых в горах и на равнинах, но и в ритмичном строении почвенно-лессовых покровов террас и водоразделов, где лессы (отложения холодных эпох) чередуются с почвами (образованиями теплых эпох). Цикличность ледниковых событий в четвертичное время влияла на изменения уровня океанов и морей, что проявлено в формировании морских береговых линий. В проявлении тектонических движений также установлены цикличность и ритмичность разных рангов, которые отражены в

формировании не только структуры, но и рельефа. В ходе геологической истории земная поверхность непрерывно изменяла свой облик. На месте аккумулятивных или денудационных равнин зарождались и росли горы, затем они разрушались, исчезали, сменяясь выровненными равнинными пространствами. На месте последних вновь возникали возвышенности и горы. Это означает, что эпохи активных тектонических движений, приводивших к горообразованию, сменялись эпохами относительного покоя, когда под действием экзогенных процессов горы полностью разрушались, земная поверхность выравнивалась, снижалась и могла вновь стать ареной морского осадконакопления.

Такая смена процессов рельефообразования отражает крупные и длительные периоды (периодичность) геологического и тектонического развития Земли - *тектоно-магматические циклы*, в течение которых коренным образом изменялись геологические, тектонические условия и условия формирования рельефа. Таким образом, цикличность тектонических процессов и событий определяет и цикличность процессов рельефообразования. Это свидетельствует о том, что формирование геологической структуры и рельефа взаимосвязано, и цикличность присуща как эндогенным, так и экзогенным процессам. Крупномасштабная цикличность и стадийность развития рельефа была наглядно показана В. Дэвисом, еще в начале XX века образно сравнившим цикл развития рельефа с жизнью человека. В течение одного цикла он выделил такие стадии: *детство и юность*, когда рельеф зарождается и начинает формироваться, *молодость* - рельеф интенсивно формируется (горы, возвышенности растут и расчленяются), *зрелость* - рельеф достиг высшей степени своего развития (высоты, глубины расчленения), *старость и дряхлость* - горы разрушены, на их месте образовалась выровненная поверхность. Такая смена стадий в развитии рельефа в процессе поднятия территории, расчленения или разрушения и сноса материала образует геоморфологический (по В. Дэвису -

географический) цикл. Эта модель помогает понять развитие реального рельефа. Это процесс последовательного перехода от юных слабо расчлененных форм рельефа к зрелым, а затем к старым разрушенным и дряхлым выровненным, гипсометрически более низким формам. Повторная активизация поднятий земной коры дает начало новому геоморфологическому циклу. Крупные циклы распадаются на циклы меньшего ранга. В истории формирования и развития рельефа Земли происходила неоднократная смена циклов разной продолжительности и ранга, и цикличность является общим планетарным свойством развития земной поверхности и процессов, происходящих на ней и внутри.

Геоморфологический цикл - развитие рельефа, состоящее из сменяющих друг друга стадий и завершающееся образованием рельефа, подобного исходному или начальному, но на иной геолого-структурной основе и в иных климатических условиях. Начальными и конечными завершающими формами рельефа каждого цикла являются поверхности выравнивания. С течением времени от цикла к циклу изменяются интенсивность тектонических движений, время их проявления, состав и условия залегания пород, слагающих приповерхностную часть земной коры, а также климатические условия (следовательно, и характер экзогенных процессов). Таким образом, рельефообразование в каждый новый цикл протекает в новых климатических и литолого-структурных условиях. И создаваемые в процессе нового цикла во время разных его стадий формы рельефа, в том числе и завершающая цикл поверхность выравнивания, не повторяют полностью формы предшествующих циклов, а отличаются морфологией, гипсометрическим положением, строением субстрата и другими особенностями. Поскольку каждый цикл заканчивается формированием поверхности выравнивания, то о количестве циклов можно судить по количеству сохранившихся в современном рельефе поверхностей выравнивания.

Поверхности выравнивания - это равнинные или почти равнинные преимущественно денудационные поверхности разного ранга и возраста в горах и на платформах, формирующиеся на месте расчлененного рельефа в условиях преобладания экзогенных процессов над эндогенными деформациями земной коры. Для их формирования требуется относительное спокойствие тектонической жизни (отсутствие восходящих движений или малые их скорости).

Механизм выравнивания рельефа. Выравнивание рельефа, или **планация** (от лат. *plano* — выравнивание), представляет собой процесс постепенного уничтожения неровностей рельефа разного генезиса (эндогенного и экзогенного) вследствие сопряженного действия денудации в областях поднятия и аккумуляции в областях опускания. В результате поднятый расчлененный рельеф сменяется равнинным. Существуют два пути выравнивания рельефа суши: пенеplanation и педипленизация.

Пенеplanation (термин введен В. Дэвисом) - это выравнивание «сверху» — постепенное снижение и выполаживание водоразделов (междуречий) и склонов, происходящее под действием различных экзогенных процессов одновременно с расширением речных долин за счет меандрирования их русел. Пенеplanation чаще всего происходит в условиях гумидного климата.

Педипленизация (термин введен В. Пенком) - это выравнивание «сбоку», или образование выровненной поверхности в процессе отступления склонов параллельно самим себе от речных долин вглубь водоразделов без существенного снижения последних. Разрушение и отступление склонов происходит под действием различных процессов: гравитации (осыпания, обваливания, оползания), плоскостного смыва со склонов дождевыми и тальными водами продуктов выветривания, солифлюкционного течения, т. е. процессов, в значительной мере определяемых климатическими условиями и крутизной склонов (структурной обстановкой). Этому также способствует

боковой подмыв склонов временными и постоянными водными потоками. Пенепленизация и педипленизация не исключают друг друга, они могут действовать одновременно или сменяться во времени. Однако, как бы ни происходило выравнивание рельефа — сверху или сбоку — оно всегда идет от речных долин и морских берегов в сторону водоразделов. Выделяют следующие основные типы поверхностей выравнивания: пенеплены, педименты, педилены и другие, преимущественно эрозионно-денудационные поверхности.

Пенеплен (от лат. «раепе» - почти и англ. plain - равнина) - поверхность выравнивания первого ранга, впервые определенная В. Дэвисом. Это денудационная, слегка всхолмленная, а иногда плоская равнина, возникшая на месте расчлененного, чаще всего возвышенного, в том числе горного, рельефа в условиях длительного относительного или абсолютного тектонического покоя и разрушения геологической структуры и соответствующего ей древнего рельефа.

Педимент (англ. pediment, буквально - основание, от лат. pes, родительный падеж pedis - нога), предгорные наклонные равнины, выработанные в коренных породах, прикрытых с поверхности маломощным слоем рыхлых отложений. Образуются преимущественно в аридных и семиаридных условиях под действием плоскостного смыва и струйчатых потоков, путем параллельного отступления крутых склонов.

Педилен (от лат. pedamentum - подножие и англ. plain - равнина). На платформах в условиях слабого проявления тектонических движений и развития слабоконтрастного рельефа образующиеся у подножия склонов возвышенностей педименты, в отличие от гор, меньше расчленяются и лучше сохраняются. Постепенно расширяясь и сливаясь, они образуют обширные поверхности, называемые педиеленами. Первоначально они были выделены и изучены Л. Кингом на древних платформах Африки, Австралии и Южной Америки, где они широко развиты. Это обширные ступенчатые

денудационные равнины, на которых сохраняются останцовые возвышенности, иногда в виде островных гор. Образование тектонических уступов, например, сбросовых или взбросовых, приводит к формированию у их подножия серии педиленов, расположенных ступенчато на разных гипсометрических уровнях, как это наблюдается в Африке.

8 Морфоклиматические процессы. Морфоклиматическая зональность. Современные морфоклиматические зоны

Климат - один из важнейших факторов рельефообразования. Взаимоотношения между климатом и рельефом разнообразны:

1. Климат определяет характер и интенсивность процессов выветривания;
2. Определяет характер денудации, так как от него зависит «набор» и степень интенсивности действующих экзогенных сил.

В разных климатических условиях не остается постоянным такое свойство горных пород, как их устойчивость по отношению к воздействию внешних сил. Поэтому в разных климатических зонах возникают разные, часто весьма специфичные формы рельефа.

Климат влияет на процессы рельефообразования как непосредственно, так и опосредованно, через другие компоненты природной среды: гидросферу, почвеннорастительный покров. Прямые и опосредованные связи между климатом и рельефом являются причиной подчинения экзогенного рельефа в определенной степени климатической зональности. Этим он отличается от эндогенного рельефа, формирование которого не подчиняется зональности. Поэтому рельеф эндогенного происхождения называют азональным.

В начале 20 века немецкий ученый А. Пенк предпринял попытку классифицировать климат по их рельефообразующей роли. Он выделил 3 основных типа климатов:

1. Нивальный (лат. Nivalis – снежный);
2. Гумидный (лат. Humidis – влажный);
3. Аридный (лат. Aridus – сухой).

Впоследствии эта классификация была дополнена и детализирована. Далее рассмотрим классификацию климатов по их роли в рельефообразовании.

1. Нивальный климат. Во все сезоны года характерны осадки в твердом виде и в количестве большем, чем их может испариться в течение короткого и холодного лета.

Накопление снега приводит к образованию снежников и ледников. Таким образом, основными рельефообразующими факторами в условиях нивального климата является снег и лед в виде движущихся ледников. В местах, не покрытых снегом и льдом, интенсивно развиваются процессы физического (главным образом, морозного) выветривания. Существенное влияние на рельефообразование оказывает вечная (многолетняя) мерзлота.

Нивальный климат свойственен полярным областям: Антарктида, Гренландия, острова Северного Ледовитого океана и вершинные части гор, поднимающиеся выше снеговой границы.

2. Климат субарктического пояса и резко континентальных областей умеренного пояса. Субарктический климат формируется на северных окраинах Евразии и Северной Америки. Он характеризуется продолжительными и суровыми зимами, холодным летом, небольшим количеством осадков (меньше 300 мм). Резко континентальный климат умеренного пояса особенно ярко выражен в Восточной Сибири. Для него типичны: большие сезонные колебания температуры, малая облачность и малая относительная влажность воздуха, небольшое (менее 300 мм в год) количество осадков, особенно зимних. Климатические условия описанных областей благоприятствуют физическому (морозному) выветриванию и возникновению и сохранению образовавшихся здесь ранее (при еще более суровых климатических условиях) многолетнемерзлых пород (вечной мерзлоты), наличие которых обуславливает ряд специфических процессов, создающих своеобразные формы, встречающиеся в условиях гумидного

климата. В областях с гумидным климатом интенсивно протекают процессы химического выветривания. При наличии растворимых горных пород интенсивно развиваются карстовые процессы. На земном шаре выделяются 3 зоны гумидного климата: две из них располагаются в умеренных широтах северного и южного полушарий, третья тяготеет к экваториальному поясу. К этому же типу климата (по характеру его рельефообразующей роли) следует отнести муссонные области субтропиков и умеренных широт (восточные и юго-восточные окраины Евразии и Северной Америки).

4. Аридный климат. Характеризуется малым количеством осадков, большой сухостью воздуха и высокой испаряемостью, превышающей во много раз годовую сумму осадков, малой облачностью. Растительный покров в этих условиях оказывается сильно разреженным или отсутствует совсем, интенсивно идет физическое, преимущественно температурное выветривание. Эрозионная деятельность в аридном климате ослаблена, и главным рельефообразующим агентом становится ветер. Сухость продуктов выветривания способствует их быстрому удалению не только с открытых поверхностей, но и из трещин горных пород. В результате происходит препарировка более стойких пород, и как следствие этого в аридном климате наблюдается наиболее четкое отражение геологических структур в рельефе. Области с аридным климатом располагаются на материках преимущественно между 20° и 30° северной и южной широты, за исключением тех частей материков, где в пределах этих широт развит муссонный климат. Аридные климаты наблюдаются и за пределами названных широт, где их формирование обусловлено размерами и орографическими особенностями материков. Так, в пределах Центральной Азии аридная зона в северном полушарии проникает почти до 50° с.ш. Аридный климат с сопутствующими ему процессами рельефообразования развит вдоль западного побережья Африки и Южной Америки – в несвойственных для него широтах, что

обусловлено проходящими здесь вдольбереговыми холодными морскими течениями (пустыни Намиб и Атакама).

5. На стыке двух типов климата образуются формы рельефа, характерные для обоих типов и приобретающие к тому же ряд специфических особенностей. Такие переходные зоны выделяют в особые морфологические подтипы климатов.

6. Изучение пространственного размещения генетических типов рельефа экзогенного происхождения и сопоставление их с современными климатическими условиями соответствующих регионов показывает, что охарактеризованная выше взаимосвязь между климатом и рельефом в ряде мест нарушается. Так, в северной половине Европы широко распространены формы рельефа, созданные деятельностью ледника, хотя в настоящее время никаких ледников здесь нет, и располагается этот регион в зоне гумидного климата умеренных широт. Объясняется это тем, что в недавнем прошлом (в эпохи оледенений) значительная часть севера Европы была покрыта льдом и, следовательно, располагалась в зоне нивального климата. Здесь и сформировался сохранившийся до наших дней, но оказавшийся в несвойственных ему теперь климатических условиях рельеф ледникового происхождения. Такой рельеф получил название реликтового (от лат. Relictus – оставленный). Изучение этого рельефа представляет большой научный интерес.

Реликтовые формы рельефа наряду с осадочными горными породами и заключенными в них остатками растительных и животных организмов дают возможность судить о палеоклиматах отдельных регионов и о положении климатических зон в те или иные этапы истории развития Земли.

Список использованных источников

1. Пиотровский, В.В. Геоморфология с основами геологии / В.В. Пиотровский. - Изд. 2, перераб. и доп. - М.: Недра, 1977. - 224 с.
2. Кизевальтер, Д.С. Геоморфология и четвертичная геология / Д.С. Кизевальтер, Г.И. Раскатов, А.А. Рыжова. - М.: Недра, 1981. - 215 с.
3. Мананкова, Т.И. Краткий курс лекций по геоморфологии / Т.И. Мананкова. – Горно-Алтайск, 2009. – 184 с.