

УДК 581.4
ББК 26.823
В 125

Вагнер Н.М., Панасюк О.Ю. Рельеф земной поверхности.
Формы рельефа, созданные эндогенными процессами:
Учеб.пособие.- Мн.: БГПУ им. М. Танка, 2000. – 41с.

Министерство образования Республики Беларусь
Белорусский государственный педагогический университет
имени Максима Танка

Н.М. Вагнер, О.Ю.Панасюк

**РЕЛЬЕФ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ.
ФОРМЫ РЕЛЬЕФА, СОЗДАННЫЕ ЭНДОГЕННЫМИ ПРОЦЕССАМИ**

Учебное пособие

Минск 2000

УДК 581.4
ББК 26.823
В.125

Печатается по решению редакционно-издательского совета БГПУ
им. М.Танка

Рецензент: В.М. Зайцев, кандидат географических наук, доцент
Белгосуниверситета

В предлагаемом учебном пособии дается современное представление о литосфере, рассматриваются классификации рельефа, равнин, гор. Описаны формы рельефа, созданные эндогенными процессами.

Предназначено для студентов, обучающихся по специальностям «География», «География-биология», «География, белорусский язык и литература».

ISBN 985-435-157-2

Н.М.Вагнер, О.Ю.Панасюк, 2000

ВВЕДЕНИЕ

Курс общего землеведения имеет раздел «Литосфера. Рельеф Земли», в котором ставится задача углубить физико-географические знания студентов о литосфере, основных формах рельефа Земли и геолого-геоморфологических процессах, которые обуславливают их образование и развитие.

Земля представляет собой единую материальную систему, все части которой, как внутренние, так и внешние, развиваются взаимосвязанно и взаимообусловленно. Устройство поверхности нашей планеты есть не что иное, как геоморфологическое выражение ее внутреннего строения, и существуют непосредственные связи между тектоническими элементами и формами рельефа земной коры.

Данное учебное пособие посвящено одному из наиболее сложных вопросов геоморфологии – формам рельефа, созданным внутренними (эндогенными процессами). В соответствии с программой курса «Общего землеведения» и учебным планом в пособии дано представление о литосфере, земной коре, рассмотрены многочисленные гипотезы образования рельефа. Особое внимание уделяется классификации рельефа, гор, равнин. Даны общие сведения о рельефе, земной поверхности, описаны генетические типы, формы и элементы рельефа, их морфология и морфометрия. Рассмотрены также вопросы формирования и географическое распространение эндогенных форм рельефа.

ПРЕДСТАВЛЕНИЕ О ЛИТОСФЕРЕ. ГИПОТЕЗЫ ФОРМИРОВАНИЯ РЕЛЬЕФА ЗЕМЛИ.

Литосфера (от греч. литос – камень и сфера - шар), верхняя оболочка «твердой» Земли. До 60-х годов XX столетия это понятие часто отождествляли с понятием “земная кора”.

Земную кору по своему строению разделяют на кору *материковую*, *океаническую* и *переходную*. Кора *материкового* типа отличается значительной мощностью, достигающей в горных районах 75 километров (в среднем 35-45 километров), и состоит из осадочного, гранитного и базальтового слоев.

Верхний осадочный слой имеет различную мощность и состав: в низинах его мощность достигает 10-15 километров (Каспийская, Полесская низменности), в пределах поднятий он уменьшается до нескольких десятков метров (Воронежский горст), а в щитовых областях (Балтийский, Украинский) вовсе отсутствует.

Ниже осадочного слоя залегает гранитный. В местах отсутствия осадочного слоя он выходит непосредственно на дневную поверхность. Он сложен более легкими и светлыми кристаллическими породами типа гранита и имеет мощность под молодыми горными системами 50 километров, в пределах равнин – 15-20.

Под гранитным находится базальтовый слой, состоящий из более плотных и темных пород – базальтов и габбро. Его мощность колеблется в пределах 20-30 километров.

Кора *океанического* типа отличается от материковой по составу и мощности. Верхний слой коры этого типа представлен океаническими осадочными породами мощностью несколько сотен метров, под которыми залегает базальтовый слой, состоящий из базальтов и близких к ним основных пород (габбро), мощностью 4 - 7 километров. Таким образом, мощность океанической коры не превышает 10 километров.

В современных геосинклинальных зонах выделяется кора *переходного* типа очень сложного строения. Для нее характерно близкое соприкосновение с материковой, с одной стороны, и океанической, с другой.

В научной литературе выделяется также особый тип земной коры под срединно-океаническими хребтами, который называют *рифтогенным*.

Однако, литосфера включает не только земную кору, но и верхнюю часть подстилающей ее верхней мантии Земли. Нижняя граница проводится над *астеносферой* (с греч. слабый шар), слой пониженной твердости, прочности и вязкости в верхней мантии Земли. Расположен под континентами на глубине около 100 километров, под дном океана – 50 километров, нижняя граница - на глубине 250-350 километров. В сводах молодых горных сооружений, как и в осевых зонах срединно-океанических сжатия и растяжения проявляются на Земле одновременно, но в разных местах.

4

3. Гипотеза горизонтального перемещения материков (мобилизма) связана с именем немецкого геофизика А.Вегенера и американского ученого Ф.Тейлора. Согласно этой гипотезе (особенно была популярна в начале 20-х годов XX века) произошел раскол сверхконтинета Пангея и глыбы материков стали перемещаться в горизонтальном направлении относительно друг друга и полюсов. Действительно существовало много внешних доказательств сходства очертаний материков, общих черт геологического строения участков суши, разъединенных океанами, однако причины дрейфа континентов не объяснялись.

4. Гипотеза глубинной гравитационной дифференциации разработана В.В.Белоусовым в соответствии с космогонической теорией О.Ю.Шмидта. Формирование основных черт рельефа Земли объясняется радиоактивным распадом, разогревом вещества внутри Земли и его дифференциацией под влиянием законов гравитации и вертикальных перемещений. Основным недостатком – недоучет горизонтальных движений, в том числе в геосинклиналях.

5. Гипотеза расширяющейся Земли впервые была выдвинута О.С. Хильгенбергом. Будучи мобилистом, он пытался выявить механизм движения материков. По мнению О.С.Хильгенберга, в карбоне материковая кора была развита по всей поверхности Земли. В то время земной радиус был намного меньше современного (он составлял только 69 % нынешней его длины). За прошедшие с тех пор 345 миллионов лет вследствие увеличения объема планеты земная поверхность увеличилась более чем вдвое. Когда-то единая сплошная материковая кора была разорвана на современные континенты, между которыми возникли, а потом начали расширяться океаны. Причиной расширения Земли признается гравитационное разуплотнение. При первоначальном уплотнении из протопланетного облака в твердое тело благодаря своей огромной массе Земля имела плотность примерно 17 г/см³, при современной – 5,5 г/см³. Земля потеряла 99 % своей массы и вследствие чего должна была разуплотниться путем фазовых перестроек своего вещества, что привело к увеличению объема планеты.

Некоторые приверженцы гипотезы расширяющейся Земли причиной этого явления считают разогрев планеты, за счет накопления огромного количества

энергии, которое не смогло рассеяться в космос по причине плохой теплопроводности минерального вещества литосферы. В целом гипотеза расширяющейся Земли в настоящее время рассматривается как научный поиск, и главный ее недостаток - отсутствие в ней конструктивных моментов для освещения проблемы морфоструктурного анализа.

6. Гипотеза новой глобальной тектоники литосферных плит (неомобилизма) приобрела большое значение в современной науке. Согласно этой концепции, вся литосфера разбита на подвижные блоки – литосферные плиты, толщиной более 100 километров, которые перемещаются по поверхности пластичной астеносферы в горизонтальной и вертикальной

5

плоскостях относительно друг друга. По границам этих плит на поверхности Земли находятся пояса сейсмической активности. Границы литосферных плит бывают двух типов - дивергентные (расходящиеся) и конвергентные (сходящиеся).

Дивергентные границы проходят вдоль зон срединно-океанических хребтов молодых океанов. Тут происходит расширение земной коры, и через образовавшиеся трещины вещество астеносферы поднимается на поверхность. Новые порции лавы постепенно наращивают океаническую кору. Такое явление называется «спредингом». Материалы, полученные за последние десятилетия с помощью новейших методов исследования, подтвердили, что магматические породы, поднимающиеся по линии рифтового разлома, имеют очень молодой возраст. Зона спрединга фиксируется магнитными аномалиями, высокими показателями теплового потока, сейсмическими и вулканическими явлениями. Движущей силой спрединга являются подкоровые тепловые конвекционные течения в мантии Земли, имеющие вид замкнутых кругов.

Конвергентные границы литосферных плит проходят вдоль желобов краевых частей Тихого океана. Древняя океаническая кора, под воздействием сил сжатия, опускается по глубинному разлому, выраженному в рельефе в виде океанического желоба, под континентальную кору. Это явление получило название «субдукции». В желобах в зоне контакта океанической и континентальной коры накапливаются мощные толщи осадков. Благодаря силам сжатия, которые сопровождают субдукцию, происходит сминание осадков и тектоническое их перемещение. Край океанической плиты затягивается на большую глубину в область высоких температур и давления. Погружающийся материал нагревается, теряет воду и летучие вещества переплавляются с образованием андезитовой магмы, которая частично выливается на поверхность, обеспечивая рост островных дуг вдоль желобов, а частично расходует со смятыми осадочными породами на формирование гранитного слоя материковой коры.

Таким образом, континентальная кора представляет собой продукт вторичной переработки океанической коры в местах, где происходит погружение океанических плит в мантию. Если океаническая кора полностью

переработается, то геотектоническая структура океан перестанет существовать. Континенты, которые этот океан разделял, сталкиваются. Так, в Гималаях произошло столкновение континентальных краев плит на месте древнего океана Тетиса. В районах Средиземноморья еще сохраняются отдельные фрагменты этого океана. За всю историю развития Земли, благодаря явлению субдукции, все древние океаны (геосинклинальные пояса) поэтапно превратились в складчатые пояса, которые являются сейчас геоструктурами континентальной коры.

Согласно концепции «новой глобальной тектоники» океаны Земли рассматриваются как активно развивающиеся и непостоянные по форме

6

геоструктуры, аналоги геосинклинальных поясов геологического прошлого, а складчатые пояса – границы сомкнувшихся океанов. Зона земной коры, которая находится в процессе постепенного переобразования земной коры в континентальную рассматривается как геосинклинальная область.

7. Огромное значение в формировании геологической мысли сыграло учение о геосинклиналях (Д.Холл, Дж.Дэн, Э.Ог, конец XIX века). Оно очень быстро эволюционировало и более чем за 100 лет своего существования не утратило свое значение. Под геосинклиналями понимаются обширные зоны или пояса земной коры, отличающиеся высокой степенью тектонической активности: дроблением субстрата глубинными разломами, движением по ним блоков, высокой проницаемостью для магматических расплавов, выходом из недр Земли огромного количества энергии. В своем развитии геосинклиналь проходит несколько стадий:

1) Собственно геосинклинальная. Этап интенсивного прогибания и накопления глинисто-сланцевой формации мощностью несколько тысяч метров. В конце ранней стадии происходит смятие осадков в складки и образуются геоантиклинальные структуры. Рост их приводит к возникновению многочисленных островов, разделенных морскими прогибами глубиной сотни метров. Объединение геоантиклиналей заканчивается исчезновением собственно геосинклинального режима. Геосинклиналь перестает существовать.

2) Этап общего поднятия. Сначала рельеф низкий, слабо расчлененный. Эффузивная деятельность ослабевает, в то время как интрузивная усиливается. В конце этапа возникает горно-складчатая страна, по разломам внедряется магма. После окончания орогенного этапа преобладает процесс денудации (снос, перемещение рыхлых минеральных масс с более высоких мест на более низкие) и постепенно этот участок земной коры переходит на платформенный этап развития со всеми характерными для платформы тектоническими процессами.

РЕЛЬЕФООБРАЗУЮЩИЙ ПРОЦЕСС. ФАКТОРЫ РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ

В общих чертах процесс рельефообразования можно охарактеризовать как перемещение вещества в недрах и на поверхности Земли. Перемещения вещества внутри Земли вызваны внутренними (эндогенными) источниками энергии. К ним относятся: гравитационная энергия (всплывание более легких масс к поверхности, и опускание более тяжелых к центру); радиогенная –

7

энергия радиоактивного распада, главным образом урана и тория; энергия физико-химических превращений глубинного вещества; ротационная энергия, возникающая вследствие осевого вращения Земли.

Гравитация и радиоактивность, разогрев и последующее охлаждение недр Земли неизбежно ведут к изменениям объема масс вещества, слагающих мантию и земную кору. Расширение земного вещества в ходе нагревания приводит к возникновению восходящих вертикальных движений в мантии и земной коре. Земная кора реагирует на них либо деформациями без разрыва пластов с образованием складчатых нарушений, либо разрывами и перемещением ограниченных разрывами блоков земной коры.

Перемещения вещества под действием внутренней энергии называются **эндогенными** рельефообразующими процессами. К ним относятся тектонические движения, магматизм и землетрясения.

Различают три типа тектонических движений: *складкообразовательные, разрывообразовательные и вертикальные колебательные* движения.

В результате *складкообразовательных* движений образуются антиклинали и синклинали (изгиб, обращенный выпуклостью кверху и книзу соответственно). В одних случаях наблюдается соответствие между формами рельефа и складчатыми структурами, на которых эти формы образуются, т.е. антиклиналям соответствуют хребты, а синклиналям – отрицательные геологические структуры - понижения в рельефе. Такой рельеф называется прямым. Однако такие формы рельефа встречаются редко (в пределах молодых складчатых гор, на Керченском и Апшеронском полуостровах). Значительно чаще в складчатых областях развит обращенный или инверсионный рельеф, когда на месте положительных геологических структур образуются отрицательные формы рельефа и наоборот (например, гора Гуниб в Дагестане). Обусловлено это тем, что ядра антиклиналей начинают разрушаться раньше под действием процессов денудации.

Более крупные и сложные по внутреннему строению складчатые структуры – антиклинории и синклинории представлены в рельефе в виде крупных горных хребтов и разделяющих их понижений (Главный и Боковой хребты на Кавказе, Каратау на Мангышлаке и др.). Еще более крупные поднятия, состоящие из нескольких антиклинориев и синклинориев, мегантиклинории,

имеют облик горной страны, состоящей из нескольких хребтов и разделяющих их впадин (горные сооружения Большого и Малого Кавказа).

Разрывные нарушения (дизъюнктивные дислокации) – это различные тектонические нарушения сплошности горных пород, часто сопровождающиеся перемещением разорванных частей геологических тел относительно друг друга.

Простейшим видом разрывов являются единичные трещины. Наиболее крупные разрывные нарушения, распространяющиеся на большую глубину (вплоть до верхней мантии) и имеющие значительную длину и ширину, называют глубинными разломами. Иногда выделяют сверхглубинные

8

разломы, которые уходят своими корнями в мантию.

При разрывных нарушениях происходит смещение горных пород и образуются сбросы (смещение горных пород вверх или вниз относительно друг друга вдоль вертикальной или почти вертикальной трещины), надвиги (смещение вдоль наклонной трещины), горсты (выступ, ограниченный сбросами), грабены (впадина, ограниченная сбросами), которые находят прямое или опосредствованное отражение в рельефе. Так, геологически молодые сбросы нередко выражены уступом топографической поверхности. При системе сбросов (надвигов) может образоваться ступенчатый рельеф, если блоки смещены в одном направлении, или сложный горный рельеф, если блоки сместились относительно друг друга в разных направлениях.

Часто крупные складчатые нарушения сочетаются с разрывными, в результате образуются горст-антиклинали (горст-антиклинории) или грабен-синклинали (грабен-синклинории).

Под *колебательными*, или *эпейрогенетическими*, движениями понимают постоянные и повсеместные вертикальные движения земной коры различного знака, разного масштаба, различной скорости и амплитуды, не создающие складчатых структур.

Вертикальные тектонические движения охватывают огромные площади, не считаясь с границами крупнейших структур земной коры – геосинклиналей и платформ. Рельефообразующая роль вертикальных тектонических движений заключается в том, что они контролируют распределение площадей, занятых сушей и морем (обуславливают морские трансгрессии и регрессии), определяют конфигурацию материков и океанов.

В настоящее время установлено, что главная роль в формировании основных черт современного рельефа эндогенного происхождения принадлежит так называемым *новейшим тектоническим движениям*, под которыми большинство исследователей понимают движения, имевшие место в неоген-четвертичное время. Рельефообразующая роль новейших тектонических движений проявилась прежде всего в деформации топографической поверхности, в создании положительных и отрицательных форм рельефа разного порядка. Так, областям интенсивных тектонических

погружений, как правило, соответствуют низменности с мощной толщей осадков неоген-четвертичного возраста: Прикаспийская низменность, значительная часть Туранской низменности, Северо-Сибирская низменность и др. Областям интенсивных, положительных, преимущественно тектонических движений соответствуют горы: Кавказ, Памир, Тянь-Шань, горы Прибайкалья и Забайкалья и др.

По современным данным земная кора испытывает деформации практически всюду и разного характера: и колебательные, и складкообразовательные, и разрывообразовательные. Так, например, в настоящее время поднятие происходит на Скандинавском полуострове, в Исландии, Гренландии.

9

Опускается территория Голландии, южной Англии, северной Италии.

Кроме новейших тектонических движений, различают так называемые *современные движения*, под которыми понимают движения, проявившиеся в историческое время и проявляющиеся сейчас.

К распространенным проявлениям эндогенных сил относятся землетрясения, которые отличаются быстротой и выделением огромного количества энергии. Геоморфологическая роль землетрясений выражается в образовании трещин, в смещении блоков земной коры по трещинам в вертикальных и горизонтальных направлениях. Глубина расположения центра землетрясений (гипоцентр) колеблется от десятков метров до сотни километров. Наиболее интенсивно деформации земной коры проявляются вблизи эпицентра (зоне, перпендикулярной гипоцентру).

Во второй половине XX столетия наиболее разрушительные землетрясения наблюдались в Чили, Мексике, Калифорнии и на Аляске. Они привели к заметным изменениям очертания тихоокеанского побережья Северной и Южной Америки, крупным погружениям, образованиям новых заливов и т.д.

Определенную рельефообразующую роль играют моретрясения, очаги которых располагаются на дне океана. Под их воздействием происходит перемещение огромных масс рыхлых пород, насыщенных водой, и местами оказывается существенное влияние на изменение морфологии морских побережий.

В результате моретрясений образуются гигантские волны – цунами, которые, обрушиваясь на берег, производят крупные разрушения и изменения береговой линии.

Нередко землетрясения служат причиной оползней, обвалов, селей, производящих разрушительную работу на склонах, а у подножий гор формируют обширные по площади конусы выноса.

Землетрясения на поверхности земного шара распространены неравномерно: высокой сейсмичностью характеризуются средиземноморский пояс складчатых сооружений от Гибралтара до Малайского архипелага, периферические части Тихого океана, срединно-океанические хребты, область великих озер Восточной Африки и некоторые другие территории.

Рельефообразующие процессы, протекающие на поверхности Земли - **экзогенные**. Главным источником энергии их является энергия Солнца, трансформируемая в энергию ветра, воды, льда, вещества литосферы и т.д., которые взаимодействуют с силой тяжести и космическими явлениями. Всю совокупность экзогенных рельефообразующих процессов можно свести к разрушению (выветривание), переносу и выносу материала (денудация) и отложению материала (аккумуляция).

Особое место в числе экзогенных процессов занимает *выветривание*. Оно служит причиной разрушения и преобразования поверхностного слоя горных пород под воздействием колебаний температуры, влияния кислорода, углекислоты, органических кислот и других процессов, вызванных

10

деятельностью живых организмов. В результате выветривания образуется поверхностный слой осадочных пород – кора выветривания (зона гипергенеза). Мощность коры выветривания изменяется от нескольких метров в полярных странах до 100 метров и более в экваториальных областях. Интенсивному выветриванию больше подвергаются магматические и метаморфические породы сложного минералогического и химического состава. Осадочные породы, более простые и однородные по составу, испытывают выветривание в меньшей степени.

Различают физическое, химическое и органическое выветривание.

Физическое выветривание – процесс раздробления и разрыхления горных пород. Оно происходит под воздействием резких суточных колебаний температуры и поэтому наиболее ярко выражено в пустынях и на высоких горных плато. Разновидностью физического выветривания является морозное выветривание, характерное для холодного и высокогорного климата с попеременным оттаиванием и замерзанием воды в трещинах горных пород.

Химическое выветривание протекает главным образом при участии воды, в которой растворены газы, соли, кислоты. Вода действует на горные породы, растворяя, разрушая и изменяя их химический состав, что приводит к образованию новых соединений. Такие условия наиболее характерны для влажных экваториальных и субэкваториальных климатов, а также для летнего периода лесной зоны. Процесс растворения очень распространен в природе, особенно в хлоридных (каменная соль), сульфатных (гипс), карбонатных (известняк, доломит, мел) осадочных горных породах.

Органическое выветривание представляет собой комплекс физических и химических процессов, происходящих под воздействием организмов: бактерий, растений и животных. В процессе жизнедеятельности они используют из почв и размельченных пород необходимые для развития минеральные соединения, одновременно выделяя органические кислоты и кислород (при фотосинтезе), которые являются активными факторами окисления и растворения. Растительные организмы – мощный фактор выветривания в условиях теплого и умеренного климатов. Несомненно

главная роль в органическом выветривании принадлежит микроорганизмам. По существу, почва есть результат воздействия микроорганизмов на горную породу, из которой она образовалась.

В целом процесс разрушения и изменения горных пород очень сложен, в нем проявляются одновременно все виды выветривания.

Таким образом к эндогенным рельефообразующим процессам относятся движения самой земной коры, а к экзогенным – процессы перемещения вещества по земной поверхности.

В результате взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов создается рельеф Земли. Под действием эндогенных сил создаются крупные формы рельефа, экзогенные же процессы стремятся уничтожить, свести на нет

11

действие внутренних сил. В природе оба эти процесса протекают в единстве, однако в процессе рельефообразования на отдельно взятом промежутке времени могут преобладать эндогенные или экзогенные процессы. Если преобладают эндогенные процессы абсолютные и относительные высоты рельефа возрастают, увеличивается крутизна склонов (восходящее развитие рельефа). При преобладающем действии экзогенных процессов происходит усиленное разрушение положительных форм рельефа и заполнение отрицательных, т.е. уменьшение абсолютных и относительных высот, выполаживание склонов, выравнивание поверхности (нисходящее развитие рельефа).

Суммированные за длительные геологические промежутки времени количественные результаты рельефообразующего действия эндогенных и экзогенных процессов соизмеримы. Но так как интенсивность и тех и других непрерывно изменяется и различна на разных участках, процесс рельефообразования протекает неодинаково во времени и всюду имеет свои особенности, определяемые сочетанием рельефообразующих процессов.

Существует ряд факторов, которые непосредственно не участвуют в формировании рельефа, но влияют на образование, определяя специфику рельефообразующих процессов, степень интенсивности и воздействия тех или иных процессов. К таким факторам относятся вещественный состав пород, слагающих земную кору, геологические структуры территории, созданные тектоническими движениями прежних геологических эпох, климатические условия и другие природные факторы.

Земная кора состоит из горных пород разного генезиса и разнообразного химического и минералогического состава. По происхождению горные породы подразделяют на магматические, осадочные и метаморфические. Магматические образуются в результате затвердения магмы внутри и на поверхности Земли. Осадочные горные породы обычно делятся на четыре группы по способу образования: обломочные – результат дробления, глинистые – действия коллоидов, хемогенные – химических процессов, биогенные – жизнедеятельности организмов. Метаморфические – это породы, первоначально образованные как осадочные или магматические и

претерпевшие изменения в недрах Земли под действием высоких давлений, температуры, а также раскаленных газов, горячих водных растворов. Различают породы более стойкие и менее стойкие, более податливые и менее податливые по отношению к воздействию внешних сил.

Осадочные горные породы являются довольно стойкими по отношению к выветриванию, но многие весьма податливы к разрушительной работе текучих вод и ветра. Магматические и метаморфические породы оказываются стойкими по отношению к размыву текучими водами, но легко разрушаются под воздействием процессов выветривания.

Существенное влияние на интенсивность процессов физического выветривания оказывают такие свойства горных пород, как теплопроводность

12

и теплоемкость. Так, чем меньше теплопроводность, тем большие температурные различия возникают на соседних участках породы при ее нагревании и охлаждении и, как следствие этого, более быстрое разрушение породы.

Большое морфологическое значение имеет степень проницаемости горных пород для дождевых и талых вод, и такое свойство горных пород, как растворимость. Поглощая дождевые и талые воды, пористые и трещиноватые горные породы переводят поверхностный сток в подземный. Вследствие этого на территории с водопроницаемыми горными породами слабо развиты эрозионные формы рельефа, замедлены процессы денудации. В областях распространения растворимых пород развиты карстовые формы рельефа.

В конечном счете совокупность физических и химических свойств горных пород приводит к тому, что породы более стойкие образуют, как правило, положительные формы рельефа, менее стойкие – отрицательные.

Геологические структуры, образовавшиеся в условиях разнообразного залегания пластов горных пород в литосфере, во многом определяют рельеф того или иного участка земной поверхности. В результате возникают формы рельефа, облик которых в значительной мере предопределен структурами, поэтому такие формы рельефа называются структурными. Различные структуры обуславливают различные типы структурно-денудационного рельефа, возникающего на месте их развития. Различия проявляются даже в том случае, когда структуры подвергаются воздействию одного и того же комплекса внешних сил. Однако облик структурно-денудационного рельефа, размеры отдельных структурных форм зависят не только от типа геологической структуры, но также от характера и интенсивности воздействия внешних сил, от степени устойчивости слагающих структуру пластов, от мощности и, как следствие этого, частоты чередования пластов, сложенных породами различной стойкости.

Горизонтальным геологическим структурам, сложенным осадочными и вулканическими породами, соответствуют плоские равнины, плато, столовые страны, плоскогорья, столово-останцовые возвышенности. В результате разрушения геологических структур с чередующимися моноклинально

залегающими пластами стойких и податливых горных пород вырабатывается своеобразный структурно-денудационный рельеф, получивший название куэстового. Куэсты – асимметричные вытянутые возвышенности, пологие склоны которых совпадают с углами падения пластов и сложены твердыми бронирующими породами, а крутые срезают пласты (Скалистый хребет на Кавказе). Сложный рельеф формируется в областях складчатых структур. На характер рельефа влияют формы и размеры складок, углы падения пластов, чередование стойких и податливых горных пород.

Климат – один из важнейших факторов рельефообразования. Климат обуславливает характер и интенсивность процессов выветривания, характер денудации. Климат влияет на рельеф непосредственно через

13

метеорологические элементы: температуру воздуха и почвы, влажность воздуха, осадки, ветер и др. Кроме того он влияет на рельеф косвенно, через поверхностные и подземные воды, растительный покров, животный мир и другие компоненты природы.

Активное влияние климата на рельеф определяет зональность экзогенных процессов и создаваемых ими форм рельефа.

В условиях нивального климата (Антарктида, Гренландия, острова Арктики, в горах выше снеговой линии) преобладают процессы физического (морозного) выветривания, существенное влияние на рельефообразование оказывает многолетняя мерзлота. Поэтому определяющими факторами формирования рельефа являются снег и лед, и преобладают ледниковые формы рельефа.

В полярном климате, в области распространения многолетнемерзлых грунтов (зона тундры, значительная часть Восточной Сибири и др.) преобладают своеобразные мелкие и средние формы рельефа (структурные грунты, наледи, каменные полосы и т.д.), не встречающиеся в других климатических условиях.

В областях с гумидным климатом выпадает большое количество осадков. Избыточное увлажнение при достаточно высоких температурах обеспечивает интенсивные процессы химического выветривания. Значительный сток поверхностных вод приводит к образованию промоин, оврагов, балок, речных долин и других эрозионных форм рельефа. При наличии растворимых горных пород образуются карстовые формы рельефа. На земном шаре выделяются три зоны гумидного климата: две из них располагаются в умеренных широтах Северного и Южного полушарий, третья тяготеет к экваториальному климату.

Аридный климат характеризуется малым количеством осадков, большой сухостью воздуха, интенсивной испаряемостью, малой облачностью. Растительный покров сильно разреженный или совсем отсутствует. Поэтому в этих условиях образуются эоловые формы рельефа, интенсивно идет физическое выветривание, эрозионные формы рельефа развиты слабо. Области с аридным климатом располагаются на материках преимущественно между 20 и 30 широтами, в Восточной Азии до 50 с.ш.

В создании облика рельефа немаловажную роль играют климат и геоморфологические процессы прошлого, влияние которых сказалось в распространении реликтовых форм (с лат. реликт – оставленный) и комплексов. Например, в районах древнего материкового оледенения Европы и Северной Америки реликтовые холмисто-моренные ледниковые формы сохранили существенное значение в современном рельефе.

14

ЭЛЕМЕНТЫ И ФОРМЫ РЕЛЬЕФА. КЛАССИФИКАЦИЯ РЕЛЬЕФА

Рельеф любого участка земной поверхности складывается из многократно повторяющихся и чередующихся между собой отдельных форм рельефа, каждая из которых состоит из элементов рельефа. Элементы рельефа могут быть представлены **поверхностями, линиями и точками**.

Поверхности ограничивают формы рельефа. Они бывают горизонтальные, наклонные, выпуклые, вогнутые и сложные. Горизонтальные поверхности параллельны плоскости горизонта или имеют слабые уклоны в ту или иную сторону. Такие поверхности характерны для плоских водоразделов, морских и речных террас, такыров, болот и других территорий. Наклонные поверхности по величине наклона делятся на субгоризонтальные поверхности (с углами наклона менее 2 градусов) и склоны (углы наклона более 2 градусов). Выпуклые поверхности размещаются обычно в верхней части склона, вогнутые – чаще всего приурочены к нижней части склона. Углы наклона их уменьшаются к подошве склона. Как правило, склоны представляют собой сложные поверхности различной формы и крутизны. Например, сложные ступенчатые склоны речных долин с террасами и оползнями могут ограничиваться горизонтальными поверхностями и любого вида наклонными поверхностями.

Линии образуются при пересечении поверхностей, ограничивающих формы рельефа. В рельефе выделяются водораздельные линии, линии тальвега, линии бровки и линии подошвы. Водораздельная линия располагается на месте пересечения двух поверхностей, наклоненных в разные стороны, соединяют точки с наибольшими отметками. Линия тальвега образуется при пересечении двух ниспадающих поверхностей и проходит по самым низким отметкам. Линии тальвега совпадают с руслами временных и постоянных водотоков. Бровкой называется линия, где склон меньшей крутизны переходит в склон большей крутизны. Линии бровок проходят по границам оврагов, балок, воронок, по краям обрывов, плато и террас. Подошвой называется линия, где склон большей крутизны сменяется склоном

меньшей крутизны. Подошвенные линии проходят у подножия склонов, они очерчивают границы террас, речных долин, дно котловин, изолированных поднятий и др.

Характерные **точки** местности являются важными элементами рельефа. Вершинные точки возвышаются над окружающей местностью. Узлы являются точками пересечения горных хребтов. Впадинные точки размещаются в самых низких местах котловин, воронок, блюдца и других замкнутых понижений.

Формы рельефа состоят из различных сочетаний его элементов и отличаются исключительно разнообразием. По их взаимному расположению и внешнему виду выделяют замкнутые и незамкнутые (открытые) формы рельефа. Замкнутые формы рельефа со всех сторон ограничены

15

ниспадающими или поднимающимися склонами (карстовая воронка, моренный холм, западина, вулкан). Незамкнутые формы рельефа ограничены склонами с двух или трех сторон, например овраг, балка, речная долина.

По взаимному сочетанию формы рельефа делятся на простые и сложные. Простые формы небольшие по размерам и состоят из простых комбинаций элементов рельефа (яма, курган). Сложные формы могут состоять из множества простых форм и иметь большие размеры, например, речная долина, горный хребет.

В зависимости от высотного положения относительно окружающей местности формы рельефа подразделяются на положительные и отрицательные. Положительные формы рельефа возвышаются над окружающими их поверхностями: кочка, холм, гряда, гора, плато и др. Отрицательные формы рельефа расположены ниже окружающих их поверхностей (эрозионная борозда, овраг, балка, долина, седловина, впадина и др.).

Сочетание генетических связанных друг с другом форм рельефа на определенной территории создает *тип* рельефа. Все типы рельефа формируются под влиянием, как правило, нескольких эндогенных и экзогенных факторов. В зависимости от ведущего рельефообразующего фактора выделяют две большие группы типов рельефа – эндогенная и экзогенная. Эндогенная группа подразделяется на два типа: тектонический и вулканический. Экзогенная группа типов подразделяется на следующие генетические типы рельефа: флювиальный, карстово-суффозионный, гляциальный, криогенный (мерзлотный), эоловый, склоновый, прибрежный, биогенный, антропогенный.

В зависимости от величины формы рельефа по **морфологической** классификации рельефа подразделяются на *планетарные, мегаформы, макроформы, мезоформы, микроформы и нанорельеф*.

Планетарные формы рельефа занимают миллионы квадратных километров. Положительными планетарными формами рельефа являются материки, а отрицательными – океанические впадины. К планетарным формам относятся

также срединно-океанические хребты и современные геосинклинальные пояса.

Мегаформы (крупнейшие) рельефа занимают площади порядка десятков тысяч или сотен тысяч квадратных километров, их протяженность составляет сотни, а иногда и тысячи километров. Разница отметок в их пределах колеблется от нескольких сотен до 8000 метров. Положительными формами мегарельефа считают горные системы, плато, равнины, отрицательными – впадины морей. Примеры мегаформ – горные системы Карпат, Кавказа, плато Декан, Мексиканский залив, Карибское море.

Макроформы (крупные) рельефа являются частями мегаформ и размещаются на площади в сотни, тысячи или десятки тысяч квадратных километров. Их протяженность равняется десяткам или сотням километров,

16

глубина расчленения рельефа в них может достигать 3000 метров. Положительными макроформами рельефа являются горные хребты, массивы какой-либо горной страны (Хибины, Зеравшанский хребет), а отрицательными – межгорные долины, впадины (Ферганская долина).

Мезоформы (средние) рельефа имеют протяженность от десятков сотен метров до десятков километров. Их площадь колеблется от сотен квадратных метров до десятков квадратных километров. Глубина расчленения рельефа изменяется от нескольких метров до сотен метров. Примером положительных мезоформ рельефа являются друмлины, барханы, шлаковые вулканы, терриконы. К отрицательным мезоформам рельефа относятся долины ручьев, крупные балки, овраги и др.

Микроформы (мелкие) рельефа представляют собой неровности, осложняющие поверхность мезоформ. Их размеры колеблются от нескольких метров до десятков метров. Разность высот не превышает нескольких метров. К положительным микроформам рельефа относятся конусы выноса, береговые валы и др., к отрицательным – карстовые и суффозионные воронки, блюдца, эрозионные рывины и т.п.

К формам *нанорельефа* (карликовый) относят очень мелкие неровности, осложняющие поверхность микро-, мезо- и макроформ. Их площадь измеряется квадратными дециметрами и метрами, а относительные высоты не превышают 2 метра. Таковы, например, болотные кочки, рябь на морском дне, мелкие карры и др.

Деление форм рельефа по их величине в значительной степени условно, и в природе нет четких границ между указанными выше градациями. Однако, различие в масштабе форм рельефа несет определенную генетическую информацию: планетарные, мегаформы и макроформы сформировались в результате деятельности эндогенных процессов, а образование мезо-, микро-, и наноформ обусловлено деятельностью главным образом экзогенных процессов.

Исходя из преобладающего рельефообразующего процесса И.П. Герасимов и Ю.А. Мещеряков ввели в классификацию рельефа такие понятия, как

геотектура, морфоструктура и морфоскульптура (генетическая классификация рельефа).

Геотектура (от греч. ге – Земля, тектура – покрытие) крупнейшие формы рельефа земной поверхности (планетарные формы и мегаформы), отражающие различия в строении земной коры и возникшие в результате действия эндогенных сил и процессов, охватывающих всю планету, большую роль играют космические силы.

Морфоструктура (от греч. морфе – форма, структура – строение), крупные формы земной поверхности (макроформы), в образовании которых главная роль принадлежит эндогенным процессам и в морфологии которых четко отражаются геологические структуры, т.е. выраженные в рельефе геологические структуры. Морфоструктура образуется на поверхности

17

геотектуры.

Морфоскульптура (от греч. морфе – форма и лат. скульптура – резьба, ваяние) формы рельефа (мезо-, микро-, и наноформы), в образовании которых участвуют экзогенные процессы. Морфоскульптура как бы накладывается на морфоструктуру.

МОРФОЛОГИЯ РАВНИН

В результате взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов создается все многообразие форм рельефа. Наиболее крупные формы – это равнины и горы.

Особенности морфоструктуры равнин обусловлены в первую очередь тем, что они приурочены к платформам. Платформы представляют собой стабильные, устойчивые площади земной поверхности, отличающиеся спокойным тектоническим режимом: они подвергаются лишь относительно медленным «колебательным» движениям относительно небольшой амплитуды, становясь при поднятии невысокой суши с довольно спокойным рельефом, при опускании – дном неглубокого моря. Платформы имеют двухъярусное строение. Под верхними, почти горизонтально залегающими осадочными толщами мощностью 3-4 километра, всегда находится кристаллический фундамент из сильно метаморфизованных пород, смятых в складки в предыдущие геологические периоды, пронизанных интрузиями (внедрениями магмы). Благодаря этим свойствам складчатый фундамент платформ является жестким, непластичным, неспособным сминаться в новые складки, чем и объясняется ненарушенное залегание покрывающих его осадочных толщ. Этот кристаллический фундамент платформ и является “гранитным” слоем материковой земной коры.

Платформы составляют ядра материков. Наибольшую площадь среди материковых платформ занимают древние платформы, возникшие на месте

докембрийских геосинклинальных областей. Докембрийские платформы расположены на Земле двумя широтными рядами. Первый находится в северных умеренных широтах и состоит из Северо-Американской (включая Гренландию), Восточно-Европейской и Сибирской платформ. Вторым ряд составляют платформы экваториальных материков – Южной Америки, Африки (с Аравией), Индостана, Китая и Австралии. В стороне лежит Антарктическая платформа. В основе каждого материка лежит древняя платформа, а в Евразии их пять: Индостанская, Восточноевропейская (Русская), Сибирская, Северокитайская, Южнокитайская.

В рельефе древним платформам соответствуют относительно ровно понижения или невысоко приподнятые пространства материков. На платформах южного полушария в течение длительного времени поднятия

18

преобладали над погружениями, поэтому они характеризуются более высокими средними высотами, в их пределах встречаются высокие горные массивы. Эти платформы характеризуются несколько повышенной сейсмичностью. К платформам южного полушария близки Индостанская и Сибирская платформы.

Значительную часть площади платформ составляют *щиты*. На щитах, испытывающих преимущественно тектонические поднятия, чехол осадочных пород практически отсутствует и кристаллический фундамент выходит на поверхность. Примером может служить в Европе Балтийский щит, Украинский, в Северной Америке – Лабрадорский, в Африке – Ахаггар, Тибести. В рельефе щитам чаще всего соответствуют повышенные участки поверхности.

Важнейшим типом платформенных структур являются *синеклизы* и *антеклизы*. Они образуются в результате разрывных нарушений осадочного чехла, его раскалывания на блоки и перемещения последних относительно друг друга. *Синеклизы* – это пологие впадины большой протяженности, в поперечнике сотни километров, иногда более 1000 километров, неправильно-округлой или неправильно-овальной формы (Московская, Тунгусская, Вилуйская синеклизы). Для синеклиз характерна большая мощность отложений осадочного чехла. *Антеклизы* – это пологие, выпуклые, относительно поднятые структуры, в центральной части которых кристаллический фундамент залегает на глубине менее 1000 метров (например, Воронежская, Белорусская антеклизы). Обычно антеклизы меньших размеров, чем синеклизы.

Синеклизы и антеклизы в рельефе выглядят соответственно впадинами и возвышенностями. Отражение этих структур в рельефе оказывает существенное влияние на формирование речных систем, которые тяготеют к синеклизам (Верхняя Волга, Печора), а основные водоразделы располагаются в пределах антеклиз.

Наибольшую площадь платформ занимают равнины. **Равнины** - морфоструктуры земной коры, характеризующиеся малыми уклонами и

незначительными колебаниями высот на близком расстоянии (на большом расстоянии перепады высот могут быть значительны). Термин «равнина» может употребляться и в более узком смысле, обозначать отдельные изолированные участки земной поверхности: озерную равнину, межгорную, абразионную террасную и т.п.

Обычно обширные равнинные территории называются равнинными странами. Они включают в себя участки различного происхождения, расположенные на разных высотах. Рельеф таких участков имеет неодинаковое происхождение и своеобразные комплексы форм. Например, Восточноевропейская равнина состоит из первичных морских, абразионных, ледниковых, зандровых, дельтовых и других типов равнин.

По абсолютным высотам равнины подразделяются на *низкие, возвышенные*

19

и высокие.

Низкие (низменности) занимают территории с абсолютной высотой до 200 метров, включая участки земной поверхности с отметками ниже уровня моря : Прикаспийская, Причерноморская, Прибалтийская.

Возвышенные (возвышенности) расположены на высотах 200-500 метров, например Ставропольская, Волыно-Подольская, Среднерусская возвышенности.

Высокие равнины, или плато и плоскогорья, имеют отметки более 500 метров. *Плоскогорья* – обширные, относительно ровные части земной поверхности, сложенные смятыми в складки слоями горных пород, возникшие на месте разрушенных гор (Алданское, Витимское, Абиссинское). *Плато* - возвышенная равнина с ровной или волнистой, слабо расчлененной поверхностью, сложенная горизонтально залегающими слоями осадочных пород, ограниченная отчетливыми уступами от соседних более низких равнинных пространств (Устюрт, Путорана, Колорадо).

На карте мира отчетливо видны закономерности в расположении высоких и низких равнин. На Лавразийских материках высокие равнины примыкают к Тихому океану (Восточно-Сибирская, Среднесибирское плоскогорье), а низкие равнины – к Атлантическому и Северно-Ледовитому океанам (Восточноевропейская, Западносибирская). Полагают, что высокие равнины возникли там, где происходит погружение литосферных плит под континенты.

По степени расчленения равнины разделяются на три группы.

Нерасчлененные и слаборасчлененные равнины характеризуются изменением высот до 10 метров. К ним можно отнести Прикаспийскую и Причерноморскую низменности.

Мелкорасчлененные равнины занимают территории с сетью оврагов и балок, замкнутых впадин. Глубина расчленения рельефа составляет 10-25 метров. Большинство низменностей СНГ можно отнести к равнинам этого типа.

Глубокорасчлененные равнины характеризуются колебаниями высот от 25 до 200 метров, густой сетью оврагов, балок и речных долин. Наиболее

типично такие равнины выражены в пределах Приднепровской, Среднерусской и Приволжской возвышенностей.

По морфологическим признакам равнины могут быть плоскими, наклонными, вогнутыми, выпуклыми, холмистыми, волнистыми или гривистыми.

Плоские равнины – это однообразные поверхности, с наклоном поверхности не более 10 м/км. Обычно плоскими являются молодые морские аллювиальные и озерные равнины (Прикаспийская, Причерноморская). Поверхность наклонных равнин тоже однообразна, но падение более 10 м/км. Это равнины предгорий – Предкавказье, Бавария, восточная Швеция. В вогнутых равнинах (Северо-Французская, Туранская) поверхность понижается от окраин к центру, в сухих областях это области внутреннего стока. В

20

выпуклых – высшие точки находятся в середине, местность наклонена от центра к окраинам. Холмистые равнины характеризуются различными направлениями и крутизной падения поверхности. Такой рельеф имеют области моренных отложений (Валдайская возвышенность). Волнистые (гривистые) отличаются чередованием пологих увалов и неглубоко врезанных долин, например, на юге Западно-Сибирской, Русской равнинах.

По происхождению равнины делятся на **аккумулятивные, пластовые и денудационные.**

Аккумулятивные равнины образованы в результате накопления осадочных пород молодого возраста. Располагаются обычно на синеклизах, испытали длительное погружение или продолжают погружаться. С поверхности равнины сложены мощными толщами неоген-четвертичных, слабо консолидированных отложений. Денудация в пределах аккумулятивных равнин ослаблена, часто имеет локальное значение. Продукты выветривания не успевают удаляться с места их образования и накапливаются на поверхности, часто к ним добавляются продукты выветривания принесенные извне (речные, ледниковые, эоловые наносы). Поэтому равнина сложена с рыхлых осадков, которые быстро накапливались и не успевали уплотняться.

Есть аккумулятивные равнины, которые испытали небольшие погружения, или даже небольшие поднятия. У таких равнин маломощный чехол, через который «просвечиваются» нижележащие структуры фундамента платформы. Такие равнины есть на Восточно-Европейской и Северо-Американской платформах. Для них характерен увалистый или волнистый характер поверхности. Значительную роль в формировании морфологических черт аккумулятивных равнин играют осадки, приносимые со стороны. Так, значительные пространства холмистого рельефа Североамериканской и Восточноевропейской равнин обусловлены ледниковыми отложениями, а Северной Африки, Австралии – эоловыми.

В зависимости от преобладающей аккумуляции равнины подразделяются на значительное количество типов. Наиболее часто встречаются следующие аккумулятивные равнины.

Морские аккумулятивные равнины занимают огромные территории. Они образовались на месте морей, вторгающихся на сушу во время трансгрессий. Это низменные равнины относительно молодого возраста. В геотектоническом отношении они чаще всего представлены опущенными частями платформ, фундамент которых скрыт под мощными морскими осадками. Рельеф морских равнин однообразен: плоскоравнинный слаборасчлененный, со слабым уклоном в сторону моря. В зависимости от возраста и климата морские отложения могут быть покрыты более молодыми маломощными озерными, эоловыми, аллювиальными осадками. На равнинах могут сохраняться остатки древних береговых валов и других форм рельефа морских побережий. Классическим примером морских равнин может служить

21

Прикаспийская низменность – недавно освобожденная из-под моря северная часть Каспия. Ровная или песчано-бугристая поверхность ее разнообразится неглубокими плоскими долинами с цепочками соленых озер, а в прибрежной зоне – лиманами. Низменная равнина на севере Восточно-Европейской равнины сравнительно недавно освободилась от морской трансгрессии и является типичным примером морской низменности. То же можно сказать о северной части Западно-Сибирской равнины, где признаком недавнего освобождения из-под уровня моря служат устья рек, образующие узкие эстуарии – губы. Морской аккумулятивной равниной является также и Причерноморская низменность.

Аллювиальные равнины сложены в основном речными наносами. В низовьях рек По, Ганг, Дунай и других мощность аллювия иногда достигает сотен метров. Равнины расположены в поймах рек, на речных террасах и в дельтах, а также занимают многие озерные котловины. Пойменные равнины крупных рек имеют много озер-старич. Они отличаются сложным микрорельефом. В дельтах рек, наоборот, преобладает плоскоравнинный рельеф, осложненный лишь протоками и сухими руслами бывших протоков, перекрытыми наносами в процессе формирования русла реки. Наиболее плоской поверхностью характеризуются дельты. На начальном этапе они возникают как подводные конусы выноса аллювия в низовьях рек, затем растут вдоль и вверх, удлиняя таким образом течение реки. Дельты нередко заполняют морские заливы. Так возникли флювиальные равнины Кубани, Рионская, Куро-Араксинская, Месопотамская. Аллювиальные равнины, особенно поймы и дельты, часто заболачиваются. В тропических странах сильно заболоченные дельты являются очагами тяжелых заболеваний малярии тропической лихорадки. Вместе с тем, многие аллювиальные низины, особенно преобразованные мелиоративными мероприятиями, известны в качестве центров древней земледельческой культуры. Это долина и дельта Нила, Месопотамская, Бенгальская низменности. Ярко выраженными

аллювиальными равнинами являются Волго-Ахтубинская пойма и дельта Волги.

Озерные равнины образовались на плоском дне спущенных озер, сложенном озерными осадками. Отличительные черты – вогнутая форма, сложный характер отложений, представленных песками, опесчаненными и ленточными глинами. Для озерных равнин характерны плоские и выпуклые болотные массивы. По окраинам их часто расположены береговые валы, озерные террасы и абразионные уступы, свидетельствующие о колебаниях уровня водоема. Чаще всего озерные равнины связаны с временным подпруживанием талых ледниковых вод моренными возвышенностями. Известна в этом отношении равнина озера Агассиса в Северной Америке, Полоцкая низменная равнина на севере Беларуси, Ильменская низина на северо-западе Восточно-Европейской равнины. Озерные равнины часто встречаются в Западной Сибири, Казахстане и Средней Азии на месте

22

высохших озер.

Предгорные наклонные равнины формируются в итоге накопления аллювия в конусах выноса, делювиальных и других отложений у подножия гор. Так как большинство обломочного материала откладывается непосредственно у подножия склонов, а меньшая часть уносится водой на значительные расстояния, то уклон равнины постепенно уменьшается с удалением от гор. Поверхность предгорных наклонных равнин изрезана руслами ручьев и рек, стекающих с гор. Например, предгорная наклонная равнина, протянувшаяся от подножия Заилийского Алатау до Капчагайского водохранилища на реке Или, изрезана руслами рек Иссык, Тургень, Чилик и др.

Моренные равнины сформировались в районах древнего материкового оледенения. Их рельеф характеризуется сложным сочетанием друмлинов, озов, камов высотой до 30-50 метров и понижений между ними. Поверхность равнин разнообразится также котловинами ледниковых озер и торфяными массивами (Лидская равнина). Конечные морены на ледниковых равнинах протянулись на значительные расстояния в виде гряд, возвышающихся над окружающим холмистым рельефом.

Водно-ледниковые или *зандровые* равнины размещаются по внешнему краю древних материковых ледников. Они относятся к числу низменных и сложены песчаными, песчано-галечниковыми осадками. Их однообразный равнинный рельеф значительно осложнен вследствие перевевания песков после отступления ледника. В результате образуются параболические дюны, термокарстовые западины, песчаные бугры. Понижения между ними часто заболочены. Речные долины, пересекающие равнины, отличаются значительной шириной, а в местах скопления более грубых отложений сужаются и приобретают черты невыработанных. Примерами водно-ледниковых равнин могут служить значительные участки Полесий

Восточноевропейской равнины – Белорусское, Мещерское, Смоленское, Верхне-Волжское, Центральноберезинская равнина.

Эоловые равнины распространены главным образом в пустынях. Их рельеф образовался в результате работы ветра. Развевая, перенося и аккумулируя пещано-глинистые породы, ветер формирует бугристые пески, барханы, песчаные гряды и другие формы рельефа. Каракумы, Кызылкумы, Устюрт, Бетпак-Дала и другие современные эоловые равнины образовались в результате переработки ветром речных и морских песчаных и глинистых отложений.

Лессовые равнины сложены более или менее мощными лессами и лессовидными породами, которые укрывают более древние породы и структуры, нивелируя поверхность. Такие равнины сравнительно высокие, склоны таких равнин расчленены глубокими речными долинами и овражно-балочными системами, а плоская поверхность покрыта суффозионными

23

западинами. Лессовые равнины распространены в Китае, в степной зоне Восточноевропейской равнины, в предгорьях средней Европы. Все они интенсивно используются в сельском хозяйстве.

Пластовые равнины состоят из двух ярусов: кристаллической плиты докембрийского, каледонского или герцинского возраста и значительной толщи горизонтально или слегка наклонно залегающих осадочных пород. Рельеф пластовых равнин обуславливается характером залегания и литологическим составом осадочного чехла. В результате моноклиального залегания и чередования пластов неодинаковой стойкости по отношению к процессам выветривания и денудации образуются ассиметричные в поперечном сечении гряды – куэсты. При горизонтальном залегании пород образуется ступенчатый рельеф или столовый, для которого характерны широкие плоские (столовые) водоразделы, расчлененные немногими узкими и крутосклонными долинами.

В рельефе пластовых равнин сказываются новейшие тектонические движения, вызвавшие вертикальное перемещение блоков земной коры без нарушения их целостности. В результате формируются такие структуры, как антеклизы, своды, валы и синеклизы, впадины, прогибы. В рельефе они соответствуют возвышенностям и низменностям.

К пластовым равнинам относятся – Амазонская, Ла-Платская, Западно-Сибирская, Русская, Туранская, Североамериканская, Среднесибирское плоскогорье, плато Декан и др.

Денудационные (цокольные) равнины образованы на месте древних уничтоженных гор или дислоцированных породах кристаллического фундамента, имеют неровную поверхность, обусловленную влиянием геологических структур. Некоторые исследователи считают, что цокольные равнины, образованы на щитах, а денудационные – на месте разрушенных гор. Рельеф денудационных равнин несет отчетливые следы неотектонических движений. Характерной особенностью щитов, отраженной в их рельефе

является наличие сложной сети тектонических трещин. С ними связано образование озерных котловин – грабенов Байкала, Ладожского, Онежского, Великих Африканских, Американских, озер Финляндии, Швеции, Канады и т.д.

К денудационным равнинам относятся Балтийский, Анабарский, Канадский щиты, Гвианское и Бразильское плоскогорья, нагорья Аххагар, Тибести, Казахский мелкосопочник и др.

Наиболее характерная черта денудационных равнин – зависимость их рельефа от геологической структуры денудируемых пород. Теоретически идеальной денудационной равниной является *пенеплен* («почти равнина»), т.е. срезание выпуклостей рельефа сверху, снижение вершин возвышенностей до уровня долинных днищ. Однако даже наиболее близкие к этому понятию денудационные равнины щитов заметно отличаются от теоретического пенеплена большим разнообразием относительных высот и характером

24

сочленения сопряженных форм рельефа. Так, приподнятость и расчлененность рельефа Балтийского и Канадского щитов обусловлены не только сложностью их геологической структуры, но и неравномерностью изостатических поднятий, связанных с таянием плейстоценового ледникового покрова. Поднятие вызвало омоложение древних разломов, обусловив врезание и существенную перестройку речной сети и тем самым значительное отклонение облика рельефа от рельефа идеального пенеплена.

Если породы, слагающие равнины слабо метаморфизированы, то рельеф приобретает более сложный характер. Как правило, выходам устойчивых пород соответствуют сопки, гряды (Казахский мелкосопочник). Если идет разрушение окраин плато, то могут образоваться отдельные возвышенности с крутыми склонами и плоской вершинной поверхностью – останцовые или столовые горы.

Среди денудационных равнин выделяют *краевые денудационные равнины*, обрамляющие платформы либо вдоль морского края, либо вдоль подножья гор. Приморские краевые равнины, как правило, абразионного происхождения. Поверхность их срезает коренные структуры по некоторой наклонной плоскости, уклон которой слегка нарастает в сторону моря. Примером краевой абразионной равнины может служить Зауральское плато, выработанное в складчатых структурах восточного склона Урала морскими бассейнами палеогенового возраста.

Краевые равнины на складчатом основании могут образоваться у подножья гор при параллельном отступании их склонов под действием денудации, т.е. положительные формы уничтожаются не сверху, а с боку. Такие равнины получили название *педиментов* (подножие). Типичный пример педимента – предгорная равнина, примыкающая к юго-восточному склону Аппалачей, - Пьемонт, представляющая собой выровненную слабонаклонную (3-5°) поверхность с маломощным чехлом рыхлых отложений.

МОРФОЛОГИЯ ГОРНЫХ СТРАН

Всю поверхность суши можно подразделить на две части – равнины и горы. Между ними есть и переходные формы, например: холмистая поверхность, нагорье и др. **Горой** называют небольшое по площади поднятие или изолированно возвышающееся среди равнины, с высотой более 200 метров, с хорошо выраженными склонами и подошвенной линией. Горы - это морфоструктурные поднятия, обусловленные тектоникой: складкообразовательными движениями, разрывными процессами, магматизмом, вековыми движениями.

Линейно вытянутые крупные положительные формы рельефа, ограниченные спускающимися в противоположные стороны склонами называются *горными хребтами* (Алатау, Чаткальский хребты западного Тянь-Шаня, Зеравшанский Кавказа и др.). Они характеризуются значительной

25

протяженностью и хорошо выраженной осью, в виде единой линии водораздела, вдоль которой расположены наиболее значительные высоты. Самая высокая часть горного хребта, линия пересечения склонов – гребень, бывает неровный: волнистый, зубчатый, острый, платообразный, округлый. Склоны хребта, в зависимости от их формы могут быть прямыми, вогнутыми, выпуклыми, вогнуто-выпуклыми, ступенчатыми. Возвышающиеся участки гребней образуют вершины хребта, наиболее низкие – перевалы. Широкие перевалы называются седловинами, а глубоко врезы, сквозные и плоскодонные понижения в горном хребте шириной до десяти и более километров - горными проходами (Джунгарские Ворота, Тамерлановы Ворота). Горные хребты, соединяясь, образуют *горные цепи* (например, Верхоянская цепь), протягивающиеся на большие расстояния, которые пересекаются в горных узлах. Обычно горы в горных узлах высоки и труднодоступны, например, плато Укок и Табын-Богдо-Ола на Алтае.

Невысокий горный хребет с мягкими, округлыми очертаниями вершин называют *горным кряжем*. Обычно это остатки древних, разрушенных гор, например Тиманский, Донецкий кряж. Если такое, слабо расчлененное поднятие с четко выраженной подошвой примерно одинаково вытянуто в длину и ширину, то это *горный массив* (массив гор Путорана в Сибири, Килиманджаро в Африке). Короткое и узкое ответвление от горного хребта – *горный отрог*.

Если единые по происхождению хребты расположены в определенном порядке, например в виде ряда горных цепей, простирающихся линейно (Урал, Альпы, Кавказ, Кордильеры, Аппалачи), или лучеобразно расходящихся от общего горного узла (Алтай) то такую совокупность хребтов называют *горной системой*.

Обширные участки земной поверхности, поднятые выше 500 метров над уровнем моря, с резкими колебаниями высот на близком расстоянии, состоящие из горных хребтов, цепей, межгорных долин называют *горными*

странами (Кавказ, Урал, горы Южной Сибири). Пониженные окраины горных стран, систем или горных хребтов, когда переход от равнин к горам совершается постепенно путем незаметного повышения местности, называются *предгорьем*. Горная страна, характеризующаяся сочетанием горных хребтов, массивов и плоскогорий, иногда чередующихся с широкими плоскими котловинами называется *нагорьем*, например Армянское, Иранское, Тибет.

В Саянах, Забайкалье, Казахстане и на Дальнем Востоке горы округлой, часто конической формы со сглаженной или скалистой вершиной называют *сопками*, так же как и вулканы на Камчатке и Курильских островах, на Кавказе и в Крыму. Особый тип рельефа, возникший в результате длительного разрушения горной страны, - мелкосопочник, например, горы Мугоджары, Казахский мелкосопочник. Для него характерны беспорядочно разбросанные

26

сопки и небольшие гряды с относительной высотой 50-100 метров. Их разделяют неширокие плоские котловины, нередко занятые озерами, или долины.

Сочетание внутренних и внешних процессов определяет систему расположения хребтов и разделяющих их долин, создает различные типы горизонтального расчленения горных стран: *радиальное, перистое, кулисное, ветвистое и решетчатое*.

При *радиальном* или лучеобразном расчленении горные хребты расходятся от одного горного массива или горного узла во все стороны в виде звезды, образуя водоразделы между речными долинами. Такая горная страна особенно трудно проходима, поскольку центральный массив слабо расчленен, а подходящие к нему долины тупиковые (например, Гарц, Пик Победы на Тянь-Шани, массив Хан-Тенгри).

При *перистом* (поперечном) расчленении от главного водораздельного хребта в обе стороны более или менее перпендикулярно отходят боковые отроги в виде второстепенных хребтов. Между ними многочисленные долины с обеих сторон подходят к главному хребту, обеспечивая сравнительно легкую его доступность. Однако пересечение водораздела трудно. Реки, стекающие с главного хребта, отодвигают водоразделы, и водораздельная линия приобретает извилистость. Это, один из наиболее обычных типов расчленения, свойственен Большому Кавказу, горной области Средней Азии и многим другим.

При *кулисном* (кулисообразном) расчленении боковые хребты отходят от главного хребта с одной стороны, под острым углом, прикрывая друг друга, наподобие театральных кулис (южные склоны Западного Закавказья). В острых углах находятся верховья рек. Кулисообразно могут располагаться и отдельные хребты, не соединенные с главным, например, хребты Западного Сахалина.

Часто наблюдается *ветвистое* расчленение горных хребтов (виргация). Горная цепь разветвляется в виде ветвей, отходящих от главного хребта в одном направлении веерообразно. Между расходящимися под острым углом хребтами располагаются постепенно расширяющиеся тектонические долины. Это обычно наблюдается в местах окончания хребтов, где они постепенно удаляются один от другого и теряются в соседней равнине. Примером виргации хребтов могут служить хребты Северного Тянь-Шаня (Таласский Алатау, Чаткальский и др.), Памиро-Алая (Алайский, Туркестанский), Анды в Колумбии.

Сильно разрушенные и сниженные горы имеют обычно *решетчатое*, или шахматное, расчленение. Долины прорезают горную страну в двух взаимно перпендикулярных направлениях. Короткие хребты располагаются в шахматном порядке. Такие горные страны легко доступны во всех направлениях, особенно в направлении простираения цепей. Решетчато расчленены горы южного Урала, южных Аппалачей, восточного Тянь-Шаня.

27

По высоте горы подразделяются на *высокие, средние и низкие*.

Высокие горы, называемые часто альпийскими, имеют абсолютную высоту более 2000 метров, глубину расчленения не менее 1000 метров и крутизну склонов более 25 градусов. Для рельефа характерны острые, резко очерченные вершины, крутые склоны, не задерживающие продукты выветривания. На крутых скалистых склонах не держится даже снег, выпадающий на этих высотах во все сезоны года. Активно протекает морозное выветривание, возникают частые обвалы, осыпи, камнепады. Ледники, стекающие из этого пояса, разгружают его от обломочного материала. Ниже современной снеговой линии в формировании морфоскульптуры гор главное значение приобретает деятельность временных и постоянных водотоков. Здесь уже не ледники, а реки выносят обломочный материал. К высоким горам относятся Памир, Тянь-Шань, Большой Кавказ, Гималаи, Кордильеры, Анды и др.

Средневысотные горы при абсолютной высоте от 800 до 2000 метров имеют глубину расчленения 500-1000 метров и крутизну склонов 10-25 градусов. Склоны их, относительно крутые внизу, к вершинным частям становятся более пологими. В связи с округлостью вершин и пологостью верхних частей склонов, горы обычно одеты сплошной корой выветривания с хорошо развитым почвенным и растительным покровом. Они покрыты лесами и не поднимаются выше снеговой линии, например горы Южного Урала. Обнажения можно встретить в нижних более крутых частях склонов.

В высоких широтах вершины средневысотных гор могут оказаться выше снеговой линии, и тогда на них формируется рельеф, типичный для высокогорий, но отличающийся меньшей глубиной расчленения, менее резкими очертаниями вершин. Такие горы распространены главным образом на Севере: Полярный Урал, горы острова Новая Земля, местами на Кольском полуострове.

Низкие горы обычно не поднимаются выше 700-800 метров и лишь отдельные вершины достигают 1000. Глубина расчленения 150-450 метров. Рельеф их может быть различным, в зависимости от строения и климата. Горы могут иметь округлые вершины (например, горы Среднего Урала) и угловатые вершины, остроугольные гребни, обрывистые склоны: отроги Тянь-Шаня, хребты Закавказья.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ГОР

По происхождению выделяют следующие генетические типы гор: **тектонические, вулканические и эрозионные**. Такое деление в значительной степени условно, так как образование вулканических и эрозионных гор связано с проявлением тектонических процессов и эпейрогеническими движениями.

28

Тектонические горы

Выделяют два типа подвижных поясов материков: *геосинклинальные*, представленные горным рельефом суши, сформировавшимся в альпийское время на месте бывших геосинклинальных бассейнов, и *геоантиклинальные*, или *возрожденные*, горный рельеф которых возник на неотектоническом этапе на месте разнородных и разновозрастных геологических структур, включая и докембрийские платформы.

К первому типу подвижных поясов относятся *эпигеосинклинальные* горы (от греч. эпи – после и геосинклиналь). Они возникли в орогенный этап геотектонического цикла, следующего непосредственно за геосинклинальным этапом того же цикла. Сложены относительно слабо консолидированными породами. Орографические элементы часто совпадают со складчатыми структурами крупных порядков (антеклизам соответствуют горы, синеклизам – долины). Характерен вулканизм (современный или неоген-четвертичный). В современную геологическую эпоху к эпигеосинклинальным горам относятся горы, сформировавшиеся в альпийской геосинклинальной области (например, Альпы, Карпаты, Кавказ, Копетдаг и др.).

В свою очередь эпигеосинклинальные горы могут быть *складчатые* и *сбросово-складчатые*.

Складчатые горы образуются в подвижных зонах земной коры, состоят из слоев осадочных пород, собранных в складки различной величины и разного вида (прямые, опрокинутые, сундучные, изоклинальные, чешуйчатые и др.). Молодые складчатые горы приурочены к окраинам подвижных поясов и связаны с кайназойской (альпийской и тихоокеанской) складчатостью. Они имеют мало измененный экзогенными факторами первоначальный (тектонический) рельеф. Основные орографические элементы соответствуют складчатым деформациям, в самом простом случае антиклинали и

антиклинории соответствуют горным хребтам, а синклинали и синклинории – горным долинам. Преобладают высокие линейно-вытянутые системы хребтов, осложненные вулканическими формами. К складчатым горам относятся Терский и Сунжеский хребты Северного Кавказа, центральная часть Копедага, Французско-Швейцарская Юра, Камберленд (Аппалачи).

Наиболее сложны по строению (но не по морфологии) складчатые горы: Швейцарские Альпы, Дибрар на Кавказе, Каледониды в Шотландии. Они представляют собой лежащие складки, надвинутые на многие километры на более древние породы. Они получили название чешуйчатых надвигов или шарьяжей. Нередко надвинутые породы оказываются не только более древними, но и твердыми в сравнении нижележащими. В результате процессов денудации они образуют островные массивы, разнообразных очертаний останцы.

Типично складчатые горы встречаются редко, обычно они усложнены разрывами, в результате образуются *сбросово-складчатые* горы. Они образовались в геосинклиналях, где складчатые движения сопровождались

29

разрывными нарушениями, интрузивным и эффузивным магматизмом. В таких горах складчатые структуры прослеживаются труднее. Расположение вершин, хребтов и горных долин обусловлено не только тектоническими структурами, а и интенсивностью воздействия процессов денудации. Вершинами гор будут являться твердые породы при крутом падении пластов, высоко поднятые части складок. К этому типу относятся Альпы, Карпаты, Кавказ, Памир и др.

Второй тип подвижных поясов материков – это *возрожденные* или *эпиплатформенные* горы, образовавшиеся в результате тектонической активизации участков земной коры (активизации поднятий), утративших геосинклинальный характер и в течение длительного времени представляли собой в геологическом смысле платформы, а в геоморфологическом – равнины (Тянь-Шань, Алтай, Скалистые и др.).

К возрожденным горам относятся *глыбовые (сбросовые)* горы, рельеф которых обусловлен в основном дифференцированными движениями отдельных глыб земной коры, раздробленной разломами. Образуются при повторном орогенезе в участках литосферы, утративших пластичность. В связи с этим если в земной коре возникают орогенические напряжения, то данный участок реагирует на них как жесткая масса, не сминаясь в складки, а разламываясь на отдельные глыбы, смещающиеся относительно друг друга в вертикальном и горизонтальном направлениях. Эти горы характеризуются массивностью, крутыми склонами, расчлененностью. Поднятые горстовые глыбы образуют горные массивы (Гарц, Вогезы, Шварцвальд, Баргузинский хребет и др.), а опущенные грабены – межгорные депрессии (долины рек Рейн, Баргузин). По трещинам и разломам поднимаются магматические породы.

В зависимости от структурных особенностей выделяют *столово-глыбовые* и *складчато-глыбовые* горы.

Столово-глыбовые возникают на участках, сложенных горизонтальными или наклонными, не смятыми в складки пластами осадочных пород или покровами базальтов. Под действием разрывных нарушений происходит смещение блоков с образованием сбросов, горстов и грабенов. Столово-глыбовые горы имеют плоские вершины, крутые склоны и широкие днища долин. Они могут состоять из одной или нескольких глыб, разделенных грабенами. Окраины горстов расчленены денудацией, и чем старше горы, тем больше они разрушены. Это обычно невысокие горы с довольно простым рельефом (Жигули, хребты Забайкалья, плато Путорана).

Складчато-глыбовые образуются при повторном орогенезе на месте складчатых областей, утративших пластичность. При этом смещение происходило только вдоль трещин, по которым могла изливаться магма внутрь земной коры и на земную поверхность. В складчато-глыбовых горах сочетаются древние поверхности выравнивания и скальные вершины. Обычно склонами хребтов являются крупные плоскости сбросов, а вершинами – равнинные древние поверхности пенепленов или отпрепарированные выступы

30

скальных пород. Горные долины складчато-глыбовых гор располагаются в широких грабенах (окраинные массивы гор Алтая, Саян, Приморский хребет), горные хребты поднимаются в виде горстов. К складчато-глыбовым горам относятся также Урал, Аппалачи, Австралийские Альпы и др.

В мегарельефе геосинклинальных областей выделяются следующие структурные элементы: горы со складчатой и сбросово-складчатой структурой, нагорья (межгорные плато), межгорные впадины и предгорные впадины.

Горы со складчатой и сбросово-складчатой структурой отличаются наиболее резким вертикальным расчленением, хорошо выраженной складчатой структурой, осложненной глубокими разломами, максимальной высотой. Эрозионное расчленение имеет особенно резкие формы. Большая высота гор ведет к широкому развитию горного оледенения (Альпы, Кавказ, Гималаи и др.).

Нагорья представляют собой также достаточно высоко расположенные поверхности, но со значительно меньшей расчлененностью рельефа в целом. Таковы южная часть Тибета, Армянское нагорье, нагорья Передней Азии и др. Предполагается, что это массивы древней складчатой суши, располагавшиеся в пределах геосинклиного бассейна и вовлеченные в общее поднятие. Некоторые нагорья в недавнем прошлом испытали вулканизм (например, Армянское). Межгорные плато (нагорья) имеют в основном денудационную морфоскульптуру.

Межгорные впадины (Куринская, Колхидская и др.) располагаются на несколько тысяч метров ниже окружающих их гор – антиклинальных хребтов и обычно заполнены мощной толщей рыхлых отложений пролювиального, аллювиального или флювиогляциального происхождения. Нередко такие

впадины были заняты озерами или в недавнем прошлом и выполнены озерными отложениями (Среднедунайская равнина).

Предгорные впадины представляют собой участки соседних платформ, втянутых в зону геосинклинального тектогенеза и испытавшие значительное прогибание. В современном рельефе они выражены предгорными аккумулятивными (в основном аллювиальными и аллювиально-пролювиальными) равнинами (Месопотамская, Индостанская, Кубанская, Терская и др.). Ближе к горам равнины становятся наклонными и характеризуются большими высотами и более значительным эрозионным расчленением (наклонные равнины Средней Азии, Предальпийские равнины).

В целом альпийские горные сооружения – области максимальной интенсивности денудационных процессов и являются важнейшими поставщиками осадочного материала в океаны и впадины материков.

Наиболее распространенный тип кайнозойского горообразования – это возрожденные горы. Процесс “возрождения” гор, “омоложение” горного рельефа происходит не только на платформах. Сначала он захватывает

31

относительно подвижные области – пояса кайнозойской складчатости, а затем распространяется на более стабильные области – платформы. Возрожденные горы подвижных областей являются складчато-глыбовыми и по высоте они превосходят эпигеосинклинальные горы и их рельеф носит уже альпийский характер, например Гималайско-Тибетско-Памирский горный узел. Возрожденные платформенные горы – столово-глыбовые, обычно отличаются меньшей высотой.

Среди возрожденных горных поясов по морфологическим особенностям выделяются три пояса: Восточноафриканский, Центральназиатский и горный пояс Североамериканских Кордильер.

Восточноафриканский пояс возрожденных гор возник на месте докембрийской платформы. Он протягивается от Красного моря на севере до реки Замбези на юге. В целом это обширное нагорье, осложненное в средней части рифтовыми впадинами, часть из которых занята озерами (Рудольф, Киву, Танганьика и др.). Наиболее высокие глыбовые хребты примыкают непосредственно к рифтам или образуют сложно построенные нагорья типа Эфиопского. Существенное влияние на формирование рельефа пояса оказали процессы интрузивного и эффузивного магматизма. К этому поясу приурочен целый ряд потухших и действующих вулканов (Меру, Килиманджаро, Кирисимби и др.).

Рифты Восточной Африки продолжаются на север впадиной Красного моря и примыкают к Альпийско-Гималайскому внутриматериковому геосинклинальному поясу гор.

Центральназиатский возрожденный горный пояс сформировался на структурах разного возраста – от докембрийских (в Забайкалье) до позднепалеозойских. Подобно Восточноафриканскому, в Центральназиатском возрожденном поясе новейшие крупные тектонические

структуры не совпадают с первичными (платформенными) структурами. Но Центральноазиатский горный пояс испытал более интенсивную тектоническую активность, и это нашло отражение в рельефе: к нему приурочены высочайшие горные хребты земного шара – Тянь-Шань, Куньлунь, Каракорум. Современный мегарельеф этого пояса представляет собой чередование сравнительно узких линейновытянутых хребтов и впадин. Амплитуды относительных высот горных хребтов и разделяющих их впадин достигают 12 километров. Некоторые впадины по морфологическому облику близки к рифтам Восточной Африки (впадина озера Байкал).

Для Центральноазиатского пояса характерны нагорья и плато: Тибетское (северная часть), Байкальское, Алданское и другие нагорья, плато Гоби, Алашань и др. В этом поясе продолжают интенсивные тектонические движения, о чем свидетельствует его высокая сейсмичность. Современный вулканизм не характерен.

Возрожденный горный пояс Североамериканских Кордильер возник на палеозойско-мезозойском складчатом основании. С востока он ограничен хребтом Брукса, горами Маккензи, Скалистыми, Восточной Сьерра-Мадре.

32

Складчатые структуры гор значительно и неравномерно подняты неотектоническими движениями, глубоко расчленены и неравномерно денудированы. Мегаформы современного рельефа во многом наследуют первичную (платформенную) структуру. Этим горный пояс Североамериканских Кордильер отличается от возрожденных горных поясов Восточной Африки и Центральной Азии. К западу от перечисленных выше гор размещаются высоко поднятые плато: Юкон, Внутреннее, Колорадо и Мексиканское нагорье.

Плато Юкон представляет собой систему неравномерно перемещенных глыб, образующих плосковершинные плато и разделяющие их впадины. Общая черта морфоструктуры центральной части Североамериканского горного пояса проявляется в большой тектонической раздробленности, в результате которой в одних случаях наблюдались площадные излияния базальтовой лавы (плато Фрейзер, Колумбийское, часть плато Колорадо), в других – образовались системы глыбовых гор и разделяющих их сбросовых межгорных впадин (Большой Бассейн), расположенных кулисообразно по отношению друг к другу.

Существенная роль в формировании рельефа Мексиканского нагорья принадлежит эффузивному магматизму. Крупные вулканы действуют здесь и в настоящее время: Орисаба, Попокатепетль и др.

Возрожденный горный пояс Североамериканских Кордильер с запада ограничен складчатыми горами альпийской геосинклинальной зоны, характеризующейся в основном прямым отражением геологических структур в рельефе, интенсивной сейсмичностью.

Проблема причинности и характера процессов образования возрожденных гор остается пока нерешенной. Существует гипотеза, что причиной

возникновения возрожденных гор на месте бывших платформ является распространение процесса рифтогенеза, свойственного срединно-океаническим хребтам, на материке. Образование рифтогенных поясов связано с процессами в мантии, и, возможно, этот глубинный процесс может “проектироваться” снизу на участки Земли с океанической корой и на участки, сложенные материковой корой.

На участках с океанической корой процесс рифтогенеза деформирует тонкую и однородную по составу кору. Она вспучивается и образуется срединный хребет, в своде которого кора разламывается и возникает рифтовая структура.

При деформации мощной и сложно построенной материковой коры возникают рифтогенные структуры, сходные с океаническими (Красное море, рифт Мертвого моря и др.). Если земная кора оказывается очень мощной, происходит ее взламывание либо по старым, либо по новым разломам. Вертикальные движения приобретают блоковый и дифференцированный характер (Тянь-Шань, Байкальская горная страна, Большой Бассейн). При очень глубоком проникновении образующихся разломов возникают

33

вулканические процессы и обусловленные ими формы рельефа. Поскольку вспучивание земной коры ведет к ее растяжению, вертикальные движения сопровождаются горизонтальными, направленными в противоположные стороны от рифтовой зоны. В результате материковая кора расползается, образуется как бы огромная трещина, на дне которой обнажается базальтовый слой. Именно такая картина, по современным исследованиям, наблюдается в Красном море, на Байкале и в других рифтах, где под молодыми осадками не обнаруживается гранитного слоя, а скорости прохождения сейсмических волн соответствуют таким, которые наблюдаются в базальтовом слое.

Вулканические горы

Вулканизм играет важную и весьма разнообразную роль в рельефообразовании. Вулканизмом называют совокупность процессов, связанных с проникновением в земную кору и излиянием на поверхность Земли расплавленной и насыщенной газами минеральной массы – магмы. Главные типы магм: основная (базальтовая) и кислая (гранитная). Излившись на поверхность и потеряв летучие компоненты, магма превращается в лаву.

Вулканизм – следствие и одно из проявлений современной тектонической активности Земли. Действующих вулканов сейчас насчитывается около 800, наиболее активных несколько более 50, потухших десятки тысяч. Разделение вулканов на потухшие и действующие довольно условно.

Наиболее интенсивная вулканическая деятельность свойственна альпийской и тихоокеанской геосинклиналям. В Тихоокеанском горном поясе, называемом огненным кольцом, находится около 370 действующих вулканов. Островные дуги Алеутская, Курильская, Южная Сандвичева представляют собой цепочки вулканических конусов. Много вулканов на Камчатке, в

Японии, на Филиппинах, на Больших и Малых Зондских островах, в Андах и в Кордильерах.

В результате интрузивного магматизма, когда магма внедряется в толщу горных пород, не изливаясь на поверхность, и там медленно остывает, образуются *лакколиты, дайки, батолиты*.

Лакколиты – грибообразные или караваяеобразные интрузии, приподнявшие осадочные слои. Лакколиты залегают неглубоко, и приподнятые слои иногда образуют огромные купола – диаметром от сотен метров до 5-6 километров и более. Среди равнин и предгорий лакколиты выделяются как изолированные горы. В горных областях геоморфологическое значение лакколитов незаметно. Различают два типа лакколитов: закрытые лакколиты, покрытые слоем осадочных пород, и открытые, кровля которых разрушена. Лакколиты хорошо выражены в рельефе предгорий (например, в Закарпатье). Широко известны лакколиты района Северного Кавказа: Машук, Железная, Бештау, Южного побережья Крыма: Аю-Даг (Медведь-гора), Кастел, Хурка и др.

Батолиты чаще всего приурочены к осевым частям антиклинорий. Они

34

образуют крупные массивы глубинных горных пород, удлиненно-овальной формы, залегающих на значительной глубине, поверхность которых осложнена более мелкими формами, связанными с экзогенными факторами. Батолиты достигают 2000 километров в длину и 100 километров и более в ширину. Примерами довольно крупных гранитных батолитов могут служить массив в западной части Зеравшанского хребта в Средней Азии, крупный массив в Конгуро-Алагезском хребте в Закавказье.

Дайки – результат внедрения магмы по трещинам в земную кору. Нередко породы, слагающие их, бывают более твердыми, чем окружающие, поэтому при выветривании дайки остаются в виде стены. Толщина их может достигать десятков и даже сотен метров.

Четкое отражение в рельефе находят образования, связанные с деятельностью эффузивного магматизма, или вулканизма, который создает совершенно своеобразный рельеф.

По характеру выхода магмы или ее производных (газы, рыхлые продукты) на поверхность различают три типа вулканических извержений: *площадные, линейные и центральные*.

Площадные извержения представляют проявления вулканической деятельности наиболее ранних эпох истории Земли, когда магма, поднимавшаяся под давлением упругости насыщающих ее газов, местами проплавления тонкую земную кору на больших пространствах и изливалась на поверхность колоссальными массами жидкой лавы. В результате застывания лавы создавались слегка выпуклые или плоско-волнистые плато, так называемые траппы. В н.в. этот тип вулканических извержений на суше больше не наблюдается. Наиболее известные пермо-триасовые трапповые образования находятся на Восточно-Сибирском плоскогорье, где их площадь

достигает 1,5 миллиона квадратных километров, на юге Бразилии (около 1 миллиона квадратных километров), они составляют основу плоскогорья Декан (300 000 квадратных километров) на полуострове Индостан, Колумбийского плато (400 000 квадратных километров). Наиболее молодые (кайнозойские) трапповые образования распространены на Армянском вулканическом нагорье.

Линейный тип или трещинный характеризуется тем, что магма проникает из глубинного очага на земную поверхность по трещинам глубинных разломов и образуются лавовые покровы большой площади. В н.в. они наблюдаются редко (Новая Зеландия, Исландия, Азорские, Канарские, Гавайские острова).

Центральные извержения представляют абсолютно господствующий тип вулканической деятельности, при котором магма поднимается на земную поверхность в определенных точках по относительно узкому каналу. В результате извержения такого типа чаще всего образуется вулканическая гора в виде конуса. В центре конуса находится жерло-канал, по которому выливается лава. Жерло всегда заканчивается воронкообразным расширением

35

– кратером.

У многих вулканов имеются так называемые кальдеры (с исп. – большой котел). Это очень крупные, в настоящее время недействующие кратеры, возникающие за счет удаления значительной части вулканической горы, причем современные кратеры нередко располагаются внутри кальдеры (Канарские острова, Японские острова, Курильская гряда). Известны кальдеры до 30 километров в поперечнике. Образование кальдер связано с разрушением жерла вулкана сильными взрывами (Кракатау).

Под действием экзогенных факторов происходит разрушение вулканов, на склонах появляются радиальные эрозионные ложбины – барранкосы. Их образованию способствуют ливневые осадки и борозды, возникшие при скольжении по склонам неустойчивых рыхлых масс. Постепенно разливаясь, барранкосы углубляются, расширяются и сближаются, между ними при этом образуются острые гребни, которые, постепенно разрушаясь, превращаются в широкие, пологие увалы.

В вулканическом процессе всегда можно различить две стадии – эксплозивную, или взрывную, и эруптивную, или стадию выброса и накопления вулканических продуктов. Каналообразный путь на поверхность пробивается в первой стадии, выход лавы на поверхность сопровождается взрывом с образованием кратера. Последующее изливание лавы и накопление пирокластического материала – обломочного материала, образующего при извержении, происходит по периферии кратера. В зависимости от стадии деятельности вулкана и характера накопления продуктов извержения выделяют следующие морфогенетические типы вулканов.

Маары представляют собой отрицательную форму рельефа, это воронкообразное или цилиндрическое углубление, возникшее в результате

одной взрывной фазы, при взрыве магматических газов без излияния лавы. По краям углубления почти нет никакого накопления вулканического материала (лав, пепла), отмечается лишь незначительное возвышение, образованное главным образом обломками невулканической породы, заполнявшей ранее полость этой воронки, иногда лишь с незначительной примесью вулканического материала. Размеры в поперечнике 0,3-3,5 километра, глубина достигает 300-400 метров. Во влажном климате маары заняты озерами. Все известные в н.в. маары недействующие (Центральный Французский массив, Центральная Америка, Новая Зеландия, Германия).

Кратеры взрыва или трубки взрыва (некоторые вулканологи отождествляют их с маарами) образуются в результате длительной денудации, когда уничтожается поверхностная часть вулкана. В ряде случаев кратеры взрыва оказываются заполненными ультраосновной магматической породой – кимберлитом, заключающей в себе алмазы. Кратеры взрыва имеют поперечник от 25 до 800 метров, встречаются на юге Африки, Якутии, в Бразилии.

Экструзивные купола – вулканы, образующиеся при поступлении на

36

поверхность кислой лавы. Такая лава вязкая, малоподвижная и неспособна растекаться на большие расстояния и давать лавовые потоки. Выдавливаемая из глубины на поверхность, она быстро покрывается шлаковой коркой и нагромождается над эруптивным центром в виде сравнительно крутого куполообразного или караваеобразного тела с выпуклыми и крутыми (до 35 градусов) склонами, иногда с обелисками. Размеры таких куполов – до нескольких километров в поперечнике и до 400-500 метров в высоту. Экструзивные купола известны в Армении, Центральном Французском массиве, на острове Мартиника (Мон-Пеле).

Щитовые вулканы образуются при извержении очень жидкой и подвижной основной (базальтовой) лавы, способной растекаться тонким слоем на большое расстояние. Необходимой предпосылкой формирования щитового вулкана является наличие ровной поверхности, на которой закладывается эруптивный центр. При такой условии изливающаяся лава будет равномерно распределяться во все стороны. Накладываясь друг на друга потоки лавы формируют вулкан с плоской, приплюснутой формой, с пологими склонами – около 6-8 градусов, лишь вокруг самого кратера возникает кольцевой вал с более крутыми наружными склонами (до 30 градусов). Кратеры щитовых вулканов отличаются крупными размерами, достигающими 500 метров в диаметре. Относительная высота также около 500 метров. Для геологического разреза вулкана характерна слоистость, обусловленная многократностью излияний лавы. Щитовые вулканы очень характерны для Исландии. Они здесь небольших размеров и потухшие. Гавайские вулканы гораздо крупнее исландских. Самый южный и наибольший по площади из островов состоит из трех щитовых вулканов, слившихся в одну общую массу: Мауна Кеа, Мауна Лоа и Гуалалаи

Шлаковые вулканы или конусы образуются в результате извержения только рыхлых продуктов: пепла, песка, шлаков. Это бывает в том случае, когда лава перенасыщена газами, бурное выделение которых обуславливает взрывной характер извержения, способствуя распылению лавы и ее брызги быстро отвердевают. Форма и величина возникающих при этом аккумулятивных образований зависят от величины зерна выбрасываемого материала, его количества и высоты выброса, т.е. от интенсивности взрывов. Склоны вулкана достигают крутизны 45 градусов. Шлаковые конусы многочисленны в Армении, встречаются в Италии.

Самые крупные и наиболее распространенные вулканы – *стратовулканы* или *слоистые*. Это конусовидные горы, которые формируются после нескольких извержений и чередования эффузивного и пирокластического материала. К данному типу относятся Фудзияма, Кроноцкая и Ключевская сопки, Килиманджаро. Крутизна склонов не превышает 30-35 градусов и в подавляющем случае профиль склонов вогнутый, наиболее крутой в верхней части и постепенно выполаживающийся к подножию. За счет периодически повторяющихся извержений происходит рост вулканической постройки,

37

вследствие чего магма уже не в состоянии подниматься по главному жерлу, а использует трещины на склонах вулканической горы. Так возникают паразитические кратеры, характерные, например, для Этны, Ключевской сопки. Размеры и глубина основных кратеров различны и не связаны с размерами самих вулканов. Например, кратер Этны, имеющий у основания диаметр около 45 километров, составляет 527 метров в поперечнике, вулкан Раоун на Яве – почти 2,3 километра при глубине 650 метров.

Эрозионные горы

Эрозионными называются горы, сформировавшиеся под воздействием эрозии и денудации, рельеф которых предопределяется геологическими структурами и стойкостью горных пород к разрушению. Для них характерна структурность рельефа. Наиболее устойчивые в отношении выветривания горные породы соответствуют в рельефе выступам. Зоны дробления, выходы слабых пород подчеркнуты выветриванием и денудацией.

К эрозионным горам относятся средневысотные и низкие горы, сложенные осадочными породами складчатых структур. Это обычно древние горы, подвергшиеся глубокой денудации, первичный тектонический рельеф которых уже не соответствует современной орографии.

В складчатых горах антиклинали разрушаются быстрее, чем синклинали, так как они расположены выше, а в замке антиклинальной складки породы более раздроблены и поэтому возникает инверсионный рельеф.

В древних простых складчатых структурах при их разрушении в рельефе прослеживаются форма и размеры синклиналей и антиклиналей. При выработке долин и гребней в подобном рельефе решающую роль играла

относительная твердость пород, на которых сложены складки и поэтому хребты соответствуют простиранию устойчивых пород.

Эрозионные горы образуются также при горизонтальных структурах, свойственных платформам, сложенным осадочными или вулканическими породами (столовые страны, плоскогорья). Особо активно проходит процесс разрушения в условиях континентального и резкоконтинентального климата.

В вулканических районах в результате длительной денудации могут также появиться инверсионные формы рельефа. Так, лавовые потоки, занимавшие первоначальную долину, превращаются в столовую возвышенность, в то время как окружающая поверхность будет разрушена денудацией и понизится.

В результате разрушения высоких гор образуются мелкосопочники. Высота сопок и гряд которых зависит от интенсивности разрушения и силы тектонического поднятия, а их форма – от геологических структур и литологического состава пород.

38

ЛИТЕРАТУРА

1. Апродов В.А. Вулканы. М., 1982
2. Ботт М. Внутреннее строение Земли. М., 1974.
3. Башенина Н.В. Формирование рельефа земной поверхности. М., 1967.
4. Белоусов В.В. Основы геотектоники. М., 1975.
5. Богомолов Л.Н., Судакова С.С. Общее землеведение. М., 1971.
6. Воскресенский С.С. Динамическая геоморфология. Формирование склонов. М., 1971.
7. Геренчук К. И., Боков В.А., Черванев И.Г. Общее землеведение. М., 1984.
8. Ермолаев М.М. Введение в физическую географию. Л., 1975.
9. Ершов В.В., Новиков А.А., Попова Г.Б. Основы геологии. М., 1986.
10. Калесник С.В. Краткий курс общего землеведения. М., 1957.
11. Калесник С.В. Общие географические закономерности Земли. М., 1970.
12. Кинг Л. Морфология Земли. М., 1967.
13. Козловский Е.А. Новое о строении земной коры. М., 1988.
14. Кривошук А.Е. Рельеф и недра Земли. М., 1977.
15. Ласточкин А.Н. Рельеф земной поверхности. Л., 1991.
16. Леонтьев О.К., Рычагов Г.И. Общая геоморфология. М., 1988.
17. Ле Пишон К., Франшто Ж., Боннин Ж. Тектоника плит/Пер. с англ. М., 1977.
18. Лютцау С.С. Основы геоморфологии. М., 1971, ч. 1.
19. Мархинин Е.К. Вулканы и жизнь М., 1980.

20. Мещеряков Ю.А. Рельеф и современная геодинамика. М., 1981. Мелекесцев И.В. Вулканизм и рельефообразование. М., 1980.
21. Мильков Ф.Н. Общее землеведение. М., 1990.
22. Неклюкова Н.П. Общее землеведение. М., 1975.
23. Несцяровіч В.М. Геатэктанічная гісторыя развіцця зямной кары і літасферы. Мн., 1995.
24. Райс Р.Д. Основы геоморфологии. М., 1980.
25. Резанов И.А. Земная кора. М., 1974.
26. Резанов И.А. Эволюция земной коры. М., 1985.
27. Рельеф Земли (под ред. И.П. Герасимова). М., 1967.
28. Физико-географический атлас мира. М., 1964.
29. Хаин В.Е., Михайлов А.Е. Общая геотектоника. М. 1985.
30. Четырехязычный энциклопедический словарь терминов по физической географии (под ред. А.И. Спиридонова). М.1980.
31. Шубаев Л.П. Общее землеведение. М., 1977.
32. Щукин И.С. Общая геоморфология. М., 1960, ч. 1.
33. Якушко О.Ф. Основы геоморфологии. Мн., 1986, 1997.
34. Якушова А.Ф. Геология с элементами геоморфологии. М., 1983

39

СОДЕРЖАНИЕ

Введение.....	3
Представление о литосфере.	
Гипотезы формирования рельефа Земли.....	4
Рельефообразующий процесс.	
Факторы рельефообразования.....	7
Элементы и формы рельефа.	
Классификация рельефа.....	15
Морфология равнин.....	18
Морфология горных стран.....	25
Генетические типы гор.....	28
Литература.....	38

40

Учебное издание

Вагнер Наталья Михайловна,
Панасюк Ольга Юрьевна

**РЕЛЬЕФ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ.
ФОРМЫ РЕЛЬЕФА, СОЗДАННЫЕ ЭНДОГЕННЫМИ ПРОЦЕССАМИ**

Учебное пособие

41

Подписано в печать . Формат 60x84 1/16. Бумага писчая
Офсетная печать. Усл. печ. л. Уч.-изд.п.
Тираж экз. Заказ . Цена р.
Белорусский государственный педагогический университет
имени Максима Танка
Лицензия ЛВ № 196 от 04.02.98 г.

Ротапринт БГПУ им. М.Танка. 220050, Минск, ул. Советская, 18