

ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО ОБРАЗОВАНИЮ
Государственное образовательное учреждение высшего профессионального
образования «Уральский государственный университет им. А.М. Горького»

ИОНЦ «ЭКОЛОГИЯ И ПРИРОДОПОЛЬЗОВАНИЕ»

БИОЛОГИЧЕСКИЙ факультет

кафедра ЭКОЛОГИИ

СОВРЕМЕННАЯ ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Учебное пособие

Подпись руководителя ИОНЦ
Дата

**Екатеринбург
2008**

Учебное пособие предназначено для студентов по специальности «Экология». В нем рассматриваются основные формы рельефа Земли и геолого-геоморфологические процессы, обуславливающие их образование.

Вначале дается определение геоморфологии, рассматриваются общие сведения о рельефе и факторы рельефообразования. Затем характеризуется рельеф эндогенного происхождения: рассматриваются планетарные формы рельефа в связи со строением земной коры и тектоническими движениями. Большая часть пособия посвящена характеристике геоморфологических процессов и форм рельефа экзогенного происхождения, как на суше, так и на дне Мирового океана. Показано прикладное значение изучения рельефа, роль человека в его изменении и место геоморфологии в решении проблемы охраны природы и рационального использования природных ресурсов.

Оглавление

ПРЕДМЕТ ИЗУЧЕНИЯ ГЕОМОРФОЛОГИИ	4
ТЕМА 1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О РЕЛЬЕФЕ	6
1.1. Морфография и морфометрия рельефа	9
1.2. Генезис рельефа	12
1.3. Возраст рельефа	13
1.4. Факторы рельефообразования	14
ТЕМА 2. РЕЛЬЕФООБРАЗУЮЩИЕ ПРОЦЕССЫ	31
2.1. Складчатые нарушения в рельефе и их проявления в рельефе	31
2.2. Разрывные нарушения и их проявления в рельефе	32
2.3. Рельефообразующая роль колебательных движений земной коры	37
2.4. Рельефообразующая роль новейших тектонических движений земной коры	39
2.5. Магматизм и рельефообразование	43
2.6. Землетрясения как фактор эндогенного рельефообразования	55
ТЕМА 3. ПЛАНЕТАРНЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА	58
3.1. Мегарельеф материков	61
3.2. Мегарельеф геосинклинальных областей (переходных зон)	79
3.3. Мегарельеф ложа и срединно-океанических хребтов	87
ТЕМА 4. СКЛОНОВЫЕ ПРОЦЕССЫ	89
4.1. Склоновые процессы и рельеф склонов	90
4.2. Возраст склонов	96
4.3. Развитие склонов	97
ТЕМА 5. ФЛЮВИАЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ И ФОРМЫ	101
5.1. Работа водотоков	101
5.2. Работа временных водотоков и создаваемые ими формы рельефа	106
5.3. Речные долины	111
5.4. Речные бассейны	121
ТЕМА 6. КАРСТ И КАРСТОВЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА	127
6.1. Условия карстообразования	127
6.2. Формы рельефа открытого карста	130
6.3. Пещеры карстовых областей	133
6.4. Зонально-климатические типы карста	135
6.5. Псевдокарстовые процессы и формы	137
ТЕМА 7. ГЛЯЦИАЛЬНЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА	138
7.1. Условия образования и типы ледников	138
7.2. Формы гляциального рельефа	140
7.3. Рельеф областей плейстоценового материкового оледенения	146
ТЕМА 8. РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЕ В ОБЛАСТЯХ РАСПРОСТРАНЕНИЯ МНОГОЛЕТНЕЙ МЕРЗЛОТЫ	153
8.1. Строение многолетнемерзлых грунтов	153
8.2. Кριοгенные формы рельефа	154
ТЕМА 9. ФОРМЫ РЕЛЬЕФА АРИДНЫХ СТРАН	160
9.1. Формы дефляционного и корразионного рельефа	161
9.2. Эоловые аккумулятивные формы	163
9.3. Аридно-денудационные формы рельефа	170
ТЕМА 10. БЕРЕГОВЫЕ МОРСКИЕ ПРОЦЕССЫ И ФОРМЫ	172
10.1. Формирование берега волнами и волновыми течениями	172
10.2. Аккумулятивные берега	174
10.3. Абразионные берега	177
10.4. Приливно-отливные берега	182
10.5. Коралловые берега	183
10.6. Денудационные берега	184
ТЕМА 11. МОРФОСТУПТУРНЫЙ РЕЛЬЕФ ДНА ОКЕАНОВ	187
11.1. Гравитационные подводные процессы	187
11.2. Геоморфологическая деятельность течений	189
11.3. Биогенные факторы рельефообразования	190
11.4. Аккумулятивные факторы рельефообразования	191

ПРЕДМЕТ ИЗУЧЕНИЯ ГЕОМОРФОЛОГИИ

Геоморфология — наука о строении, происхождении, истории развития и современной динамике рельефа земной поверхности. Следовательно, объектом изучения геоморфологии является рельеф, т. е. совокупность неровностей земной поверхности разного масштаба.

Рельеф поверхности Земли представляет собой комплекс форм, которые имеют определенное геологическое строение и подвержены постоянному воздействию атмосферы, гидросферы и внутренних сил Земли. Поэтому изучение рельефа невозможно без четкого представления о составе и свойствах слагающих его горных пород, так же как оно невозможно без знания процессов, воздействующих на рельеф и имеющих своей причиной подвижность и непостоянство физических состояний земной коры, газообразной и водной оболочек Земли.

Земная кора подвержена не только воздействию сил, обусловленных процессами, протекающими в атмосфере и гидросфере, но и является продуктом глубинных (эндогенных) процессов, протекающих в недрах Земли, и испытывает многообразные изменения и движения, происходящие под воздействием этих процессов. Земная кора состоит из магматических, осадочных и метаморфических горных пород, которые по-разному реагируют на воздействие внешних и внутренних сил.

Биосфера как бы пропитывает нижнюю часть атмосферы, гидросферу и приповерхностную часть земной коры. Составляющие ее живые организмы и мертвая органическая материя самым активным образом участвуют в формировании рельефа Земли либо непосредственно, создавая специфические биогенные формы рельефа и геологические тела, либо опосредствованно, изменяя физические и химические свойства горных пород, воздушной и водной оболочек нашей планеты.

Наконец, сам рельеф Земли, представляющий совокупность поверхностей то почти горизонтальных, то имеющих значительные уклоны, влияет на ход

геоморфологических процессов. Так, в горах и на низменных равнинах эти процессы протекают по-разному. Гипсометрия рельефа, т. е. положение того или иного участка земной поверхности относительно уровня моря, также влияет на рельефообразование, нередко обуславливая проявление таких процессов, которые не могут происходить на другом гипсометрическом уровне. Например, при современных климатических условиях появление ледников в умеренных и тропических зонах возможно только в высоких горах; ряд процессов возможен только на дне глубоких морских и океанических впадин и т. д.

Рельеф земной поверхности представляет собой совокупность геометрических форм этой поверхности, образующихся в результате сложного взаимодействия земной коры с водной, воздушной и биологической оболочками нашей планеты. При всей сложности взаимодействия и разнообразия рельефообразующих процессов в них всегда участвует сила тяжести, сила земного притяжения. Хотя движения масс в направлении, противоположном действию вектора силы тяжести, также возможны, и они происходят, но при этом они всегда должны ее преодолевать. Поэтому для геоморфологии одной из важнейших характеристик рельефа является уклон поверхности. Кроме того, сила земного притяжения, интенсивность проявления внешних агентов и их «набор» определяются гипсометрией рельефа.

Общий облик рельефа и характер рельефообразующих процессов зависят также от частоты смены положительных и отрицательных форм рельефа, степени их контрастности и географического положения того или иного участка земной поверхности.

Таким образом, рельеф является одновременно продуктом геологического развития и компонентом географического ландшафта. Само положение объекта изучения геоморфологии определяет необходимость ее самых тесных связей с такими науками, как геология и физическая география.

Геоморфология — наука историческая. Она стремится установить последовательность происходивших на Земле событий, приведших к

формированию того рельефа, который наблюдается на поверхности Земли в настоящее время.

ТЕМА 1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О РЕЛЬЕФЕ

Рельеф любого участка земной поверхности складывается из многократно повторяющихся и чередующихся между собой отдельных форм рельефа, каждая из которых состоит из элементов рельефа. В *геометрическом отношении* среди элементов рельефа можно выделить *грани*, или *поверхности*, *ребра* (пересечение двух граней) и *гранные углы* (пересечение трех или более граней). В природной обстановке наиболее легко выделяются поверхности, ограничивающие ту или иную форму рельефа. Они имеют разные размеры, а также различно наклонены по отношению к горизонтальной плоскости (уровню моря). По *величине наклона* их целесообразно разделить на *субгоризонтальные поверхности* (с углами наклона менее 2°) и *склоны* (углы наклона $>2^\circ$).

Поверхности могут быть ровными, вогнутыми (например, стенки карстовых воронок) или выпуклыми (поверхность вулканических конусов).

Ребра и особенно гранные углы сохраняют свою геометрическую четкость лишь при определенных условиях. В подавляющем большинстве случаев под воздействием ряда агентов они теряют свою морфологическую выраженность, превращаются в округлые поверхности.

Грани рельефа постепенно переходят одна в другую посредством так называемых перегибов склонов. Следствием этого являются часто наблюдаемые плавные переходы одних форм рельефа в другие.

Формы рельефа могут быть *замкнутыми* (моренный холм, моренная западина) или *открытыми* (овраг, балка), *простыми* или *сложными*, *положительными* или *отрицательными*. К положительным относятся формы, выступающие относительно некоторого субгоризонтального уровня, тогда как отрицательные формы углублены относительно этого уровня.

Простые формы обычно невелики по размерам и имеют более или менее правильные геометрические очертания, состоят из простых комбинаций

элементов рельефа. Сложные формы — это комбинация нескольких простых форм.

Применительно к деятельности экзогенных агентов различают *аккумулятивные формы рельефа*, сформировавшиеся за счет накопления материала (моренный холм, бархан), и *денудационные* (выработанные), образовавшиеся за счет выноса материала (овраг, котловина выдувания).

Сочетания генетически связанных друг с другом форм рельефа, обладающих сходным строением и закономерно повторяющихся на определенной территории, образуют *генетические типы рельефа*.

Формы рельефа могут быть самыми различными по величине. В зависимости от их размеров выделяют: а) планетарные формы рельефа, б) мегаформы, в) макроформы, г) мезоформы, д) микроформы и е) формы нанорельефа.

Планетарные формы занимают площади в сотни тысяч и миллионы квадратных километров. Вся площадь земного шара равна 510 млн. квадратных километров, следовательно, количество планетарных форм невелико. Несколько забегаю вперед, отметим, что планетарные формы подразделяются на: 1) материка, 2) геосинклинальные пояса, 3) ложе океана, 4) срединно-океанические хребты.

Материки — крупнейшие положительные формы рельефа Земли. Большая часть их представляет собой сушу, хотя, как это будет показано ниже, значительные площади материков участвуют в строении дна Мирового океана, важнейшая особенность их — сложение земной корой материкового типа.

Ложе океана — это основная часть дна Мирового океана, лежащая, как правило, «а глубинах более 3 км и характеризующаяся распространением земной коры океанического типа.

Современные геосинклинальные пояса располагаются на границе между материками и океанами, хотя и не везде. Так, на большей части протяжения окраин Атлантического, Индийского и Северного Ледовитого океанов материка непосредственно контактируют с ложем океана.

Срединно-океанические хребты представляют собой самую большую по площади и протяженности горную систему, проходящую через все океаны, но существенно отличающуюся от ложа океана строением земной коры. Подробное обоснование выделения именно этих форм как планетарных будет дано ниже.

Мегаформы занимают площади порядка сотен или десятков тысяч квадратных километров. Примеры мегаформ — впадины Мексиканского залива или Карибского моря, горные системы Альп, Большого Кавказа, плато Декан и др.

Макроформы являются составными частями мегаформ. Площади, занимаемые ими, измеряются сотнями или тысячами, реже десятками тысяч квадратных километров. К макроформам относятся, например, отдельные хребты и впадины какой-либо горной страны.

Площади мезоформ измеряются обычно несколькими квадратными километрами или десятками квадратных километров. Примером таких форм могут служить овраги, балки, долины ручьев, отдельные горные хребты, крупные аккумулятивные формы типа барханных цепей и др.

Микроформы — это неровности, осложняющие поверхность мезоформ. Таковы, например, карстовые воронки, эрозионные рытвины, береговые валы.

Формами нанорельефа называют очень мелкие неровности, осложняющие поверхность макро-, мезо- или микроформ. Таковы, например, луговые кочки, сурчины, мелкие эрозионные бороздки, знаки ряби на морском дне или на поверхности эоловых форм рельефа.

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

1.1. Морфография и морфометрия рельефа

Планетарные, а также мега – и макроформы рельефа могут быть охарактеризованы площадью, которую они занимают. Безусловно, такая характеристика будет недостаточна для описания более мелких форм. Да и для форм высшего порядка наряду с площадью необходимы другие характеристики. Первая из них – это высота или глубина относительно уровня моря (так называемые абсолютные высоты и глубины). Наиболее общую характеристику высот и глубин земной поверхности в целом дает гипсографическая кривая (рис. 1). На этой кривой четко выделяется два основных гипсометрических уровня земной поверхности: материковый уровень и уровень, соответствующий ложу океана. Средняя высота поверхности Земли равна —2450 м, из чего следует, что для Земли в целом более характерны отрицательные гипсометрические характеристики. Ниже приведены средние высоты материков и глубины океанов.

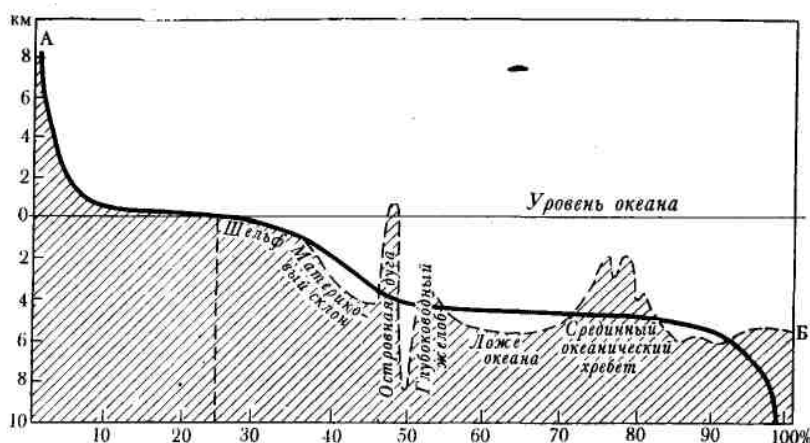


Рис. 1. Гипсографическая кривая (А) и обобщенный профиль дна океана (Б)

Материки	Средняя высота, м	Океаны	Средняя глубина,
Евразия	840		
Африка	750	Тихий	4280
Северная Америка	720	Атлантический	3940
Южная Америка	000	Индийский	3960
Австралия	320	Северный Ледовитый	1200
Антарктида	2100		

Для характеристики рельефа Земли в целом, а также отдельных регионов важное значение имеют не только средние, но и экстремальные отметки рельефа. Наивысшая точка Земли — вершина горы Джомолунгма (в Гималаях) - имеет отметку 8880 м, самая большая глубина относится к Марианскому глубоководному желобу (Тихий океан) и равна 11034 м. Следовательно, максимальный размах высот на поверхности земного шара достигает почти 20 км.

Гипсометрическая характеристика — одна из важнейших характеристик рельефа. По степени возвышения поверхности суши над уровнем океана выделяют *низменный* (0-200 м) и *возвышенный рельеф*. Последний по характеру расчлененности подразделяется на *высокие равнины, возвышенности, плоскогорья* и *горный рельеф*. Горный рельеф по гипсометрии подразделяют на *низкогорный* (до 1000 м), *среднегорный* (1000—3000 м) и *высокогорный* (>3000 м) рельеф.

Гипсометрию дна морей и океанов называют *батиметрией* (от «батос» — глубина). По батиметрическим различиям выделяют *неритовую зону морского дна* (0—200 м глубины), *батиальную* (200—3000 м), *абиссальную* (3000—6000 м) и *гипабиссальную* (глубина более 6 тыс. м).

По получаемым морфометрическим показателям выделяются следующие категории рельефа.

1. *По густоте горизонтального расчленения* (удаленности линий водоразделов от тальвегов эрозионных форм).

1000 м — слаборасчлененный рельеф

500—1000 м — среднерасчлененный рельеф

100—500 м — значительно расчлененный рельеф

50—100 м — сильнорасчлененный рельеф

<50 м — очень сильно расчлененный рельеф

2. *По глубине вертикального расчленения.*

Для плоских равнин

<2,5 м — нерасчлененный или мелкорасчлененный

2—5 — среднерасчлененный

5—10 м — значительно расчлененный

Для холмистых равнин

10—25 м — мелкорасчлененный

25—50 м — среднерасчлененный

50—100 м — глубокорасчлененный

Для горных территорий

100—250 м — мелкорасчлененный

250—500 м — среднерасчлененный

500—1000 м — глубокорасчлененный

> 1000 м — очень глубоко расчлененный

3. По крутизне земной поверхности

Равнинный плоский

Равнинный волнистый *градусы*

Равнинно-холмистый 0,5

0,5—1

Холмистый 1—4

Гористый 4—7

Горный 7—24

>24

Морфографическая и морфометрическая характеристики рельефа имеют большое прикладное значение, так как без знания этих характеристик невозможно строительство зданий и возведение сооружений, прокладка трасс железных и шоссейных дорог, проведение разного рода мелиоративных мероприятий и т. д.

Однако характеристика рельефа только по морфографическим и морфометрическим показателям недостаточна. При классификации рельефа по этим показателям в одной категории могут оказаться формы, имеющие сходный внешний облик, но различные по происхождению (например, моренный холм и эоловый бугор) и, напротив, близкие по генезису, но разные по внешнему облику формы окажутся разобобщенными (например, овраг и конус выноса этого оврага).

1.2. Генезис рельефа

Главное исходное положение современной геоморфологии — представление о том, что рельеф формируется в результате взаимодействия *эндогенных и экзогенных процессов*.

Эндогенные и экзогенные процессы формирования рельефа взаимосвязаны. Экзогенные процессы в ходе своей деятельности либо усложняют, либо упрощают рельеф эндогенного происхождения. В одних случаях экзогенные агенты вырабатывают более мелкие мезо- и микроформы, в других — срезают неровности коренного рельефа, в-третьих — происходит погребение или усложнение эндогенного рельефа за счет образования различных аккумулятивных форм. Характер воздействия экзогенных агентов на рельеф эндогенного происхождения в значительной мере определяется тенденцией развития рельефа, т. е. тем, являются ли господствующими восходящие (положительные) движения земной коры или же преобладают нисходящие (отрицательные) движения.

По существующим представлениям основным источником энергии эндогенных рельефообразующих процессов является тепловая энергия, продуцируемая главным образом гравитационной дифференциацией и радиоактивным распадом вещества недр Земли.

Главный источник энергии экзогенных процессов — энергия Солнца, трансформируемая на земной поверхности в энергию движения воды, воздуха, материала литосферы. Во всех этих процессах принимает участие гравитационная энергия, и поэтому названные процессы не являются чисто экзогенными. К числу экзогенных процессов относятся рельефообразующая деятельность - поверхностных текучих вод и водных масс океанов, морей, озер, растворяющая деятельность поверхностных и подземных вод, а также деятельность ветра и льда.

Существует также целая группа процессов, протекающих на склонах и получивших наименование склоновых. Наконец, есть еще две группы процессов, которые также можно отнести к экзогенным геоморфологическим процессам: рельефообразующая деятельность организмов, а также хозяйственная

деятельность человека, роль которой как фактора рельефообразования по мере развития науки и техники становится все более значительной.

Перечисленные рельефообразующие процессы лишь в редких случаях протекают обособленно.

В тех случаях, когда в образовании той или иной формы или группы (комплекса) форм одновременно участвуют не один, а два или несколько факторов, вполне соизмеримых по своему морфологическому значению, следует говорить о сложном, комплексном происхождении рельефа.

1.3. Возраст рельефа

Важной задачей геоморфологии наряду с изучением морфографии, морфометрии и установлением генезиса является выяснение возраста рельефа.

Относительный возраст рельефа. Понятие «относительный возраст рельефа» в геоморфологии имеет несколько аспектов.

1. Развитие рельефа какой-либо территории или какой-либо отдельно взятой формы является стадийным процессом. Поэтому под относительным возрастом рельефа можно понимать определение стадии его развития.

2. Понятие «относительный возраст рельефа» применяется также при изучении взаимоотношений одних форм с другими. В общем случае любая форма является более древней по отношению к тем, которые осложняют ее поверхность и сформировались в более позднее время.

3. Определение относительного геологического возраста рельефа означает установление того геологического отрезка времени, когда рельеф приобрел черты, в основном аналогичные его современному облику.

Абсолютный возраст рельефа. В последние десятилетия благодаря развитию радиоизотопных методов исследования широко применяется определение возраста отложений и форм рельефа в абсолютных единицах — в годах. Зная период полураспада того или иного радиоизотопа и определяя соотношение его количества с его производным, получают достаточно надежный способ определения абсолютного возраста. В настоящее время широко используются для определения абсолютного возраста такие методы, как радио-

углеродный, калий-аргоновый, фторовый, метод неравновесного урана и др., каждый из которых имеет свои пределы применимости. Абсолютный возраст древних отложений и форм рельефа определяется также с помощью палеомагнитного метода.

1.4. Факторы рельефообразования

Существует ряд факторов, которые непосредственно не участвуют в формировании рельефа, но влияют на его образование, определяя «набор» рельефообразующих процессов, степень интенсивности и пространственную локализацию воздействия тех или иных процессов. К числу таких факторов относятся вещественный состав пород, слагающих земную кору, геологические структуры, созданные тектоническими движениями прежних геологических эпох, климатические условия и в определенной степени сам рельеф. Рассмотрим эти факторы несколько подробнее.

Роль горных пород в рельефообразовании. Известно, что земная кора сложена горными породами разног генезиса и разнообразного химического и минералогического состава. Эти различия находят отражение в свойствах пород и, как следствие этого, в их устойчивости по отношению к воздействию внешних сил. Различают породы более стойкие и менее стойкие более податливые и менее податливые. В первом случае обычно имеют в виду стойкость пород по отношению к процессам выветривания, во втором — к воздействию на них текучих вод, ветра и других экзогенных сил.

Различные генетические группы горных пород по-разному реагируют на воздействие внешних сил. Так, осадочные горные породы, являются довольно стойкими по отношению к выветриванию, многие из них весьма податливы к разрушительной работе текучих вод и ветра (лёсс, пески, суглинки, глины, мергели, галечник и т. д.), а магматические и метаморфические породы оказываются стойкими или довольно стойкими по отношению к размыву текучими водами, но сравнительно легко разрушаются под воздействием процессов выветривания. Объясняется это тем, что магматические и метаморфические породы образовались в глубине земли, в определенной

термодинамической обстановке и при определённом соотношении химических элементов. Оказавшись на поверхности Земли они попадают в новые условия, становятся неустойчивыми в этих условиях и под воздействием различных процессов (окисления, гидратации, растворения, гидролиза и др.) начинают разрушаться. Интенсивность разрушения определяется как физико-химическими свойствами пород, так и конкретными физико-географическими (в первую очередь, климатическими) условиями, поскольку в разных климатических зонах характер процессов выветривания и сноса продуктов выветривания имеет свои специфические особенности.

Из числа кристаллических пород более стойки по отношению, например, к физическому выветриванию породы мономинеральные, мелко- и равномернозернистые, светлоокрашенные, с массивной текстурой. Так, гранит — порода полиминеральная, разрушается быстрее, чем кварцит — порода мономинеральная. Крупно- и неравномернозернистые граниты с более темной окраской в сходных условиях менее устойчивы, чем светлоокрашенные мелко- и равномернозернистые граниты. Гнейс — порода, сходная по структуре и минералогическому составу с гранитом, но имеющая иную структуру параллельно-сланцеватую или тонкополосчатую), подвержена более быстрому разрушительному воздействию выветривания, чем гранит, характеризующийся массивной текстурой.

Основные и ультраосновные магматические породы при прочих равных условиях под воздействием выветривания разрушаются быстрее, чем породы кислые и средние.

Существенное влияние на интенсивность процессов физического выветривания оказывают такие свойства горных пород, как теплоемкость и теплопроводность. Так, чем меньше теплопроводность, тем большие температурные различия возникают на соседних участках породы при ее нагревании и охлаждении и, как следствие этого, большие внутренние напряжения, которые и способствуют более быстрому ее разрушению.

Большое морфологическое значение имеет степень проницаемости горных пород для дождевых и талых вод. Легко проницаемые породы, поглощая воду, способствуют быстрому переводу поверхностного стока в подземный. В результате участки, сложенные легкопроницаемыми породами, характеризуются слабым развитием эрозионных форм, а склоны этих форм вследствие незначительного смыва долгое время могут сохранять большую крутизну. На участках, сложенных слабопроницаемыми породами, создаются благоприятные условия для возникновения и развития эрозионных форм, для выполаживания их склонов. Залегание водоупорных пластов в основаниях крутых склонов долин рек, берегов озер и морей способствует развитию оползневых процессов и специфического рельефа, свойственного районам развития оползней. Проницаемость горных пород может быть обусловлена либо их строением (рыхлым — пески, галечники; пористым — известняки-ракушечники, различные туфы, пемза), либо их трещиноватостью (известняки, доломиты, магматические и метаморфические породы). Следует подчеркнуть, что трещиноватость горных пород, способствуя заложению и развитию эрозионных форм, часто определяет рисунок гидрографической сети в плане.

Громадное морфологическое значение имеет такое свойство горных пород, как растворимость. К числу легко или относительно легкорастворимых пород относятся каменная соль, гипс, известняки, доломиты. В местах широкого развития этих пород формируются особые морфологические комплексы, обусловленные так называемыми карстовыми процессами.

Находит отражение в рельефе и такое свойство горных пород, как просадочность. Этим свойством, выражающимся в уменьшении объема породы при ее намокании, обладают лёссы и лёссовидные суглинки. В результате просадки в областях распространения этих пород обычно образуются неглубокие отрицательные формы рельефа.

Существует целый ряд других свойств, определяющих морфологическое значение пород и степень их устойчивости к воздействию внешних сил. 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. Относительная стойкость породы определяется условиями окружающей среды: одна и та же горная порода в одних условиях может выступать как стойкая, в других — как податливая. Поэтому необходимо взвесить каждое из свойств и совокупное их выражение в условиях конкретной физико-географической обстановки.

Рельеф и геологические структуры. Горные породы с характерными для них свойствами находятся в земной коре в самых разнообразных условиях залегания и в различных соотношениях друг с другом, определяя геологическую структуру того или иного участка литосферы. Благодаря избирательной (селективной) денудации, обусловленной свойствами горных пород, под воздействием экзогенных процессов происходит препарировка геологических структур. В результате возникают формы рельефа, облик которых в значительной мере предопределен структурами, поэтому такие формы рельефа называются *структурными*. Таким образом, свойства горных пород, их различная устойчивость по отношению к воздействию внешних сил находя отражение в рельефе через геологические структуры. В этом и заключается роль геологических структур как одного из важнейших факторов формирования рельефа.

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. В случае литологической

однородности толщ, слагающих структуры, последние находят слабое отражение в рельефе.

Рассмотрим некоторые типы геологических структур с точки зрения влияния их на облик структурно-денудационного рельефа.

Широким распространением пользуется *горизонтальная структура*, свойственная верхнему структурному этажу платформ (платформенному чехлу), сложенному осадочными, реже вулканическими породами. Горизонтальным структурам в рельефе соответствуют *плоские равнины*, и *плато* (плато Устюрт) или так называемые *столовые страны* (Тургайская столовая страна). При эрозионном расчленении столовых структур, в строении которых принимают участие стойкие породы, возникает *плоскогорный тип рельефа*. Такой рельеф характеризуется плоскими междуречьями (бронированными стойкими пластами), которые резко переходят в крутые склоны речных долин и других эрозионных форм рельефа. Примером этого типа рельефа может служить центральная часть Ставропольской возвышенности. В условиях тектонического покоя и длительного воздействия эрозионно-денудационных процессов плоскогорный рельеф может превратиться в *рельеф островных столово - останцовых возвышенностей*, в котором отрицательные формы рельефа занимают значительно большие площади, чем положительные рис 2. Рельеф столово-останцовых возвышенностей широко развит в Африке, а на территории СНГ в ряде мест — по периферии плато Устюрт, по правобережью реки Амударьи, севернее г. Чарджоу.



Рис. 2. Рельеф островных столово-останцовых возвышенностей.

В случае чередования (по вертикали) стойких и податливых пород, залегающих горизонтально, возникает *пластово-ступенчатый рельеф*. На склонах эрозионных форм при этих условиях образуются так называемые *структурные террасы* (рис. 3).

При моноклиналином залегании чередующихся стойких и податливых пластов под воздействием избирательной денудации вырабатывается своеобразный структурно-денудационный рельеф, получивший название *куэстового*. *Куэста* — грядообразная возвышенность с асимметричными склонами: пологим, совпадающим с углом падения стойкого пласта (структурный склон), и крутым, срезающим головы пластов (аструктурный склон, рис. 4).

Размеры куэстовых гряд могут сильно варьировать в зависимости от абсолютной высоты местности и глубины эрозионного расчленения, мощности стойких и податливых пластов и углов их падения. В одних случаях — это высокие горные хребты (Скалистый хребет северного склона Большого Кавказа), в других — небольшие гряды с относительными превышениями 10—20 м.

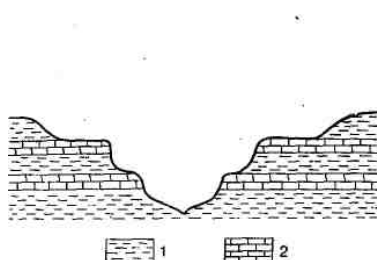


Рис. 3. Структурные террасы на склонах речной долины:
1 — податливые породы;
2 — пласты стойких пород

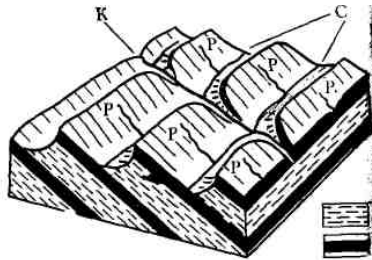


Рис. 4. Блок-диаграмма моноклиналино - грядового (куэстового) рельефа (по С. В. Лютцау):
1 — пласты податливых пород; 2 — стойкие породы; К — консеквентная долина; С - субсеквентные долины; Р — ресеквентны

Весьма своеобразен рисунок и характер эрозионной сети в условиях куэстового рельефа. В зависимости от соотношения речных долин с элементами куэстового рельефа и элементами залегания пластов горных пород различают долины консеквентные и секвентные. *Консеквентные долины* совпадают с

общим наклоном топографической поверхности и с направлением падения пластов.

Субсеквентными называют долины рек, направление которых совпадает с простираем моноκлиально залегающих пластов. Вследствие этого они перпендикулярны консеквентным долинам

Вырабатывая продольные долины вдоль выхода пластов податливых пород и как бы соскальзывая при врезании по кровле более стойких пластов, субсеквентные долины характеризуются выраженным асимметричным поперечным профилем. На склонах долин субсеквентных рек могут возникать притоки. Долины притоков, стекающих по более длинным и пологим (структурным склонам куэст, получили название *ресеквентных*; долины против положно направленных притоков, стекающих с коротких и крутых аструктурных склонов куэст,— *обсеквентных*. Сочетание всех названных типов долин образует в плане четко выраженный дважды перистый рисунок речной сети, весьма характерный для куэстовых областей.

При больших углах наклона, частом чередовании стойких и податливых пластов и значительном эрозионном расчленении территории отпрепарированные моноκлиальные гряды распадаются на отдельные массивчики, принимающие в плане треугольную форму и накладывающиеся друг на друга в виде черепицы. Такой рельеф И. С. Щукин называет *шатровым* или *чешуйчатым*.

Моноκлиальное залегание пластов свойственно крыльям и периклиналям крупных антиκлиальных- складок. И если в их строении участвуют породы различной стойкости, то в результате избирательной денудации возникают куэсты или моноκлиальные гряды пространственное положение которых дает возможность судить о форме складок в плане. Своими крутыми склонами куэсты всегда обращены к ядрам антиκлиналей. Сходная картина образования куэст может наблюдаться по периферии соляных куполов и в осадочном чехле лакколитов. Долинная сеть, возникающая в таких условиях, в плане имеет кольцевидный или «виллообразный» рисунок.

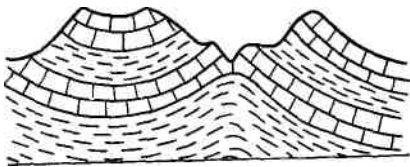


Рис. 5. Складчатая структура и ее отражение во вторичном рельефе

В случае очень крутого падения пластов или вертикального их залегания образуются (в отличие от типичных куэст) симметричные гряды, вытянутые по простиранию стойких пластов. Между грядами по простиранию податливых пластов закладывается параллельная эрозионная сеть.

Более сложный рельеф возникает на месте складчатых структур, для которых характерны частые изменения направления и угла падения пластов в зависимости от формы складок в профиле и плане и от их размеров. Характер рельефа складчатых областей во многом определяется также составом пород, смятых в складки, глубиной расчленения и длительностью воздействия экзогенных сил. При этом могут возникать самые разнообразные соотношения между формами рельефа складчатыми структурами, на которых эти формы образуются. В одних случаях наблюдается соответствие между типом геологической структуры и формой рельефа, т. е. антиклиналям (положительным геологическим структурам) соответствуют возвышенности или хребты, а синклиналям (отрицательным геологическим структурам) — понижения в рельефе. Такой рельеф получил название *прямого*. Однако такие формы рельефа на суше встречаются довольно редко. На территории СНГ примером таких форм являются небольшие возвышенности, соответствующие брахиантиклинальным складкам на Керченском, Таманском и (реже) Апшеронском полуостровах. Встречаются такие формы рельефа в пределах молодых складчатых гор.

Значительно чаще в складчатых областях развит так называемый обращенный или *инверсионный* рельеф, характеризующийся обратным соотношением между топографической поверхностью и геологической структурой. На месте положительных геологических структур образуются отрицательные формы рельефа, и наоборот (рис. 5). Объясняется это тем, что ядра антиклиналей начинают разрушаться под действием процессов денудации раньше, чем осевые части синклиналей. Кроме того, вследствие повышенной раз-

дробленности пород, возникающей в ядрах антиклиналей при изгибе пластов, разрушение их под действием внешних сил происходят интенсивнее.

Описанные выше структуры могут быть осложнены разломами по которым блоки земной коры смещаются относительно друг друга в вертикальном или горизонтальном направлениях, оказывали существенное влияние на формирование и облик возникающего под этим рельефа. Структуры земной коры становятся еще более сложными под воздействием интрузивного и эффузивного магматизма, приводящего к возникновению самых разнообразных взаимоотношений между пластами осадочных пород и магматическими телами, непосредственно отражающимися в рельефе, или под вен действием последующих денудационных процессов. Влияние геологических структур на формирование рельефа и отражение в рельефе от места к месту не остается одинаковым зависит как от соотношения взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов, так и от конкретных физико-географических условий. Наиболее четко структурность рельефа проявляется на территориях, испытывающих тектонические поднятие (где превалируют процессы денудации), особенно в условиях засушливого климата.

Климат — один из важнейших факторов рельефообразования. Взаимоотношения между климатом и рельефом весьма разнообразны. Климат обуславливает характер и "интенсивность процессов выветривания, он же определяет в значительной мере характер денудации, так как от него зависят «набор» и степень интенсивности действующих экзогенных сил. Как указывалось выше, в разных климатических условиях не остается постоянным и такое свойство горных пород, как их устойчивость по отношению к воздействию внешних сил. Поэтому в разных климатических условиях возникают разные, часто весьма специфичные формы рельефа. Различия в формах наблюдаются даже в том случае, когда внешние силы воздействуют на однородные геологические структуры, сложенные литологически сходными горными породами. Климат влияет на процессы рельефообразования как непосредственно, так и опосредствованно, через другие компоненты природной среды: гидросферу,

почвенно-растительный покров и др. Так, возникновение прибрежных пустынь Намиб (Юго-Западная Африка) и Атакамы (Южная Америка) обусловлено проходящими здесь холодными морскими течениями, существование которых у западных берегов Африки и Южной Америки является следствием общей циркуляции атмосферы. Здесь, таким образом, климат влияет на рельеф через гидросферу.

Существенное влияние на процессы рельефообразования оказывает растительный покров, который, кстати, сам является функцией климата. Так, поверхностный сток в условиях сомкнутого растительного покрова при наличии хорошо развитой дернины или лесной подстилки резко ослабевает или гасится совсем даже на крутых склонах. Поверхности с разреженным растительным покровом или лишенные его становятся легко уязвимыми для эрозионных процессов, а в случае сухости рыхлых продуктов выветривания — и для деятельности ветра.

Прямые и опосредствованные связи между климатом и рельефом являются причиной подчинения экзогенного рельефа в определенной степени климатической зональности. Этим он отличается от эндогенного рельефа, формирование которого не подчиняется зональности. Поэтому рельеф эндогенного происхождения называют аazonальным.

В начале нашего века немецкий ученый А. Пенк предпринял попытку классифицировать климаты по их рельефообразующей роли. Он выделил три основные типа климатов: 1) нивальный (лат. *nivalis* — снежный), 2) гумидный (богатый осадками, выпадающими в жидком виде) и 3) аридный (сухой и жаркий). Впоследствии эта классификация была дополнена и детализирована. Ниже приводится сокращенная классификация климатов по их в рельефообразовании по И. С. Щукину, который различает нивальный, полярный, гумидный и аридный типы климатов.

Нивальный климат. Во все сезоны года характерны осадки в твердом виде и в количестве большем, чем их может растаять и испариться в течение короткого и холодного лета. Накопление снега приводит к образованию снежников и

ледников. Основными рельефообразующими факторами в условиях нивального климата являются снег и лед в виде движущихся ледников. В местах, не покрытых снегом или льдом, интенсивно развиваются процессы физического (главным образом морозного) выветривания. Существенное влияние на рельефообразование оказывает вечная мерзлота. Нивальные климаты свойственны высоким широтам (Антарктида, Гренландия, острова Северного Ледовитого океана) и вершинным частям гор, поднимающимся выше снеговой границы.

Полярный климат, или климат областей распространения многолетнемерзлых грунтов. Для этого типа климата типичны длинная и суровая зима, короткое и прохладное лето, значительная облачность, малое количество осадков, малая интенсивность солнечной радиации. Все эти условия благоприятствуют возникновению или сохранению образовавшейся ранее (при еще более суровых климатических условиях) вечной мерзлоты.

Одним из важнейших факторов денудации в областях распространения многолетней мерзлоты является солифлюкция (лат. *solum* — почва, грунт; *fluxus* — течь)—медленное течение протаивающих переувлажненных почв и дисперсных грунтов по поверхности мерзлого основания. При низких температурах в условиях полярного климата даже летом преобладает физическое, преимущественно морозное выветривание. Полярный климат свойствен в основном зоне тундры. В континентальных условиях распространяется и на более южные ландшафтные зоны (Восточная Сибирь и др.).

Гумидный климат. В областях с гумидным климатом количеством выпадающих в течение года осадков больше, чем может испариться и просочиться в почву. Избыток атмосферной воды стекает или в виде мелких струек по всей поверхности склонов, вызывая плоскостную денудацию, или в виде постоянных или временных линейных водотоков (ручьев, рек), в результате деятельности которых образуются разнообразные эрозионные формы рельефа долины, балки, овраги и др. Эрозионные формы являются доминирующими в условиях гумидного климата. Благодаря большому количеству тепла и влаги в

областях с гумидным климатом интенсивно протекают процессы химического выветривания. При наличии растворимых горных пород развиваются карстовые процессы.

На земном шаре выделяются три зоны гумидного климата: две из них располагаются в умеренных широтах Северного и Южного полушарий, третья тяготеет к экваториальному поясу.

Аридный климат. Характеризуется малым количеством осадков, большой сухостью воздуха, интенсивной испаряемостью, превышающей во много раз годовую сумму осадков, малой облачностью. Растительный покров в этих условиях оказывается сильно разреженным или отсутствует совсем, интенсивно идет физическое, преимущественно температурное выветривание.

Эрозионная деятельность в аридном климате ослаблена, и главным рельефообразующим агентом становится ветер. Сухость продуктов выветривания способствует их быстрому удалению не только с открытых поверхностей, но и из трещин горных пород. В результате происходит препарировка более стойких пород, и, как следствие этого, в аридном климате наблюдается наиболее четкое отражение геологических структур в рельефе.

Области с аридным климатом располагаются на материках преимущественно между 20 и 30° северной и южной широты. Аридные климаты наблюдаются и за пределами названных широт, где их формирование связано с размерами и орографическими особенностями материков. Так, в пределах Восточной Азии аридная зона в Северном полушарии проникает почти до 50° с.ш.

Следует отметить, что переход от одного морфологического типа климата к другому осуществляется постепенно, вследствие чего и смена доминирующих процессов экзогенного рельефообразования происходит также постепенно.

На границе двух климатов образуются формы рельефа, характерные для обоих типов и приобретающие к тому же ряд специфических особенностей. Такие переходные зоны выделяют в особые морфологические подтипы климатов. Существованию переходных зон способствует и непостоянство границ между

климатическими зонами в течение года: следуя за движением солнца, они смещаются то в сторону полюсов, то в сторону экватора.

Изучение пространственного размещения генетических типов рельефа экзогенного происхождения и сопоставление их с современными климатическими условиями соответствующих регионов показывает, что охарактеризованная выше взаимосвязь между климатом и рельефом в ряде мест нарушается. Так, в северной половине Европы широко распространены формы рельефа, созданные деятельностью ледника, хотя в настоящее время никаких ледников здесь нет и располагается этот регион в зоне гумидного климата умеренных широт. Объясняется это «несоответствие» тем, что в недавнем прошлом (в эпохи оледенений) значительная часть Севера Европы была покрыта льдом и, следовательно, располагалась в зоне нивального климата. Здесь и сформировался сохранившийся до наших дней, но оказавшийся в несвойственных ему теперь климатических условиях рельеф ледникового происхождения. Такой рельеф получил название *реликтового* (лат. *relictus* — оставленный). Изучение этого рельефа представляет большой научный интерес. Реликтовые формы рельефа наряду с осадочными горными породами и заключенными в них остатками растительных и животных организмов дают возможность судить о палеоклиматах отдельных регионов и о положении климатических зон в те или иные этапы истории развития Земли. Сохранность реликтовых форм обусловлена тем, что рельеф меняет свой облик в связи с изменением климата значительно медленнее, чем это свойственно почвенному покрову и особенно растительному и животному миру.

Следовательно, облик экзогенного рельефа ряда регионов земной поверхности определяется не только особенностями современного климата, но и климата прошлых геологических эпох.

Выветривание. Экзогенные процессы рельефообразования заслуживают большого внимания еще и потому, что они характеризуются высокими скоростями: мы видим, как на наших глазах растут овраги, как изменяется облик речных долин после паводков или прохождения по ним селей, как отступают

морские берега в одних местах и наращиваются в других, как меняется облик рельефа под влиянием хозяйственной деятельности человека. Все это заставляет, во-первых, учитывать деятельность экзогенных процессов в практике повседневной жизни и, во-вторых, тщательно изучать закономерности экзогенного рельефообразования. Суммарный эффект деятельности экзогенных агентов заключается в перемещении вещества с более высоких гипсометрических уровней на более низкий.

Начальным этапом любого экзогенного процесса является подготовка горной породы к дезинтеграции, измельчению. Совокупность процессов, осуществляющих дезинтеграцию горных пород, называют *выветриванием*.

В зависимости от факторов, воздействующих на горные породы, и результатов воздействия процессы выветривания подразделяются на два типа — *физическое* и *химическое выветривание*. Оба типа выветривания тесно связаны друг с другом, действуют совместно, и только интенсивность проявления каждого из них, обусловленная целым рядом факторов (климатом, составом пород, рельефом и т. д.), в разных местах неодинакова.

Иногда выделяют еще один тип выветривания — *органогенное*, связанное с воздействием на горные породы растительных и животных организмов. Однако выделять органогенное выветривание в самостоятельный тип, по-видимому, нет необходимости, так как воздействие организмов на горные породы всегда можно свести к процессам физического или химического выветривания

Физическим выветриванием называется дезинтеграция горной породы, не сопровождающаяся химическими изменениями ее состава. В зависимости от главного действующего фактора и характера разрушения горных пород физическое выветривание делят на температурное и механическое.

Температурное выветривание происходит без участия внешнего механического воздействия и вызывается изменением температуры. Интенсивность температурного выветривания зависит от состава породы, ее строения (текстуры и структуры), а также от окраски, трещиноватости и ряда других факторов.

Большое значение при температурном выветривании имеют амплитуда и особенно скорость изменения температуры. Поэтому суточные колебания температуры при выветривании играют большее значение, нежели сезонные.

Температурное выветривание наблюдается во всех климатических зонах, но наиболее интенсивно оно протекает в областях, характеризующихся резкими контрастами температур, сухостью воздуха, отсутствием или слабым развитием растительного покрова. Такими областями являются прежде всего тропические и внетропические пустыни. Интенсивно температурное выветривание протекает также на крутых склонах высоких гор.

Механическое выветривание происходит под воздействием таких факторов, как замерзание воды в трещинах и порах горных пород, кристаллизация солей при испарении воды. Как видно из сказанного, оно тесно связано с температурным выветриванием.

Особенно сильный и быстрый механический разрушитель горных пород— вода. При ее замерзании в трещинах и порах горных пород возникает огромное давление, в результате которого порода распадается на обломки. Это явление часто называют *морозным выветриванием*. Предпосылками морозного выветривания служат трещиноватость горных пород, наличие воды и соответствующие температурные условия.

Следует отметить, что интенсивность морозного выветривания определяется не амплитудой, а частотой колебания температуры около точки замерзания воды, т. е. около 0° . Вследствие этого наиболее интенсивно морозное выветривание происходит в полярных странах, а также в горных районах, преимущественно выше снеговой границы.

Раздробляющее действие кристаллизующихся солей заметнее наблюдается в условиях жаркого, сухого климата. Здесь днем при сильном нагревании солнцем влага, находящаяся в капиллярных трещинах, подтягивается к поверхности, и соли, содержащиеся в ней, кристаллизуются. Под давлением растущих кристаллов трещины расширяются, что приводит в конечном счете к нарушению монолитности горных пород, к их разрушению.

Разрушению горных пород способствуют намокание и высыхание (этот фактор особенно важен для глин, суглинков, мергелей), а также физическое воздействие организмов (корней растений, землероев, камнеточцев).

В результате физического выветривания компактные породы распадаются на остроугольные обломки различной формы, величины, т. е. образуется материал, из которого формируются осадочные обломочные породы — глыбы, щебень, дресва.

По мере дробления горных пород интенсивность физического выветривания ослабевает и создаются все более благоприятные условия для химического выветривания.

Химическое выветривание есть результат взаимодействия горных пород наружной части литосферы с химически активными элементами атмосферы, гидросферы и биосферы. Наибольшей химической активностью обладают, как известно, кислород, углекислый газ, вода, органические кислоты. С воздействием этих веществ на горные породы и связано в основном *химическое выветривание*, сущность которого заключается в коренном изменении минералов и горных пород и образовании новых минералов и пород, отличных от первоначальных. Изменение исходных минералов и горных пород, их разрушение и разрыхление (наблюдаемое, правда, не всегда) происходит в результате растворения, гидратации, окисления и гидролиза.

Химическое выветривание наблюдается повсеместно. Однако наиболее интенсивно оно протекает в областях с влажным климатом и хорошо развитым растительным покровом. Интенсивность процесса резко возрастает с повышением температуры. Поэтому химическое выветривание достигает максимальной интенсивности в зоне влажных тропических лесов. Оно резко замедляется в полярных областях, где средняя температура года ниже 0°. Ослаблено химическое выветривание в аридных тропических и субтропических областях вследствие малого количества осадков и на крутых склонах гор из-за быстрого удаления продуктов выветривания.

В результате химического выветривания образуются растворимые и тонкодисперсные продукты выветривания, обладающие повышенной миграционной способностью.

Коры выветривания. Продукты выветривания в одних случаях могут быстро удаляться с поверхности породы по мере их образования, в других — накапливаться на поверхности, в третьих — уже накопившиеся продукты выветривания могут быть удалены на последующей стадии развития территории.

Совокупность остаточных (несмещенных) продуктов выветривания называют *корой выветривания*. Существует целый ряд классификаций коры выветривания. Большинство авторов выделяют следующие типы кор: а) *обломочная*, состоящая из химически неизмененных или слабо измененных обломков исходной породы б) *гидрослюдистая кора*, характеризующаяся слабыми химическими изменениями коренной породы, но уже содержащая глинистые минералы — гидрослюды, образующиеся за счет изменений полевых шпатов и слюд; в) *монтмориillonитовая кора*, отличающаяся глубокими химическими изменениями первичных минералов; главный глинистый минерал — монтмориillonит; г) *каолинитовая кора*; д) *красноземная* и е) *латеритная*. Последние два типа коры представляют собой результат длительного и интенсивного выветривания с полным изменением первичного состава исходных пород.

Каждый из выделенных выше типов кор выветривания имеет зональный характер. Обломочные коры преобладают в полярных и высокогорных областях, а также в каменистых пустынях низких широт. Гидрослюдистые коры характерны для холодных и умеренных областей с вечной мерзлотой. Монтмориillonитовая кора образуется в степных и полупустынных областях, каолинитовая и красноземная наиболее характерны для субтропиков и, наконец, латеритная кора формируется при наиболее активном химическом выветривании в условиях жаркого и влажного экваториального климата.

В некоторых случаях в процессе выветривания происходит не разрыхление, а цементация рыхлых пород. Так, в условиях жаркого и сухого

климата наблюдается цементация рыхлых поверхностных образований углекислой известью, гипсом или поваренной солью. В областях с несколько большим количеством осадков преобладает известковый цемент, с увеличением аридности климата углекислая известь заменяется гипсом. Мощность известково-гипсовых кор достигает 2 м.

Еще более мощные коры образуются в условиях тропического климата с четко выраженными сухим и влажным сезонами года. Здесь коры образуются за счет цементации окислами железа, реже — алюминия. Подобные коры выполняют роль бронирующего пласта, предохраняя нижележащие рыхлые образования от эрозии и дефляции. В ряде случаев наличие мощных железистых кор способствует формированию инверсионных форм рельефа.

ТЕМА 2. РЕЛЬЕФООБРАЗУЮЩИЕ ПРОЦЕССЫ

Эндогенные процессы обуславливают различные типы тектонических движений и связанные с ними деформации земной коры. Они являются причиной землетрясений, эффузивного и интрузивного магматизма. Они же лежат в основе дифференциации вещества в недрах Земли и формирования различных типов земной коры. В совокупности эндогенные процессы не только способствуют возникновению разнообразных по морфологии и размерам форм рельефа, но во многих случаях контролируют как характер, так и интенсивность деятельности экзогенных процессов. Все это определяет исключительно важную роль эндогенных процессов в рельефообразовании на поверхности Земли.

Различают три типа тектонических движений: *складкообразовательные, разрывообразовательные и вертикальные колебательные движения*. Каждый из этих типов тектонических движений обуславливает различные типы деформаций земной коры, прямо или опосредствованно отражающиеся в рельефе.

2.1. Складчатые нарушения в рельефе и их проявления в рельефе

Элементарными видами складок являются *антиклина́ли* и *синклинали́*. В наиболее простом случае антиклина́ли и синклинали́ находят прямое выражение в рельефе или на их месте формируется четко выраженный инверсионный рельеф.

Примеры подобного рода приведены выше. Чаще всего характер взаимоотношения складчатых структур и рельефа более сложный (рис 6). Обусловлено это тем, что рельеф складчатых областей зависит не только от типов складок и их формы в профиле и плане. Он во многом определяется составом и степенью однородности пород, смятых в складки, характером, интенсивностью и длительностью воздействия внешних сил, тектоническим режимом территории. Находят отражение в рельефе размер и внутреннее строение складок. Небольшие и относительно простые по строению складки выражаются в рельефе обычно в виде невысоких компактных хребтов (Терский и Сунженский хребты северного склона Большого Кавказа и др.). 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 и Актау на Мангышлаке и др.). Еще более крупные поднятия, состоящие из нескольких антиклинориев и синклинориев и называемые *мегантиклинориями*, обычно образуют мегаформы рельефа. Они имеют облик горной страны, состоящей из нескольких хребтов и разделяющих их впадин (горные сооружения Большого и Малого Кавказа, соответствующие мегантиклинориям того же названия).

Складкообразование, наиболее полно проявляющееся в подвижных зонах земной коры — геосинклинальных областях, обычно сопровождается разрывными нарушениями, интрузивным и эффузивным магматизмом. Все эти процессы усложняют структуру складчатых областей и проявление складчатых структур в рельефе. Если учесть при этом разнообразие внешних факторов, воздействующих на складчатые структуры, интенсивность проявления и длительность их воздействия, станет понятным то разнообразие структурно-денудационного рельефа, которое наблюдается в пределах складчатых областей Земного шара.

2.2.Разрывные нарушения и их проявления в рельефе

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 более или менее глубокие трещины. Наиболее крупные разрывные нарушения, распространяющиеся на большую глубину (вплоть до верхней мантии) и имеющие значительную длину и ширину, называют *глубинными разломами*. Глубинные разломы фактически представляют собой более или менее широкие зоны интенсивного дробления пород. Нередко выделяют в качестве особого типа *сверхглубинные разломы*, которые уходят своими корнями в мантию.

Подобно складчатым, разрывные нарушения находят прямое или опосредствованное отражение в рельефе. Так, геологические молодые сбросы или надвиги морфологически нередко выражены уступом топографической поверхности, высота которого может до известной степени характеризовать величину вертикального смещения блоков. 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. Так образуются *глыбово-тектонические* или *сбросово-тектонические горы*. С точки зрения структурных особенностей перемещенных блоков различают *столовые глыбовые* и *складчато-глыбовые горы*. Первые возникают на участках первичной поверхности, сложенной горизонтальными или наклонными, не смятыми в складки пластами осадочных пород. Примером таких гор может служить Столовая Юра. Широко развиты столовые глыбовые горы в Африке. Складчатые глыбовые горы возникают на месте развития древних складчатых структур. К их числу относятся Алтай, Тянь-Шань и др.

По занимаемой на земной поверхности площади глыбовые горы не уступают складчатым. Да и в пределах складчатых гор роль Разрывной тектоники чрезвычайно велика. Крупные складчатые нарушения обычно сочетаются с разрывными. Обособление антиклиналей (антиклинорий) и синклиналей (синклинорий) часто сопровождается образованием ограничивающих разломов. В результате образуются *горст-антиклинали* (*горст-антиклинории*) или *грабен-*

синклинали (грабен-синклинии), которые во многих случаях и определяют внутреннюю структуру складчато-глыбовых гор. Так, главный и Боковой хребты Большого Кавказа являются сложно построенными мегагорст-антиклинориями.

Особенно велика рельефообразующая роль разрывных нарушений в областях распространения древних складчатых областей, где в результате последующих тектонических движений в ряде мест сформировались *глыбовые*, или *сбросовые*, горы. Примерами рельефа такого типа могут служить глыбовые горы Забайкалья, Большого Бассейна Северной Америки. Четко проявляется в рельефе глыбовая структура гор Центральной Европы, где такие горные массивы как Гарц, Шварцвальд, Тюрингенский лес и др., являются типичными горстами (рис. 7).

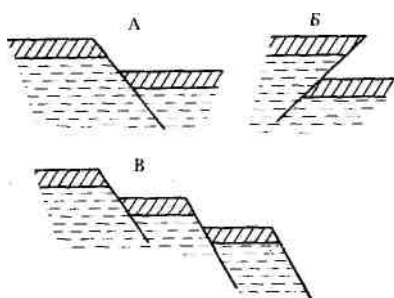


Рис. 7. Уступы рельефа, образованные в результате разрывных нарушений
A — сброса, *B* — надвига,
B — ступенчатого сброса

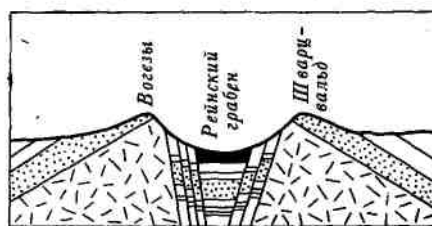


Рис.8.Схематический профиль через Вогезы, Шварцвальд и Рейнский грабен

Разумеется, не всегда структуры, обусловленные разрывными нарушениями, находят прямое отражение в рельефе. Могут быть и иные соотношения. В результате более интенсивной денудации блока, испытавшего поднятие, топографическая поверхность последнего может оказаться на одном уровне с поверхностью опущенного блока (рис. 9, *A*). При определенных условиях может сформироваться инверсионный рельеф: более высокое гипсометрическое положение будет занимать поверхность блока, испытавшего опускание (рис. 9, *B*). Воздействием внешних сил на структуры, возникающие в

результате разрывных нарушений, объясняется и то, что разные по происхождению структуры могут получить одинаковое морфологическое отражение в рельефе (рис. 9, *В, Г*).

Рельефообразующая роль разрывных нарушений сказывается также в том, что трещины и разломы, как наиболее податливые зоны земной коры, часто служат местами заложения эрозионных форм разных порядков. Этому способствует не только раздробленность породы вдоль зон нарушений, но и концентрация в них поверхностных и подземных вод. Эрозионные формы, заложившиеся по трещинам и разломам, принимают их направление и в плане (на картах, аэро- и космических снимках) обычно имеют ортогональный характер: прямолинейные участки долин чередуются с резкими изгибами под прямыми или острыми углами.

Системы разломов могут определять очертания береговых линий морей и океанов (п-ов Сомали, Синайский п-ов и др.).

Вдоль линий разрывных нарушений часто наблюдаются выходы магматических пород, горячих и минеральных источников, различные специфические формы мезо- и микрорельефа, не свойственные окружающей территории. Иногда вдоль линий разломов располагаются цепочки вулканов. К зонам глубинных и сверхглубинных разломов приурочены фокусы глубинных землетрясений.

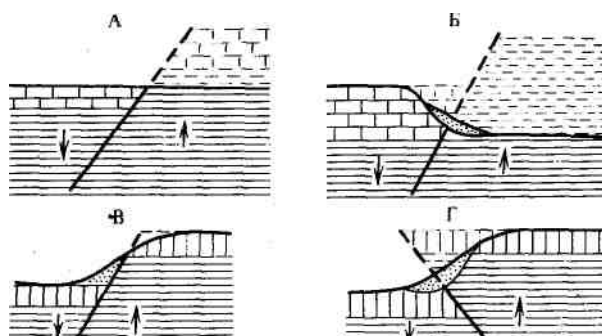


Рис. 9. Разрывные нарушения и их отражение во вторичном рельефе: *А* — сброс, не выраженный в рельефе; *Б* — инверсионный рельеф (опущенное крыло возвышается над поднятым); сброс *В* и надвиг *Г*, получившие в результате денудации одинаковое выражение в рельефе

По регистрации фокусов таких землетрясений удалось установить, что некоторые сверхглубинные разломы проникают в недра Земли на 500—700 км, пронизывают земную кору и верхнюю мантию и берут начало где-то в нижней мантии. Выходы некоторых сверхглубинных разломов на поверхность Земли выражены в рельефе *глубоководными желобами* — своеобразными формами рельефа, к которым приурочены максимальные глубины океанов.

Велика рельефообразующая роль разломной тектоники в пределах так называемых *рифтовых зон*, или *рифтогенов*, где с нею связано образование узких, резко выраженных отрицательных форм рельефа — *рифтовых долин*. Примерами их могут быть рифтовые долины сводовых частей срединно-океанических хребтов, рифтовая впадина Мертвого моря в Передней Азии и др.

Следовательно, разрывные нарушения оказывают весьма существенное воздействие на формирование и морфологию рельефа, причем степень этого воздействия во многом определяется тектонической активностью в настоящее время или активностью недавнего геологического прошлого.

Причиной складчатых и разрывных нарушений являются вертикальные движения земной коры. О роли горизонтальных движений в эндогенных процессах и формировании рельефа ни среди тектонистов, ни среди геоморфологов единого мнения нет. Многие тектонисты считают, что горизонтальные движения земной коры имеют огромное значение. Они обуславливают перемещение материковых массивов и являются причиной образования целых океанов, таких, как Атлантический или Индийский. Наиболее полное отражение это направление в тектонике получило в учении Вегенера о горизонтальном перемещении материков, а в последнее время — в новой гипотезе «глобальной тектоники», или «тектоники плит», рассматривающей образование всех океанов как результат горизонтального раздвижения крупнейших плит литосферы.

Некоторые исследователи полагают, что горизонтальные движения земной коры не следует переоценивать, хотя они, несомненно, существуют. Даже в таких процессах, как образование взбросов и надвигов, имеют место горизонтальные

движения. Смещения блоков земной коры по отношению друг к другу в горизонтальном направлении в более крупных масштабах называются сдвигами. При складчатых нарушениях горизонтальные движения вызывают образование лежащих и опрокинутых складок. Ряд исследователей полагает, что возможны очень крупные горизонтальные пликативные дислокации, при которых массы земной коры перемещаются в горизонтальном направлении на десятки и даже сотни километров. Возникают огромные лежащие складки. При этом более молодые в геологическом отношении породы могут оказаться погребенными под складчатой серией более древних, перемещенных пород. Такие огромные лежащие складки называют *шарьяжами*. Большинство ученых, изучающих структуру Альп, полагают, что в их строении шарьяжам принадлежит важнейшее место.

Горизонтальные движения земной коры происходят при образовании горстов, грабенов, рифтов. Известно, например, что впадина Красного моря, представляющая собой гигантский молодой грабен-рифт, расширяется, ее борта смещаются в разные стороны относительно осевой линии рифта на несколько миллиметров в год.

Имеются также сведения о том, что во время катастрофического чилийского землетрясения в 1960 г. отмечалось смещение края суши относительно твердых геодезических точек на 16 м в западном направлении. В последующие годы произошло обратное смещение края суши.

Крупные горизонтальные перемещения земной коры отмечаются на дне океанов, там, где срединно-океанические хребты пересекаются глубинными океаническими разломами. Смещения достигают нескольких сотен километров. Все эти явления более подробно рассмотрены ниже, в обзоре планетарных форм рельефа.

Таким образом, горизонтальные движения земной коры несомненно существуют и они заметно проявляются в рельефе Земли.

2.3.Рельфообразующая роль колебательных движений земной коры

Кроме складкообразовательных и разрывообразовательных движений выделяют также *колебательные*, или *эпейрогенетические*, движения, под

которыми понимают постоянные и повсеместные вертикальные движения земной коры различного знака, разных масштабов, различные по площадному распространению, скоростям и амплитудам, не создающие складчатых структур.

Рельефообразующая роль тектонических движений этого типа огромна. Они участвуют в образовании форм рельефа самого разного масштаба. Так, вертикальные тектонические движения самого высшего порядка охватывают огромные площади, не считаясь с границами крупнейших структур земной коры — геосинклиналей и платформ. Они лежат в основе формирования наиболее крупных, планетарных форм рельефа земной поверхности.

Вертикальные движения второго порядка образуют антеклизы и синеклизы в пределах платформ, поднятия и прогибы — в геосинклинальных областях. Эти крупные структуры находят отражение в рельефе в виде мега- и макроформ рельефа. Например, Прикаспийская низменность соответствует прикаспийской синеклизе, Волыно-Подольская возвышенность — украинскому щиту, Большой Кавказ — одному из мегантиклинорий альпийской складчатой зоны и т. д.

Вертикальные движения третьего порядка лежат в основе формирования рельефа складчато-глыбовых и столово-глыбовых гор.

Вертикальная составляющая тектонических движений всегда присутствует и большей частью превалирует при образовании сбросов, надвигов, грабенов и горстов, а следовательно, и соответствующих этим структурам форм рельефа. По мнению ряда ученых, именно вертикальные движения являются первопричиной складкообразовательных движений. Если в целом это положение спорно, то образование ряда типов складок под влиянием вертикальных тектонических движений, по-видимому, справедливо. Например, складки, образованные при поднятии блоков земной коры за счет неравномерного давления снизу; гравитационные складки, возникающие на склонах тектонических поднятий, и некоторые другие.

Рельефообразующая роль вертикальных тектонических движений высшего порядка заключается также в том, что они контролируют распределение

площадей, занятых сушей и морем (обуславливают морские трансгрессии и регрессии), определяют конфигурацию материков и океанов.

2.4. Рельефообразующая роль новейших тектонических движений земной коры

В настоящее время установлено, что главная роль в формировании основных черт современного рельефа эндогенного происхождения принадлежит *новейшим тектоническим движениям*, под которыми большинство исследователей понимают движения, имевшие место в неоген-четвертичное время. Об этом достаточно убедительно свидетельствует, например, сопоставление гипсометрической карты СНГ и карты новейших тектонических движений (рис. 10). Так, областям со слабовыраженными вертикальными положительными тектоническими движениями в рельефе соответствуют равнины, невысокие плато и плоскогорья с тонким чехлом четвертичных отложений: Восточно-Европейская равнина, значительная часть Западно-Сибирской низменности, плато Устюрт, Среднесибирское плоскогорье.

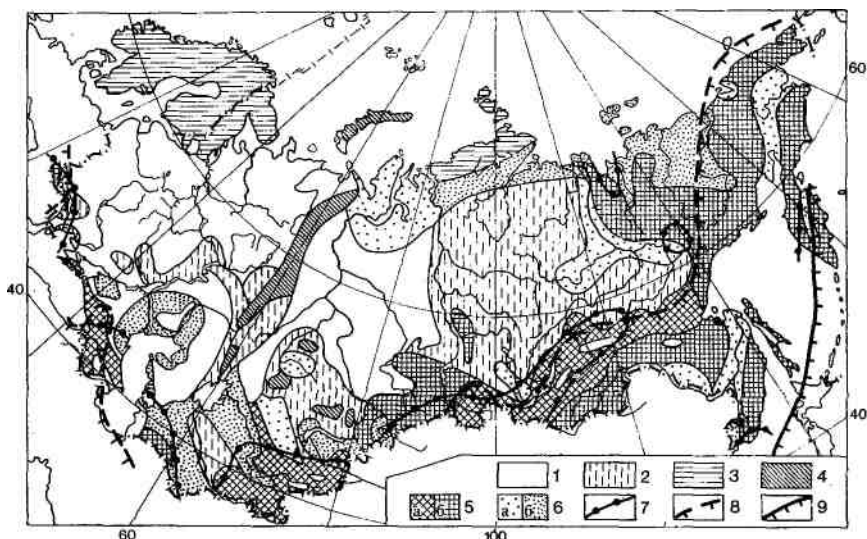


Рис. 10. Схема новейших (неоген-четвертичных) тектонических движений на территории СНГ (по Н. И. Николаеву, значительно упрощена):

1 — области весьма слабо выраженных положительных движений; 2 — области слабо выраженных линейных положительных движений; 3 — области интенсивных сводовых поднятий; 4 — области слабо выраженных линейных поднятий и опусканий; 5 — области интенсивных линейных поднятий с большими (а) и значительными (б) градиентами вертикальных движений; 6 — области намечающихся (а) и преобладающих (б) опусканий; 7 — граница-

областей сильных землетрясений (7 баллов и более); 8 — граница проявления неоген-четвертичного вулканизма; 9—граница распространения действующих вулканов.

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

Следовательно, рельефообразующая роль новейших тектонических движений проявилась прежде всего в деформации топографической поверхности, в создании положительных и отрицательных форм рельефа разного порядка. Через дифференциацию топографической поверхности новейшие тектонические движения контролируют расположение на поверхности Земли областей сноса и аккумуляции и, как следствие этого, областей с преобладанием денудационного (выработанного) и аккумулятивного рельефа. Скорость, амплитуда и контрастность новейших движений существенным образом влияют на интенсивность проявления экзогенных процессов и также находят отражение в морфологии и морфометрии рельефа.

Выражение в современном рельефе структур, созданных неотектоническими движениями, зависит от типа и характера неотектонических движений, литологии деформируемых толщ и конкретных физико-географических условий. Одни структуры находят прямое отражение в рельефе, на месте других формируется обращенный рельеф, на месте третьих — различные типы переходных форм от прямого рельефа к обращенному. Разнообразие соотношений между рельефом и геологическими структурами особенно характерно для мелких структур. Крупные структуры, как правило, находят прямое выражение в рельефе.

Формы рельефа, обязанные своим происхождением неотектоническим структурам, получили название *морфоструктур*. Морфоструктурами мы будем

называть формы рельефа разного масштаба, морфологический облик которых в значительной степени соответствует типам создавших их геологических структур.

Данные, которыми располагают в настоящее время геология и геоморфология, свидетельствуют о том, что земная кора испытывает деформации практически всюду и разного характера: и колебательные, и складкообразовательные, и разрывообразовательные. Так например, в настоящее время поднятие испытывают территория Фенноскандии и значительная часть территории Северной Америки, примыкающей к Гудзонову заливу. Скорости поднятий; этих территорий весьма значительны. В Фенноскандии они составляют 10 мм в год (метки уровня моря, сделанные в XVIII в. на берегах Ботнического залива, приподняты над современным уровнем на 1,5—2,0 м).

Берега Северного моря в пределах Голландии и соседних с нею областей опускаются, вынуждая жителей строить плотины для защиты территории от наступания моря.

Интенсивные тектонические движения испытывают области альпийской складчатости и современных геосинклинальных поясов. По имеющимся данным, Альпы за неоген-четвертичное время поднялись на 3—4 км, Кавказ и Гималаи только за четвертичное время поднялись на 2—3 км, а Памир на 5 км. На фоне поднятий отдельные участки в пределах областей альпийской складчатости испытывают интенсивные погружения. Так, на фоне поднятия Большого и Малого Кавказа заключенная между ними Куро-Араксинская низменность испытывает интенсивное погружение. Свидетельством существующих здесь разнонаправленных движений служит положение береговых линий древних морей, предшественников современного Каспийского моря. Прибрежные осадки одного из таких морей — позднебакинского, уровень которого располагался на абсолютной высоте 10—12 м, в настоящее время прослеживаются в пределах юго-восточной периклинали Большого Кавказа и на склонах Талышских гор на абсолютных отметках +200—300 м, а в пределах Куро-Араксинской низменности вскрыты скважинами на абсолютных отметках минус 250—300 м.

Интенсивные тектонические движения наблюдаются в пределах срединноокеанических хребтов.

О проявлении неотектонических движений можно судить по многочисленным и весьма разнообразным геоморфологическим признакам. Приведем некоторые из них: а) наличие морских и речных террас, образование которых не связано с воздействием изменения климата; б) деформации морских и речных террас и древних поверхностей денудационного выравнивания; в) глубоко погруженные или высоко приподнятые над уровнем моря коралловые рифы; г) затопленные морские береговые формы и некоторые подводные карстовые источники, положение которых нельзя объяснить эвстатическими колебаниями уровня Мирового океана или другими причинами; д) антецедентные долины, образующиеся в результате пропиливания рекой возникающего на ее пути тектонического повышения— антиклинальной складки или блока.

О проявлении неотектонических движений можно судить и по ряду косвенных признаков. Чутко реагируют на них флювиальные формы рельефа. Так, участки, испытывающие тектонические поднятия, обычно характеризуются увеличением густоты и глубины эрозионного расчленения по сравнению с территориями, стабильными в тектоническом отношении или испытывающими погружение. Меняется на таких участках и морфологический облик эрозионных форм: долины обычно становятся уже, склоны круче, наблюдаются изменения продольного профиля рек и резкие изменения направления их течения в плане, не объяснимые другими причинами, и т. д.

Таким образом, существует тесная связь между характером и интенсивностью новейших тектонических движений и морфологией рельефа. Эта связь позволяет широко использовать геоморфологические методы при изучении неотектонических движений и геологической структуры земной коры.

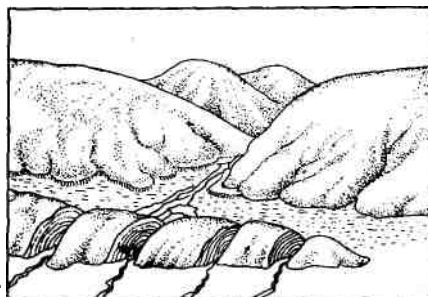


Рис. 11. Антецедентные сквозные ущелья рукавов р. Гердыманчай в восточной оконечности Карамарьянской гряды.⁴² Азербайджанская ССР (по В. А. Гроссгейму)

Кроме новейших тектонических движений, различают так называемые *современные движения*, под которыми, согласно В. Е. Хаину, понимают движения, проявившиеся в историческое время и проявляющиеся сейчас. О существовании таких движений свидетельствуют многие историко-археологические данные, а также данные повторных нивелировок. Отмеченные в ряде случаев большие скорости этих движений диктуют настоятельную необходимость их учета при строительстве долговременных сооружений — каналов, нефте- и газопроводов, железных дорог и др.

2.5.Магматизм и рельефообразование

Магматизм играет важную и весьма разнообразную роль в рельефообразовании. Это относится и к интрузивному и к эффузивному магматизму. Формы рельефа, связанные с интрузивным магматизмом, могут быть как результатом непосредственного влияния магматических тел (батолитов, лакколлитов и др.), так и следствием препарировки интрузивных магматических пород, которые, как уже упоминалось, нередко являются более стойкими к воздействию внешних сил, чем вмещающие их осадочные породы.

Батолиты чаще всего приурочены к осевым частям антиклинорий. Они образуют крупные положительные формы рельефа, поверхность которых осложнена более мелкими формами, обусловленными своим возникновением воздействию тех или иных экзогенных агентов в зависимости от конкретных физико-географических условий.

Примерами довольно крупных гранитных батолитов на территории СНГ могут служить массив в западной части Зеравшанского хребта в Средней Азии (рис. 12), крупный массив в Конгуро-Алагезском хребте в Закавказье.

Лакколлиты встречаются в одиночку или группами и часто выражаются в рельефе положительными формами в виде куполов или «караваев». Хорошо известны лакколлиты Северного Кавказа в районе г. Минеральные Воды: горы Бештау, Лысая, Железная, Змеиная и др. Типичные, хорошо выраженные в рельефе лакколлиты известны также в Крыму (горы Аю-Даг, Кастель).

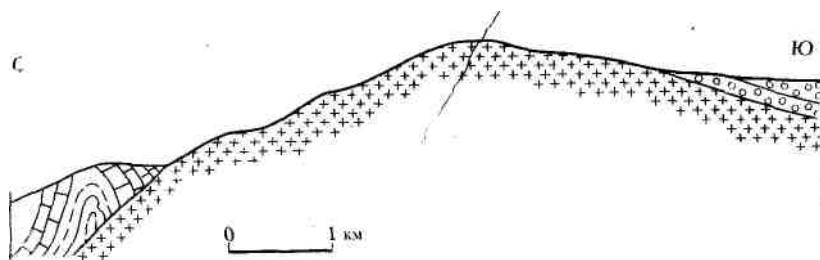


Рис.12.Профиль батолита Чакул-Кален, Жетайшанский хребет

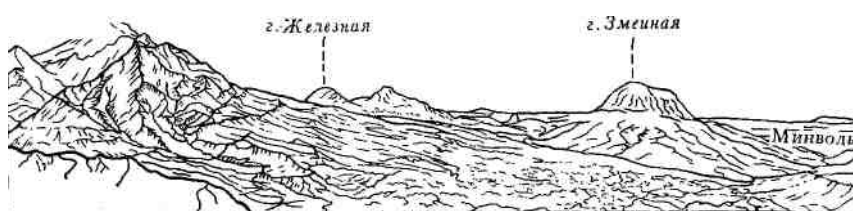


Рис. 13. Лакколиты Минеральных Вод, Северный Кавказ (рис. Н. П. Костенко)

От лакколитов и других интрузивных тел нередко отходят жилородные ответвления, называемые *апофизами*. Они секут вмещающие породы в разных направлениях. Отпрепарированные апофизы на земной поверхности образуют узкие, вертикальные или крутопадающие тела, напоминающие разрушающиеся стены рис 12.

Пластовые интрузии выражаются в рельефе в виде ступеней, аналогичных структурным ступеням, образующимся в результате избирательной денудации в осадочных породах (рис. 12, Л—А). Отпрепарированные пластовые интрузии широко распространены в пределах Среднесибирского плоскогорья, где они связаны с внедрением пород *трапповой формации*.

Магматические тела усложняют складчатые структуры и их отражение в рельефе.

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

специальной геологической науки — вулканологии, но ряд аспектов проявления вулканизма имеет непосредственное значение для геоморфологии.

В зависимости от характера выводных отверстий различают извержения *площадные, линейные, центральные*. Площадные извержения привели к образованию обширных по площади лавовых плато. Наиболее известные из них — лавовые плато Британской Колумбии и Декана (Индия). Сплошным покровом обширные пространства земной поверхности излившиеся массы могут покрывать и при трещинном вулканизме.

В современную геологическую эпоху наиболее распространенным видом вулканической деятельности является центральный тип извержений, при котором магма поступает из недр к поверхности к определенным «точкам», обычно располагающимся на пересечении двух или нескольких разломов. Поступление магмы происходит по узкому питающему каналу. Продукты извержения отлагаются периклинально (т. е. с падением во все стороны) относительно выхода питающего канала на поверхность. Поэтому обычно над центром извержения возвышается более или менее значительная аккумулятивная форма — собственно вулкан. В вулканическом процессе почти всегда можно различить две стадии — взрывную, или эруптивную, и стадию выброса и накопления вулканических продуктов. Каналообразный путь на поверхность пробивается в первой стадии. Выход лавы на поверхность сопровождается взрывом. В результате верхняя часть канала воронкообразно расширяется, образуя отрицательную форму рельефа — кратер. Последующее излияние лавы и накопление пирокластического материала происходит по периферии этой отрицательной формы. В зависимости от стадии деятельности вулкана, а также характера накопления продуктов извержения выделяют несколько морфогенетических типов вулканов: маары, экструзивные купола, щитовые вулканы, стратовулканы.

Маар — отрицательная форма рельефа, обычно воронкообразная или цилиндрическая, образующаяся в результате вулканического взрыва. По краям такого углубления пойти нет никаких вулканических накоплений. Все известные

в настоящее время маары — не действующие, реликтовые образования/Большое число мааров. описано в области Эйфель в ФРГ, в Центральном массиве во, Франции. Большинство мааров в условиях влажного климата заполняется водой и превращается в озера. Размеры мааров — от 200 м до 3,5 км в поперечнике и в глубине от 60 до 400 м. Кратеры взрыва, у которых в результате длительной денудации уничтожена поверхностная часть вулканического аппарата, называют *трубками взрыва*. Древние трубки взрыва в ряде случаев оказываются заполненными ультраосновной магматической породой — кимберлитом. Кимберлит — алмазоносная порода, и подавляющее большинство месторождений алмазов (в Южной Африке, в Бразилии, в Якутии) связано с кимберлитовыми трубками.

Морфология аккумулятивных вулканических образований в большой мере зависит от состава эффузивных продуктов.

Экструзивные купола — вулканы, образующиеся при поступлении на поверхность кислой лавы, например, липаритового состава. Такая лава из-за быстрого остывания и высокой вязкости неспособна растекаться и давать лавовые потоки. Она нагромождается непосредственно над жерлом вулкана и, быстро покрываясь шлаковой коркой, принимает форму купола с характерной концентрической структурой. Размеры таких куполов — до нескольких километров в поперечнике и не более 500 м в высоту. Экструзивные купола известны в Центральном французском массиве, в Армении и других местах.

Щитовые вулканы образуются при извержении центрального типа в тех случаях, когда извергается жидкая и подвижная базальтовая лава, способная растекаться на большие расстояния от центра извержения. Накладываясь друг на друга, потоки лавы формируют вулкан с относительно пологими склонами — порядка 6—8 градусов, редко больше. В некоторых случаях вокруг кратера образуется лишь узкий кольцевой вал с более крутыми склонами. Возникновение таких валов связывают с лавовыми фонтанами, которые набрасывают шлак на край кратера.

Щитовые вулканы очень характерны для вулканического ландшафта Исландии. Они здесь небольших размеров, потухшие. Примером щитового вулкана может служить гора Дингья. Основание ее около 6 км в поперечнике, относительная высота — порядка 500 м, поперечник кратера — около 500 м. Для геологического разреза вулкана характерна слоистость, обусловленная многократностью излияний лавы.

Другой областью, для которой щитовые вулканы особенно характерны, являются Гавайи. Гавайские вулканы гораздо крупнее исландских. Самый крупный из Гавайских островов — о. Гавайи — состоит из трех вулканов (Мауна-Кеа, Мауна-Лоа и Килауэа) щитового типа. Из них Мауна-Лоа поднимается над уровнем моря на 4170 м. Несмотря на столь громадные размеры, склоны этих гор очень пологие. У основания вулканов уклон поверхности не превышает 3° , выше постепенно нарастает до 10° , а с высоты 3 км вновь сильно уменьшается. Вершины вулканов имеют вид лавового плато, посередине которого располагается гигантский кратер, имеющий вид лавового озера.

Наряду с вулканами, выбрасывающими только жидкую лаву, есть такие, которые извергают только твердый обломочный материал — пепел, песок, вулканические бомбы, лапилли. Это так называемые *шлаковые вулканы*. Они образуются при условии, если лава перенасыщена газами и ее выделение сопровождается взрывами, во время которых лава распыляется, ее брызги быстро отвердевают. В отличие от лавовых конусов крутизна склонов шлаковых вулканов до 45° , т. е. близка к крутизне естественного откоса. Склоны тем круче, чем грубее материал, который их слагает.

Шлаковые конусы многочисленны в Армении. Большинство их здесь приурочено к склонам более крупных стратовулканов, мелкие формы нередко образуются прямо на лавовых потоках. Рост таких конусов может происходить очень быстро. Так, шлаковый конус Монте-Нуова (Италия, окрестности Неаполя) возник в течение нескольких дней буквально на ровном месте и в настоящее время представляет собой холм высотой до 140 м. Самые крупные вулканические постройки — *стратовулкан*. В строении стратовулканов

участвуют как слои лав, так и слои пирокластического материала. Многие стратовулканы имеют почти правильную коническую форму: Фудзияма в Японии, Ключевская Кратонская сопка на Камчатке, Попокатепетль в Мексике. Среди этих образований нередки горы высотой 34 км. Некоторые вулканы достигают 6 км. Многие стратовулканы несут на своих вершинах вечные снега и ледники.

Как уже упоминалось, у большинства вулканов на вершине располагается воронкообразное углубление, через которое и осуществляется выброс вулканических продуктов, — кратер. У крупных вулканов может быть несколько кратеров, причем некоторые могут образоваться и на склоне. Их называют *паразитирующими кратерами*. Дно кратера в периоды между извержениями бывает заполнено застывшей лавой и нагромождениями глыб горных пород, свалившихся с его стен. Максимальных размеров кратеры достигают ; у вулканов гавайского типа. Например, диаметр кратера Мауна-Лоа 2440 м.

У многих потухших или временно недействующих вулканов кратеры заняты озерами.

У многих вулканов имеются так называемые *кальдеры*. Это очень крупные, в настоящее время недействующие кратеры, причем современные кратеры нередко располагаются внутри кальдеры. Известны кальдеры до 30 км в поперечнике. На дне кальдер рельеф относительно ровный, борта кальдер, обращенные к центру извержения, всегда очень крутые. Образование кальдер связано с разрывом жерла вулкана сильными взрывами. В некоторых случаях кальдера имеет провальное происхождение. У потухших вулканов расширение кальдеры может быть связано также с деятельностью экзогенных агентов.

Своеобразный рельеф образуют жидкие продукты извержения вулканов. Лава, излившаяся из центрального или боковых кратеров, стекает по склонам в виде потоков. Как уже говорилось, текучесть лавы определяется ее составом. Очень густая и вязкая лава успевает застыть и потерять подвижность еще в верхней части склона. При очень большой вязкости она может затвердеть в жерле,

образовав гигантский «лавовый столб» или «лавовый палец», как это было, например, при извержении вулкана Пеле на Мартиник в 1902 г. Обычно лавовый поток имеет вид сплюснутого вала, протягивающегося вниз по склону, с очень четко выраженным вздутием у своего окончания. Базальтовые лавы могут давать длинные потоки, которые распространяются на многие километры и даже десятки километров и прекращают свое движение на прилегающей к вулкану равнине или плато, или же в пределах плоского дна кальдеры. Базальтовые потоки длиной в 60—70 км не редкость на Гавайских островах и в Исландии.

Значительно менее развиты лавовые потоки липаритового или андезитового состава. Их длина редко превышает несколько километров. Вообще для вулканов, выбрасывающих продукты кислого или среднего состава, гораздо большую часть по объему составляет пирокластический, а не лавовый материал.

Застывая, лавовый поток сначала покрывается коркой шлака. В случае прорыва корки в каком-либо месте неостывшая часть лавы вытекает из-под корки. В результате образуется полость — *лавовый грот*, или *лавовая пещера*. При обрушении свода пещеры он превращается в отрицательную поверхностную форму рельефа — *лавовый желоб*. Желоба очень характерны для вулканических ландшафтов Камчатки.

Поверхность застывшего потока приобретает своеобразный микрорельеф. Наиболее распространены два типа микрорельефа поверхности лавовых потоков: а) *глыбовый микрорельеф* и б) *кишкообразная лава*. Глыбовые лавовые потоки представляют собой хаотическое нагромождение угловатых или оплавленных глыб с многочисленными провалами и гротами. Такие глыбовые формы возникают при высоком содержании газов в составе лав и при сравнительно низкой температуре потока. Кишкообразные лавы отличаются причудливым сочетанием застывших волн, извилистых складок, в целом действительно напоминающих «груды гигантских кишок или связки скрученных канатов» (И. С. Щукин). Образование такого микрорельефа характерно для лав с высокой температурой и с относительно малым содержанием летучих компонентов.

Выделение газов из лавового потока может носить характер взрыва. В этих случаях на поверхности потока происходит нагромождение шлака в виде конуса. Такие формы получили название *горнито*. Иногда они имеют вид столбов высотой до нескольких метров. При более спокойном и длительном выделении газов из трещин в шлаке образуются так называемые *фумаролы*. Ряд продуктов выделения фумарол в атмосферных условиях конденсируется, и вокруг места выхода газов образуются кратерообразные возвышения, сложенные продуктами конденсации.

При трещинных и площадных излияниях лав обширные пространства оказываются как бы заполненными лавой. Классической страной трещинных извержений является Исландия. Здесь подавляющая часть вулканов и лавовых потоков приурочена к депрессии, рассекающей остров с юго-запада на северо-восток (так называемый Большой⁴ грабен Исландии). Здесь можно видеть лавовые покровы, вытянутые вдоль разломов, а также зияющие трещины, еще не совсем заполненные лавами. Трещинный вулканизм характерен также для Армянского нагорья. Сравнительно недавно трещинные извержения имели место на Северном острове Новой Зеландии.

Объем потоков лав, излившихся из трещин в Большом грабене Исландии, достигают 10—12 куб. км. Грандиозные площадные излияния происходили в недавнем прошлом в Британской Колумбии, на плато Декан, в Южной Патагонии. Слившиеся разновозрастные лавовые потоки образуют здесь сплошные плато площадью до нескольких десятков и сотен тысяч квадратных километров. Так, лавовое плато Колумбии имеет площадь более 500 тыс. квадратных километров, а мощность слагающих его лав достигает 1100—1800 м. Лавы заполнили все отрицательные формы предшествующего рельефа, обусловив почти идеальное его выравнивание. В настоящее время высота плато от 400 до 1800 м. В его поверхности глубоко врезаются долины многочисленных рек. На самых молодых лавовых покровах здесь сохранились глыбовый микрорельеф, шлаковые конусы, лавовые пещеры и желоба.

При подводных вулканических извержениях поверхность излившихся магматических потоков быстро остывает. Значительное гидростатическое давление водной толщи препятствует взрывным процессам. В результате формируется своеобразный микрорельеф *шарообразных*, или *подушечных*, лав.

Излияния лавы не только образуют специфические формы рельефа, но могут существенным образом влиять на уже существующий рельеф. Так, лавовые потоки могут повлиять на речную сеть, вызвать ее перестройку. Перегораживая речные долины, они способствуют катастрофическим наводнениям или иссушению местности; потере ею водотоков. Проникая к берегу моря и застывая здесь, лавовые потоки изменяют очертания береговой линии, образуют особый морфологический тип морских побережий.

Излияния лав и выброс пирокластического материала неизбежно вызывает образование дефицита масс в недрах Земли. Последнее обуславливает быстрые опускания участков земной поверхности. В отдельных случаях началу извержения предшествует заметное поднятие местности. Так, например, перед извержением вулкана Усу «а острове Хоккайдо образовался крупный разлом, вдоль которого участок поверхности площадью около 3 км² за три месяца поднялся на 155 м, а после извержения произошло его опускание на 95 м.

Говоря о рельефообразующей роли эффузивного магматизма, следует отметить, что при вулканических извержениях могут происходить внезапные и очень быстро протекающие изменения рельефа и общего состояния окружающей местности. Особенно велики такие изменения при извержениях эксплозивного типа. Например, при извержении вулкана Кракатау в Зондском проливе в 1883 г., носившем характер серии взрывов, произошло разрушение большей части острова, и на этом месте образовались глубины моря до 270 м. Взрыв вулкана вызвал образование гигантской волны — цунами, которая обрушилась на берега Явы и Суматры. Она нанесла огромный вред прибрежным районам островов, приведя к гибели десятков тысяч жителей. Другой пример такого рода — извержение вулкана Катмай на Аляске в 1912 г. До извержения вулкан Катмай имел вид правильного конуса высотой 2286 м. Во время извержения вся верхняя

часть конуса была разрушена взрывами и образовалась кальдера до 4 км в поперечнике и до 1100 м глубиной. Вулканический рельеф подвергается в дальнейшем воздействию экзогенных процессов, приводящему к формированию своеобразных вулканических ландшафтов.

Флювиальные формы вулканических районов имеют свою специфику. Талые воды, грязевые потоки, образующиеся нередко при вулканических извержениях, атмосферные воды существенно воздействуют на склоны вулканов, в особенности на те, в строении которых главная роль принадлежит пирокластическому материалу. При этом образуется радиальная система овражной сети — так называемые *барранкосы*. Это глубокие эрозионные борозды, расходящиеся как бы по радиусам от вершины вулкана.

Барранкосы следует отличать от борозд, пропаханных в рыхлом покрове пепла и лапиллей крупными глыбами, выброшенными при извержении. Такие образования нередко называют *шаррами*. Шарры, как исходные линейные понижения, могут быть преобразованы затем в эрозионные борозды. Существует мнение, что значительная часть барранкосов заложена по бывшим шаррам.

Общий рисунок речной сети в вулканических районах также зачастую имеет радиальный характер. Другими отличительными особенностями речных долин в вулканических районах являются водопады и пороги, образующиеся в результате пересечения реками застывших лавовых потоков или траппов, а также плотинные озера или озеровидные расширения долин на месте спущенных озер, возникающих при перегораживании реки лавовым потоком. В местах скопления пепла, а также на лавовых покровах вследствие высокой водопроницаемости пород на обширных пространствах могут вообще отсутствовать какие-либо водотоки. Такие участки имеют облик каменистых пустынь.

Для многих вулканических областей характерны выходы напорных горячих вод, называемых *гейзерами*. Горячие глубинные воды содержат много растворенных веществ, выпадающих в осадок при охлаждении вод. Поэтому места выходов горячих источников бывают окружены натечными, зачастую причудливой формы террасами. Широко известны гейзеры и сопровождающие их

террасы в Йеллоустонском парке в США, на Камчатке (Долина гейзеров), в Новой Зеландии, в Исландии.

В вулканических областях встречаются также специфические формы выветривания и денудационной препарировки. Так, например, мощные базальтовые покровы или потоки базальтовой, реже андезитовой, лавы при остывании и под воздействием атмосферных агентов разбиваются трещинами на столбчатые отдельности. Нередко отдельности представляют собой многогранные столбы, которые очень эффектно выглядят в обнажениях. Выходы трещин на поверхность лавового покрова образуют характерный полигональный микрорельеф. Такие пространства лавовых выходов, разбитые системой полигонов — шестиугольников или пятиугольников, получили название *«мостовых гигантов»*.

При продолжительной денудации вулканического рельефа в первую очередь разрушаются накопления пирокластического материала. Более стойкие лавовые и другие магматические образования подвергаются препарировке экзогенными агентами. Характерными формами препарировки являются упоминавшиеся выше *дайки*, а также *некки* (отпрепарированные лавовые пробки, застывшие в жерле вулкана).

Глубокое эрозионное расчленение и склоновая денудация могут привести к разделению лавового плато на отдельные платообразные возвышенности, иной раз далеко отстоящие друг от друга. Такие останцовые формы получили название *мез* (в единственном числе — *меза*).

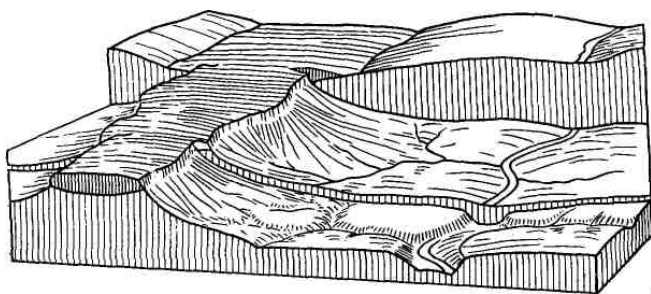


Рис. 14. Инверсия рельефа в вулканическом ландшафте. На заднем плане первичное положение потока лавы в долине; передний план — тот же лавовый поток отпрепарированный (по Дэвису)

В результате длительной денудации в вулканических районах могут возникать и инверсионные формы рельефа. Так, лавовые потоки, занимавшие первоначально понижения рельефа (долины), могут образовать продолговатую столовую возвышенность, поднимающуюся над окружающей местностью благодаря защитной роли бронирующего слоя лавы (рис. 13).

Вулканический рельеф широко распространен на поверхности Земли. До недавнего времени, говоря о географии вулканов, обычно имели в виду вулканы суши. Исследования последних десятилетий показали, что в океанах вулканических форм не меньше, а, по-видимому, даже значительно больше, чем на материках. Только в Тихом океане насчитывается не менее 3 тыс. подводных вулканов.

Подавляющая часть новейших и современных вулканов суши приурочена к совершенно определенным зонам. Одна из таких зон имеет в основном меридиональное направление и протягивается вдоль западных побережий обеих Америк. Другая хорошо изученная зона вулканических районов имеет широтное простирание. Она охватывает районы, прилегающие к Средиземному морю и тянется далее на восток, где пересекается в районе Индонезии с третьей вулканической зоной, соответствующей западной окраине Тихого океана. В пределах третьей зоны большинство действующих вулканов приурочено к *островным дугам* — гирляндам островов, обрамляющим окраины Тихого океана, прилегающим к Азии и Австралии. Вблизи островов известно и много подводных вулканов.

Сравнительно небольшое число вулканов приурочено к зонам разломов, рассекающих такие древние материковые платформы, как Африканская.

В океане многие вулканы образуют острова, расположенные вдалеке от материков. Из океанических вулканических островов можно назвать Гавайи, Азорские острова, Реюньон, Тристан-да-Кунья и многие другие. Особую вулканическую область представляет Исландия. На первый взгляд, распределение таких вулканов кажется незакономерным, спорадическим. Однако в распространении и этих вулканов имеется достаточно четкая закономерность.

Она станет ясной после того, как будут рассмотрены основные черты морфологии планетарных форм рельефа.

Исследователи рельефа и геологического строения дна океанов; единодушно отмечают, что часто встречающиеся здесь плосковершинные подводные горы *гайоты* представляют собой подводные вулканы, вершины которых при более низком относительном положении-уровня моря были срезаны абразией. Как показывают данные бурения и геофизических работ, коренные основания океанических коралловых островов также имеют вулканическое происхождение. Широко распространенный холмистый рельеф дна океана в основном, как полагают, создан вулканическими извержениями. Все это свидетельствует об особенно широком развитии вулканических процессов именно в пределах Мирового океана.

2.6. Землетрясения как фактор эндогенного рельефообразования

Подобно другим эндогенным факторам, землетрясения имеют заметное рельефообразующее значение. Геоморфологическая роль землетрясений выражается в образовании трещин, в смещении блоков земной коры по трещинам в вертикальном и горизонтальном направлениях, иногда в складчатых деформациях.

Известно, например, что при Ашхабадском землетрясении в 1948 г. на поверхности земли в результате сильных подземных толчков возникло множество трещин разной величины. Некоторые из них тянулись на многие сотни метров, пересекая холмы и долины, вне видимой связи с существующим рельефом. По ним произошло перемещение масс в вертикальном направлении с амплитудой иногда до 1 м. Во время Беловодского землетрясения в 1885 г. (Киргизия) в результате вертикального смещения по трещинам блоков земной коры образовались уступы высотой до 2,5 м. При землетрясении в Португалии (1775) набережная г. Лиссабона мгновенно ушла под воду и на ее месте глубина залива достигла 200 м. Во время землетрясения в Японии (1923) одна часть залива Сагами (к югу от г. Токио) площадью около 150 км² быстро поднялась на 200–250 м, а другая опустилась на 150—200 м.

Нередко в результате землетрясений образуются структуры типа грабенов, соответственно выраженных в рельефе в виде отрицательных форм. Так, во время Гоби-Алтайского землетрясения (1957 в эпицентральной зоне образовался грабен шириной 800 м, длиной 2,7 км, с амплитудой перемещения по трещинам до 4 м. Возникши при этом землетрясении уступ протянулся более чем на 500 км, § ширина зияющих трещин достигла 20, а местами и 60 м. В результате землетрясения в Прибайкалье в 1862 г. значительный участок Кударинской степи (в северо-восточной части дельты Селенги) площадью около 260 км² опустился, и на *этом* месте образовался залив Провал глубиной до 8 м.

Иногда при землетрясениях могут возникать специфические положительные формы рельефа. Так, во время землетрясения на севере Мексики (1887) между двумя сбросами образовались холмики высотой до 7 м, а во время Ассамского землетрясения в Индии в море выдвинулся ряд островов, один из которых имел длину 150 м); при ширине 25 м. В некоторых случаях по трещинам, образовавшимся при землетрясениях, поднималась вода, выносившая на поверхность песок и глину. В результате возникали небольшие насыпные конусы высотой 1—1,5 м, напоминающие миниатюрные грязе-;¹ вые вулканы. Иногда при землетрясениях образуются деформации; типа складчатых нарушений. Так, во время землетрясения в Японии в 1891 г. на земной поверхности образовались волны высотой до 30 см и длиной от 3 до 10 м.

В связи с тем, что многие формы рельефа, возникающие при землетрясениях, имеют сравнительно небольшие размеры, они довольно быстро разрушаются под воздействием экзогенных процессов.

Не менее, а может быть и более важную рельефообразующую роль играют некоторые процессы, вызываемые землетрясениями и сопутствующие им. При землетрясениях в результате сильных подземных толчков на крутых склонах гор, берегах рек и морей возникают и активизируются обвалы, осыпи, основы, а в сильно увлажненных породах — оползни и оплывины. Так, во время Хаитского землетрясения в Таджикистане (1949) произошли крупные обвалы и осыпи, а селение Хаит оказалось почти полностью погребенным под оплывиной,

мощность которой достигала нескольких *десятков* метров. Грандиозный обвал произошел на Памире в результате землетрясения 1911 г. Обвалившаяся масса перегородила долину р. Мургаб, образовав плотину шириной более 5 км и высотой до 600 м. Предполагают, что таково же происхождение огромной плотины в верховьях долины р. Баксан на Кавказе. Часто при землетрясениях на крутых склонах гор приходит в движение весь накопившийся «а них рыхлый материал, формирующий у подножья мощные осыпные шлейфы.

В результате Алма-Атинского землетрясения в 1911 г. на северном склоне Заилийского Алатау оползневые и опывные тела заняли площадь более 400 км². Рыхлый материал, накопившийся у подножья склонов гор, в долинах рек и временных водотоков в результате описанных выше процессов, может служить источником для возникновения *селей*. Устремляясь вниз по долинам, сели производят огромную разрушительную работу, а при выходе из гор формируют обширные по площади конусы выноса.

Оползни, обвалы, перемещения блоков земной коры по разрывам вызывают изменения в гидросети: образуются озера, появляются новые, исчезают старые источники. Во время Андижанского землетрясения (1902) в долине р. Карадарья образовались грязевые вулканы.

Определенную рельефообразующую роль играют и те землетрясения, очаги которых располагаются в море, или, как их иногда называют,— моретрясения. Под их воздействием происходит перемещение огромных масс рыхлых, насыщенных водой донных отложений даже на пологих склонах морского дна.

Моретрясения в ряде случаев вызывают образование гигантских морских волн — цунами, которые, обрушиваясь на берег, не только причиняют огромные разрушения населенным пунктам и сооружениям, созданным человеком, но и оказывают местами существенное влияние на морфологию морских побережий.

Подобно вулканам, землетрясения на поверхности земного шара распределены неравномерно: в одних районах они происходят часто и достигают большой силы, в других они редки и слабы. Высокой сейсмичностью характеризуются средиземноморский пояс складчатых сооружений от Гибралтара

до Малайского архипелага и периферические части Тихого океана. Значительной сейсмичностью отличаются срединно-океанические хребты, область великих озер Восточной Африки. Вулканы, и землетрясения приурочены к областям наиболее интенсивных новейших тектонических движений.

ТЕМА 3. ПЛАНЕТАРНЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА

Самые крупные формы рельефа — планетарные — также обязаны своим происхождением внутренним силам Земли, лежащим в основе образования различных типов земной коры.

Данные геофизики, и в частности глубинного сейсмического зондирования, свидетельствуют о том, что земная кора под материками и океаническими впадинами имеет неодинаковое строение, поэтому различают материковый и океанический типы земной коры (рис 14).

Кора материкового типа характеризуется большой мощностью — в среднем 35 км, местами — до 75 км. Она состоит из трех «слоев».

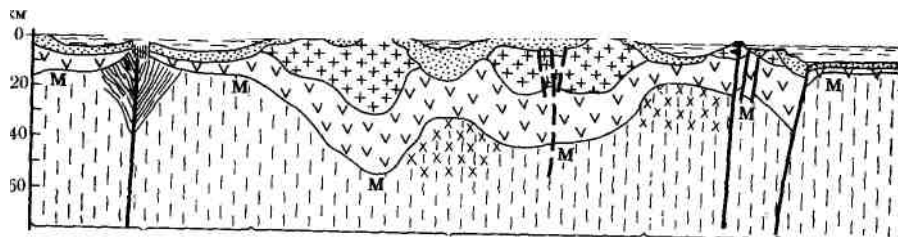


Рис. 14. Строение земной коры материков и океанов (по М. В. Муратову):

1 — вода; 2 — осадочные породы; 3 — гранитный слой; 4 — базальтовый слой; 5 — мантия Земли (М — поверхность Мохоровичича); 6 — участки мантии, сложенные породами повышенной плотности; 7 — участки мантии, сложенные породами пониженной плотности; 8 — глубинные разломы; 9 — вулканический конус и магматический канал.

Сверху залегает осадочный слой, образованный из осадочных пород различного состава, возраста, генезиса и степени дислоцированности. Мощность его изменяется от нуля до 15 км. Ниже залегает гранитный слой, состоящий главным образом из кислых пород, близких по составу к граниту. Наибольшая мощность гранитного слоя отмечается под молодыми высокими горами, где она достигает 50 км. В пределах равнинных участков материков мощность гранитного слоя падает до 10 км.

Под гранитным слоем залегает базальтовый слой, получивший свое название также условно: сейсмические волны проходят через него с такими же скоростями, с которыми в экспериментальных условиях они проходят через базальты и близкие к ним породы. Истинный состав базальтового слоя в пределах материков до сих пор остается неизвестным. Мощность его в пределах горных стран достигает 15 км, а в пределах выровненных участков материков — 25—30 км.

Кора океанического типа резко отличается от материковой. На большей части площади дна океана мощность ее колеблется от 5 до 10 км. Своеобразно и ее строение: под осадочным слоем мощностью от нескольких километров до нескольких сотен метров залегает промежуточный слой переменной мощности, нередко называемый просто «вторым слоем». Сейсмические волны распространяются в нем с большими скоростями, чем в осадочном, но меньшими, чем в гранитном слое. Предполагают, что промежуточный слой состоит из уплотненных осадочных пород, пронизанных вулканическими образованиями. В последнее время этот слой получил название «океанического фундамента». Под ним залегает базальтовый слой мощностью 4—7 км. Таким образом, важнейшей специфической особенностью океанической коры является малая мощность и отсутствие слоя.

Особое строение земная кора имеет в областях перехода от материков к океанам в современных геосинклинальных поясах, где она отличается пестротой и сложностью строения. На примере западной окраины Тихого океана можно видеть, что окраинные геосинклинальные области обычно состоят из трех основных элементов — котловин глубоководных морей, островных дуг и глубоководных желобов. Пространства, соответствующие глубоководным впадинам морей (Карибского, Японского и др.), имеют кору, по своему строению напоминающую океаническую. Здесь отсутствует гранитный слой, однако мощность коры значительно больше за счет увеличения мощности осадочного слоя. Крупные массивы суши, граничащие с такими морями (например, Японские острова), сложены корой, близкой по строению к материковой. Характерной осо-

бенностью переходных областей являются также сложное взаимосочетание и резкие переходы одного типа коры в другой, интенсивный вулканизм и высокая сейсмичность. Такой тип строения земной коры можно назвать *геосинклинальным*.

Своеобразными чертами характеризуется земная кора под срединно-океаническими хребтами. Она выделяется в особый, так называемый *рифтогенный тип земной коры*. Детали строения коры этого типа еще не совсем ясны. Ее важнейшая особенность — залегание под осадочным или промежуточным слоями пород, в которых упругие волны распространяются со скоростями, равными 7,3— 7,8 км/с, т. е. намного большими, чем в базальтовом слое, но меньшими, чем в мантии. Возможно, что здесь происходит смешение вещества коры и мантии. Это предположение в 1974 г. получило дополнительное подтверждение в результатах глубоководного бурения, проведенного южнее Азорских островов на Срединно-Атлантическом хребте.

Каждому из перечисленных выше типов земной коры соответствуют наиболее крупные, планетарные формы рельефа (рис. 15).

Материковому типу земной коры соответствуют материки. Они образуют основные 'Массивы суши. На значительной площади материки могут быть затоплены водами океанов. Затопленные части материков получили название *подводной окраины материков*. В геофизическом и геоморфологическом смысле границами материков следует считать самую нижнюю границу подводной окраины материков, где выклинивается гранитный слой и кора материков типа сменяется океанической. Океаническому типу земной коры соответствует ложе океана.

Сложно построенная кора геосинклинального типа находит отражение в рельефе геосинклинальных поясов или зон перехода от материков к океанам. Ниже для краткости мы будем именовать их *переходными зонами*

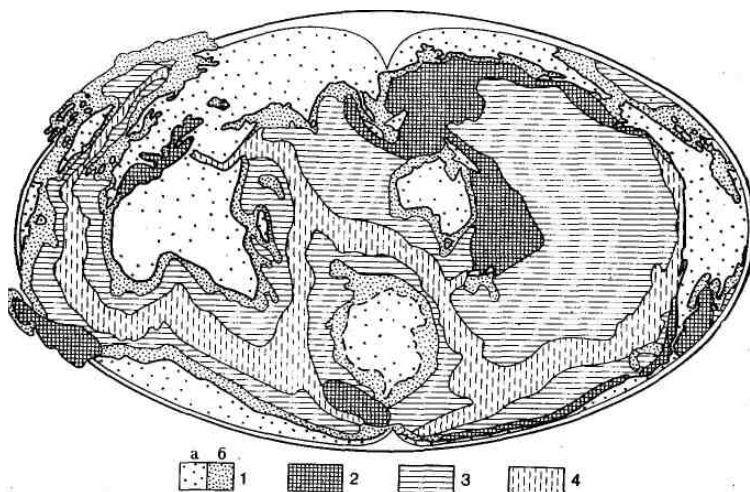


Рис. 15. Схема соотношения различных типов земной коры и планетарных форм рельефа:

1 — материки (а) и их подводные окраины (б) — кора материкового типа; 2 — переходные зоны — кора геосинклинального типа; 3 — ложе океана — кора океанического типа; 4 — срединно-океанические хребты — рифтогенный тип земной коры

Рифтогенный тип земной коры соответствует в рельефе планетарной системе срединно-океанических хребтов.

Каждая планетарная форма рельефа характеризуется своеобразием присущих ей форм мега- и макрорельефа, в подавляющем большинстве случаев также обусловленным различиями в строении или структуре земной коры.

3.1. Мегарельеф материков

По структуре материки — сложные гетерогенные тела, сформировавшиеся в течение длительной эволюции литосферы и земной коры. Сложность эволюции и последовательность различных стадий образования материков находят отражение в их тектоническом и геологическом строении. По характеру тектонической активности и направленности геологического развития в пределах материков выделяются более устойчивые (более стабильные) площади, получившие названия *платформ*, и площади, обладающие большей тектонической подвижностью (мобильностью), — *геосинклинальные области*. Неоднородность строения и развития платформ и геосинклинальных областей определяет различие

рельефа в их пределах и позволяет выделить в пределах материков два основных типа морфоструктур — *платформенные* и *геосинклинальные*.

Мегарельеф платформ суши. Платформы — это основные элементы структуры материков, которые в отличие от геосинклиналей характеризуются более спокойным тектоническим режимом, меньшим проявлением магматизма и сейсмичностью.

Наибольшую площадь среди материковых платформ занимают *древние платформы*, возникшие на месте докембрийских геосинклинальных областей. К числу таких платформ относятся: Южноамериканская, Африкано-Аравийская, Индостанская, Австралийская, Североамериканская, Восточноевропейская, Сибирская, Северокитайская, Южнокитайская. Из сопоставления тектонической и физической карт мира видно, что этим платформам в крупном плане соответствуют относительно ровные пониженные или невысоко приподнятые пространства материков, хотя характер рельефа этих пространств и не остается одинаковым от места к месту.

На платформах южного полушария в течение длительного времени поднятия преобладали над погружениями, поэтому они характеризуются более высокими средними высотами, в их пределах чаще встречаются довольно высокие горные массивы. Значительную часть площади платформ занимают щиты, кристаллические породы которых и структуры кристаллического фундамента оказывают существенное влияние на рельеф, формирующийся под воздействием внешних (экзогенных) сил. Эти платформы характеризуются несколько повышенной сейсмичностью. В их пределах встречаются трубки взрыва. По ряду признаков к платформам южного полушария близки Сибирская и Индостанская платформы.

Важнейшими структурными элементами древних платформ, кроме отмеченных выше щитов, являются антеклизы и синеклизы, обычно выраженные в рельефе в виде обширных возвышенностей и впадин. Следует отметить, что антеклизы и синеклизы чаще всего связаны с подвижками блоков фундамента по разломам. Отражение этих структур в рельефе оказывает существенное влияние

на распределение поверхностного стока и формирование речных систем. Последние тяготеют к синеклизам и другим более мелким отрицательным структурам, а основные водоразделы располагаются в пределах антеклиз. Так, в пределах Восточноевропейской платформы системы Среднего Днепра, Верхней Волги, Печоры довольно четко укладываются в контуры соответственно Украинской, Московской и Печорской синеклиз.

Испытывая медленные, но устойчивые во времени восходящие движения, щиты и антеклизы создают предпосылки для формирования на них преимущественно денудационных равнины. К синеклизам, особенно к тем из них, которые испытали длительное погружение или продолжают погружаться и в настоящее время, приурочены аккумулятивные равнины. Горы платформ — области преимущественной денудации.

Аккумулятивные равнины обычно сложены с поверхности мощными толщами новейших, неоген-четвертичных слабо консолидированных отложений, хотя часто аккумулятивный процесс здесь имеет унаследованный характер.

Денудация в пределах аккумулятивных равнин сильно ослаблена или имеет локальное развитие. Продукты выветривания не успевают удаляться с места их образования и накапливаются на поверхности. Часто к ним присоединяются рыхлые наносы (речные, ледниковые, эоловые), принесенные извне. В отличие от денудационных равнин и особенно гор свойства коренных горных пород, слагающих цоколи аккумулятивных равнин, и условия их залегания не играют большой роли в формировании рельефа. Морфологический облик аккумулятивных равнин определяется поверхностными рыхлыми образованиями как возникшими на месте, так и принесенными со стороны.

Встречаются аккумулятивные равнины, возникшие на месте территорий, испытавших погружение небольшой амплитуды. В новейшее (неоген-четвертичное) время они либо прекратили погружение, либо испытали небольшие поднятия. Такие равнины характеризуются маломощным чехлом молодых рыхлых покровных образований, через которые достаточно отчетливо «просвечивают» структуры нижележащей части осадочного чехла или

кристаллического основания. Такие равнины занимают значительные площади Восточноевропейской и Североамериканской платформ. Близкое залегание к поверхности коренных пород оказывает влияние на плановую конфигурацию эрозионной сети и на морфологический облик эрозионных форм равнин. Такие равнины в отличие от ранее рассмотренных имеют увалистый или волнистый рельеф, повторяющий в смягченном виде неровности структур осадочного чехла или фундамента платформ. Мелкие черты пластики их определяются поверхностными рыхлыми образованиями, чаще всего приносимыми со стороны. Так, значительные пространства холмистого рельефа Североамериканской и Восточноевропейской равнин обусловлены осадками, оставленными материковыми оледенениями. Холмистый рельеф равнин Северной Африки и Центральной Австралии сформировался за счет эоловой аккумуляции.

Иной облик рельефа имеют *денудационные равнины*, сформировавшиеся на участках древних платформ, на которых явно преобладают положительные движения земной коры. Наиболее характерная черта денудационных равнин — зависимость их рельефа от геологической структуры денудируемых пород. Самыми яркими примерами их являются равнины, сформировавшиеся на щитах. Выход на поверхность в пределах щитов кристаллического фундамента платформ сам по себе указывает на то, что здесь в течение очень длительного времени непрерывно господствует денудация. Соизмеримость темпа поднятия с темпами денудационного среза и длительность процесса приводят к почти идеальному выравниванию, срезанию древних структур. Лишь мелкие детали коренной структуры находят отражение в рельефе таких равнин. Примерами их могут служить равнины, сформировавшиеся на Балтийском, Канадском и других щитах докембрийских платформ.

На участках платформ, характеризующихся горизонтальным или пологонаклонным залеганием пород различной стойкости, денудация ведет к образованию *столовых* или *ступенчатых равнин* и *плато*. Такие плато широко развиты в пределах Африканской платформы. Расчленение окраин столовых плато нередко ведет к образованию останцов с крутыми склонами и

горизонтальной вершинной поверхностью. Останцовые возвышенности обычно называют *столовыми, горами* (см. -рис. 2).

При заметном моноклинальном залегании пород вырабатываются запрокинутые асимметричные ступени, приближающиеся по облику к куэстам предгорий. Таков, например, рельеф Приленского плато в пределах Сибирской платформы.

Теоретически идеальной денудационной равниной является пенеппен (от *reperlain* — почти равнина). Однако даже наиболее близкие к этому понятию денудационные равнины щитов заметно отличаются от теоретического пенеппена большим разнообразием колебаний относительных высот и характером сочленения сопряженных форм рельефа. Это объясняется изменчивостью (цикличностью) геологического развития земной поверхности, различием физико-географической обстановки, а в некоторых случаях и особенностью условий формирования рельефа. Так, приподнятость и расчлененность рельефа Балтийского и Канадского щитов обусловлены не только сложностью их геологической структуры, но и не равномерностью изостатических поднятий, связанных с таянием плейстоценового ледникового покрова. Поднятие вызвало омоложение или оживление древних разломов, обусловив врезание и существенную перестройку речной сети и тем самым значительное отклонение облика рельефа от рельефа идеального (теоретического) пенеппена.

Длительное континентальное развитие поверхности платформ может привести к образованию *полигенных выровненных поверхностей*, в пределах которых чередуются участки с денудационным и аккумулятивным рельефом.

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. Такие равнины получили название *педиментов* (pedimentum—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.

Облик мезо- и микрорельефа равнин обоих типов определяется характером срезанных структур, составом пород, их слагающих, длительностью воздействия денудационных процессов, а также физико-географическими условиями регионов их образования.

Поднятые денудационные равнины нередко называют *нагорьями* или *плоскогорьями*, например, Гвианское нагорье, Среднесибирское плоскогорье и др.

Как уже упоминалось выше, в пределах древних платформ наряду с равнинами встречаются и горы, развитые преимущественно на щитах, т. е. на докембрийских кристаллических массивах. Характерной чертой таких гор является отсутствие четко выраженной ориентировки (линейности), неправильная форма в плане. Очень большая роль в морфологии, да и в самом возникновении гор принадлежит разрывной тектонике, которая в целом ряде случаев совершенно не согласуется с древней структурой щитов. Мезорельеф гор щитов зависит от литологического состава и структуры кристаллического фундамента, а также от характера воздействующих внешних сил, предопределенных конкретной физико-географической обстановкой. В связи с тем, что горы щитов редко превышают 2000 м, широтная климатическая зональность рельефа в них прослеживается четче, чем высотная поясность. Из-за отсутствия четкой ориентировки горы щитов часто именуются нагорьями. Таковы Гвианское и Бразильское нагорья в Южной Америке, нагорья Ахаггар и Тибести в Африке и др.

В некоторых случаях горы на щитах могут представлять собой отпрепарированные крупные магматические тела, например Хибинские горы на Балтийском щите. Наконец, возможно образование гор щитов и платформ в

результате интенсивного врезания рек при сводовых поднятиях щитов и антеклиз. Примером таких гор могут служить горы Виндхья в Индии. Они образовались в результате эрозионного расчленения края щита и их рельеф оказался практически не связанным с древней структурой Индостана.

В соответствии со сказанным горы древних платформ могут быть подразделены на две категории: а) тектонические горы с невыраженной древней структурой и б) эрозионные горы, обособленные глубоким врезанием рек и мало связанные со структурой фундамента.

Много общего с рельефом древних (докембрийских) платформ имеет рельеф и так называемых молодых платформ, возникших в послепротерозойское время на месте каледонских, герцинских и мезозойских складчатых областей. Подобно первым, в их пределах существенная роль принадлежит равнинам, невысоким плато и плоскогорьям. Среди равнин выделяются и аккумулятивные денудационные. Примером аккумулятивных равнин могут служить значительные части Западно-Сибирской, Туранской и Колымской низменностей, сформировавшихся на месте палеозойской и мезозойской платформ. Типичной денудационной столовой равниной на герцинской платформе является плато Устюрт, а денудационной равниной на моноклинально залегающих породах — территория так называемого Парижского бассейна. Рельеф Казахского мелкосопочника, сформировавшийся на складчатом палеозойском основании, в крупном плане сходен с рельефом щитов древних платформ. Приведенные выше краевые денудационные равнины (Зауральское плато, Пьедмонт) сформированы на срезанных палеозойских (герцинских) складчатых структурах.

Мегарельеф подвижных поясов материков. В. Е. Хаин выделяет 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 наиболее древние из них — докембрийские платформы.

В пределах геосинклинальных подвижных поясов В. Е. Хаин выделяет *окраинноматериковые*, формирующиеся в зоне перехода между материками и океанами, и *внутриматериковые*.

Мегарельеф внутриматериковых геосинклинальных поясов. Геосинклинальный пояс, или геосинклинальная область, — это участок земной коры, где происходит горообразование, интенсивно протекают тектонические процессы, в том числе смятие в складки пород, ранее отложившихся в морском бассейне. Это область интенсивного вулканизма, частых и сильных землетрясений.

Каждая геосинклинальная область в своем развитии переживает несколько этапов. На первом этапе идет интенсивное прогибание дна бассейна. По мере прогибания происходит накопление мощной толщи осадков. Прогибающаяся толща осадков деформируется, подвергается динамическому и термическому воздействию. Этот процесс сменяется складчатостью, внедрением интрузий и затем общим поднятием рельефа — выжиманием всей складчатой и пронизанной интрузиями толщи. В ходе поднятия образуются глубокие разломы, по которым на поверхность прорывается магма, развивается вулканизм. Все эти процессы сопровождаются частыми и сильными землетрясениями. В процессе дальнейшего развития пояса вулканизм затухает, напряженность тектонических процессов снижается. Сформировавшаяся на месте геосинклинали горная страна постепенно нивелируется, и на месте бывшей геосинклинальной области, области интенсивного горообразования, формируется относительно малоподвижная структура — платформа. Последовательность описанных событий можно проследить, изучая современные геосинклинали, находящиеся на разных стадиях развития.

По мере развития геосинклинальных областей в земной коре геосинклинального типа все большее значение начинает играть материковая кора. В поясах горных сооружений, находящихся в постгеосинклинальной стадии развития, материковый тип земной коры является господствующим как в геофизическом, так и в геоморфологическом смысле.

В пределах материков в постгеосинклинальной стадии развития находится Средиземноморский пояс альпийской складчатости. По структуре и характеру мегарельефа этот пояс далеко не однороден. На западе наряду с широким развитием структур материкового типа сохранились морские впадины с субокеаническим типом земной коры. Для них характерна очень большая мощность осадочного слоя: в котловинах Средиземного моря 5—8 км, в Черном море — более 15 км, в Южном Каспии — до 25 км. Сохранились в рельефе пояса, хотя и утратили свою морфологическую индивидуальность, свойственные переходным зонам островные дуги (дуга Ионических островов, Крита и Родоса в Средиземном море) и глубоководные желоба (Эллинский желоб глубиной около 5,5 км).

Чем дальше на восток, тем меньше в Средиземноморском поясе остается площадей, занятых морскими бассейнами с корой субокеанического типа. Южный Каспий представляет собой крайний член этого убывающего ряда. Восточнее Средиземноморский пояс альпийской складчатости на всем протяжении от Южного Каспия и до Индокитая представлен исключительно материковым типом земной коры. По характеру строения земной коры это уже материк, но по степени ее подвижности это еще не материковая платформа. Об этом свидетельствуют прежде всего степень вертикальной расчлененности и абсолютные высоты рельефа. В пределах рассматриваемой области располагаются высочайшие горные системы суши — Памир и Гималаи. Размах относительных высот здесь достигает 9 км, Интенсивность проявления эндогенных процессов в этом поясе хотя и слабее, чем в геосинклинальных областях, находящихся на более ранних стадиях развития, однако остается значительной: вся эта область сейсмична, в ее пределах имеются действующие или недавно потухшие вулканы.

Очень важной, но далеко не полностью объяснимой особенностью альпийских горных сооружений Евразии является огромная мощность земной коры. Под Гималаями, например, она до 84 км, под Большим Кавказом около 60 км. Альпийские горные сооружения имеют как бы «корни», образующие

гигантские выросты сверху вниз, оттесняющие мантию на значительную глубину.

Выделяют три основные элемента рельефа: горы со сводово-складчатой и складчатой структурой, нагорья (межгорные плато) и межгорные впадины.

Горы со сводово-складчатой и 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 и связанных с ним форм ледникового рельефа (Альпы, Кавказ, Гималаи и др.).

Нагорья представляют собой также достаточно высоко расположенные поверхности, но со значительно меньшей расчлененностью рельефа в целом. Таковы Тибет (южная часть), Армянское нагорье, нагорья Передней Азии и др. Предполагается, что это массивы древней складчатой суши, располагавшиеся в пределах геосинклинального бассейна и вовлеченные в общее поднятие. Некоторые нагорья в недавнем прошлом испытали интенсивный вулканизм (Армянское и др.). Межгорные плато (нагорья) имеют в основном денудационную морфоскульптуру, характер которой обуславливается конкретной физико-географической обстановкой. Для упомянутых выше нагорий довольно характерна аридно-денудационная морфоскульптура.

Неотъемлемым элементом мегарельефа горных областей являются межгорные впадины (Куринская, Колхидская и др.) Они располагаются на несколько тысяч метров ниже окружающих их гор — антиклинальных хребтов — и обычно заполнены мощной толщей рыхлых отложений пролювиального, аллювиального или флювио - гляциального происхождения. Нередко такие впадины заняты озерами или были заняты ими в недавнем прошлом и выполнены озерными отложениями (Среднедунайская равнина).

Характерным элементом мегарельефа альпийских горных сооружений являются также предгорные впадины, представляющие собой участки соседних платформ, втянутые в зону геосинклинального тектогенеза и испытавшие

значительное прогибание. В современном рельефе они выражены предгорными аккумулятивными (преимущественно аллювиальными и аллювиально-пролювиальными) равнинами (Месопотамская и Индостанская, Кубанская и Терская низменности 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 материков — области максимальной интенсивности денудационных процессов и важнейшие источники осадочного материала, поставляемого в океаны и во впадины материков.

Мегарельеф возрожденных горных поясов (эпиplateформенных гор).

Рельеф возрожденных горных поясов отличается большим разнообразием, которое определяется характером и возрастом исходных структур, степенью тектонической активности во время альпийского орогенеза и экзогенными морфоскульптурами. В то же время мегарельефу всех возрожденных горных поясов свойственна одна общая черта: он образовался главным образом в результате разрывной тектоники.

Среди возрожденных горных поясов морфологически довольно четко выделяются три: Восточноафриканский, Центральноазиатский и горный пояс Североамериканских Кордильер.

Восточноафриканский пояс возрожденных гор возник на месте докембрийской платформы. Он протягивается от р. Замбези на юге до Красного моря на севере. В целом это обширное нагорье, осложненное в средней части рифтовыми впадинами, часть из которых занята озерами (Рудольф, Киву, Танганьика, Ньяса, Натрон 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 (Килиманджаро, Меру, Кирисимби и др.). Рифты Восточной Африки продолжаются на север впадиной

Красного моря, ограниченной с обеих сторон асимметричными сбросово-глыбовыми хребтами, а также впадинами залива Акаба и Мертвого моря. На севере рифты примыкают к Альпийско-Гималайскому внутриматериковому геосинклинальному поясу гор. На северо-востоке рифтовая зона Восточной Африки через Аденский залив смыкается с рифтовой зоной Аравийско-Индийского срединокеанического хребта (рис.16).

Центральноазиатский. возрожденный горный пояс формировался на структурах разного возраста докембрийских (в Забайкалье) до подзепалеозойских. Подобно Восточноафриканскому, в Центральноазиатском возрожденном горном поясе новейшие крупные тектонические структуры не совпадают с первичными (платформенными) структурами.



Но Центральноазиатский горный пояс испытал более интенсивную тектоническую активизацию, и это нашло отражение в рельефе: к нему приурочены высочайшие горные хребты земного шара Тянь-Шань с вершиной пик Победы (7439 м), Куньлунь с горой Улугмузтаг (7723 м), Каракорум с вершиной Чогори (8611 м). Здесь большой размах относительных высот между соседними вершинами горных хребтов и коренным ложем разделяющих их впадин. Если в пределах Восточноафриканского пояса амплитуды относительных высот между вершинами хребтов и коренным ложем впадин не выходят за пределы

Рис. 16. Схема рифтов 7—8 км, то в Центральноазиатском горном поясе Восточной Африки (по М. В. Муратову): 1 — линии сбросов; 2 — рифты

Различие исходных тектонических структур, асинхронность во времени и пространстве неотектонических движений явились причиной различия высот и морфологических черт рельефа в разных

частях Центральноазиатского пояса. Однако, несмотря на различия, в современном мегарельефе Центральноазиатский возрожденный пояс предстает как единый, со свойственной ему внутренней структурой — чередованием сравнительно узких линейно вытянутых хребтов и впадин. Некоторые впадины по морфологическому облику близки к рифтам Восточной Африки (впадина оз. Байкал). Характерны для этого пояса нагорья и плато: Тибетское (северная часть), Байкальское, Алданское и другие нагорья, плато Гоби, Алашань и др.

О продолжающихся в пределах описываемого пояса интенсивных тектонических движениях свидетельствует его высокая сейсмичность. Вулканизм для этого пояса (по крайней мере в кайнозое) не характерен.

Огромные пространства, занимаемые Центральноазиатский возрожденным горным поясом, а также значительные абсолютные и относительные высоты в его пределах обусловили разнообразие экзогенной морфоскульптуры. Значительное место занимают аридно-денудационная и нивально-гляциальная морфоскульптуры.

Возрожденный горный пояс Североамериканских Кордильер возник на палеозойско-мезозойском складчатом основании. С востока он ограничен системой хребтов — хр. Брукса, горы Маккензи, Скалистые горы, с наиболее высокой точкой г. Элберт (4399 м) в пределах Передового хребта (восточная часть Скалистых гор), Восточная Сьерра-Мадре. Складчатые структуры гор значительно и неравномерно подняты неотектоническими движениями, глубоко расчленены и неравномерно денудированы. Мегаформы современного рельефа в значительной мере 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 располагаются системы высоко поднятых плато и нагорий: плато Юкон, Внутреннее плато, плато Колорадо, Мексиканское нагорье.

Юконское плато — это система неравномерно перемещенных глыб, образующих систему плосковершинных хребтов и плато и разделяющих их впадин.

Рельеф плато центральной части Североамериканского возрожденного горного пояса характеризуется большим разнообразием. Общая черта их морфоструктуры — большая тектоническая раздробленность, обусловившая в одних случаях площадные излияния эффузивов и образование базальтовых плато (плато Фрейзер, Колумбийское, часть плато Колорадо), в других — образование системы глыбовых гор и разделяющих их сбросовых межгорных впадин (Большой Бассейн), расположенных кулисообразно по отношению друг к другу.

Сложным рельефом характеризуется Мексиканское нагорье, ограниченное с востока и запада горами Сьерра-Мадре. Существенная роль в формировании рельефа этой части возрожденного горного пояса принадлежит эффузивному магматизму. Крупные вулканы функционируют здесь и сейчас: Попокатепетль, Орисаба и др.

Возрожденный горный пояс Североамериканских Кордильер с запада ограничен складчатыми горами альпийской геосинклинальной зоны, характеризующейся, как правило, прямым отражением геологических структур в рельефе, интенсивной сейсмичностью, а местами и современным вулканизмом.

Значительная протяженность Североамериканских Кордильер по меридиану, широкое развитие внутренних плато, ограниченных с востока и запада высоко приподнятыми хребтами, обуславливают разнообразие современных геоморфологических процессов и связанных с ними форм рельефа. Значительную роль среди них играют флювиальные, гляциальные (на севере) и аридно-денудационные (в центральной части и на юге) процессы.

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, по-видимому, этот глубинный процесс может в одинаковой степени «проектироваться» снизу как на участки Земли с океанической корой, так и на участки, сложенные материковой корой.

При деформации мощной и сложно построенной материковой коры возникают рифтовые 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). Одновременно могут обновляться древние структурные линии. При очень глубоком проникновении образующихся разломов возникают вулканические процессы и обусловленные ими формы рельефа. Поскольку вспучивание земной коры неизбежно ведет к ее растяжению, вертикальные движения сопровождаются горизонтальными, направленными в противоположные стороны от рифтовой зоны. В результате материковая кора расплзается, образуется как бы огромная зияющая трещина, на дне которой обнажается базальтовый слой. Именно такую картину можно нарисовать по результатам сейсмических исследований в Красном море, на Байкале и в некоторых других рифтах, где под современными и молодыми осадками не обнаруживается гранитного слоя, а скорости прохождения упругих волн соответствуют таким, которые наблюдаются в базальтовом слое.

Мегарельеф подводных окраин материков. Около 35% площади материков покрыто водами морей и океанов. Мегарельеф подводной окраины материков имеет свои существенные особенности. Примерно $\frac{2}{3}$ ее приходится на северное полушарие и только $\frac{1}{3}$ на южное. Следует отметить также, что чем больше океан, тем меньшую долю от его площади занимает подводная окраина материков. Например, у Тихого океана она составляет 5%, у Северного Ледовитого - 50%.

Подводная окраина материков делится на шельф, материковый склон и материковое подножье.

Шельф. Прибрежную, относительно мелководную часть морского дна, имеющую более или менее выровненный рельеф и в структурно-геологическом отношении представляющую собой непосредственное продолжение прилегающей суши, называют *шельфом*. Более 90% площади шельфа составляют затопленные равнины материковых платформ, которые в различные геологические эпохи в связи с изменением уровня океана и вертикальными

движениями земной коры затоплялись то в большей, то в меньшей степени. Например, в меловое время шельфы были распространены гораздо шире, чем сейчас. Во время четвертичных оледенений уровень океана понижался более чем на 100 м по сравнению с современным, и, соответственно, обширные пространства нынешнего шельфа тогда представляли собой континентальные равнины. Таким образом, верхняя граница шельфа непостоянна, она меняется из-за абсолютных и относительных изменений положения уровня Мирового океана. Самые недавние изменения уровня были связаны с чередованием ледниковых и межледниковых эпох в четвертичное время. После таяния ледникового покрова в северном полушарии уровень океана поднялся примерно на 100 м по сравнению с положением его во время последнего оледенения.

Рельеф шельфа преимущественно равнинный: средние уклоны поверхности от 30' до 1°. В пределах шельфа широко распространены реликтовые формы рельефа, возникшие в прошлом в континентальных условиях. Например, на атлантическом шельфе дно представляет собой затопленную ледниково-аккумулятивную равнину со всеми характерными формами гляциального рельефа. Южнее куда последнее оледенение не распространялось, прослеживается холмистая равнина с округлыми мягкими водоразделами и четко выраженными затопленными речными долинами.

Наряду с реликтовыми субаэральными равнинами на шельфе встречаются абразионные равнины, выработанные либо при прошлом, либо при современном уровне моря (*бенчи* береговой зоны), а также аккумулятивные равнины, сложенные современными морскими осадками, залегающими на континентальных отложениях или на коренных породах.

Границей между шельфом и материковым склоном является *бровка шельфа* — почти всегда четко выраженный перегиб профиля дна, ниже которого уклоны дна значительно возрастают. Часто бровка находится на глубине 100—130 м, в других случаях, например на современных абразионных подводных равнинах, она отмечается на глубине и 50—60 м, и 200 м. Есть также шельфовые равнины, распространяющиеся на гораздо большие глубины.

Одной из интересных форм рельефа шельфа являются затопленные береговые линии — комплексы береговых абразионных и аккумулятивных форм, отмечающие уровни моря в прошлые эпохи.

На шельфе широко распространены также различные формы рельефа, образованные современными субаквальными процессами — волнением, приливными и другими течениями. В тропических водах в пределах шельфа весьма типичны коралловые рифы — формы рельефа, созданные колониями коралловых полипов и известковых водорослей.

Материковый склон. Более или менее узкая зона морского дна ниже (глубже) бровки шельфа, характеризующаяся относительно крутым уклоном поверхности, представляет собой *материковый, склон*. Средний угол уклона материкового склона — $5\text{—}7^\circ$, а не редко $15\text{—}20^\circ$. Известны отдельные участки материковых склонов, где уклон превышает 50° . В большинстве случаев материковый склон имеет ступенчатый профиль, и большие уклоны приходятся как раз на уступы между ступенями. В пределах материкового склона довольно широко распространены расчленяющие его в крест простирания *подводные каньоны*.

Уклоны продольного профиля подводных каньонов в верховьях в среднем 0,12, в средних отрезках — 0,07, в нижних — 0,04. Многие каньоны имеют ответвления, извилисты, чаще довольно прямолинейны. Они прорезают весь материковый склон, а наиболее крупные продолжают и глубже основания склона. В устьях каньонов обычно отмечаются крупные аккумулятивные формы — *конусы, выносы*.

Подводные каньоны очень напоминают речные долины или каньоны горных стран. Характерно, что многие крупные каньоны лежат напротив устьев больших рек, образуя как бы подводные продолжения их долин.

Для многих районов материкового склона (например, в Мексиканском заливе, в Средиземном море) характерны бугристые формы рельефа, обусловленные соляной тектоникой. Иногда встречаются также вулканические и грязевулканические образования.

В рельефе дна морей и океанов материковое подножье в большинстве случаев выражено наклонной равниной, прилегающей к основанию материкового склона и протягивающейся полосой в несколько сотен километров ширины между последним и ложем океана. Равнина имеет максимальный уклон (до $2,5^\circ$) вблизи основания материкового склона. С увеличением глубин она постепенно выполаживается и заканчивается на глубинах порядке 3,5—4,5 км. Поверхность равнины при пересечении ее по простиранию, т. е. вдоль основания материкового склона, слегка волниста. Местами она прорезана крупными подводными каньонами. Значительная часть поверхности равнины образована конусами выноса, располагающимися у устьев крупных подводных каньонов. В верхней части поперечного профиля материкового подножья нередко отмечается характерный холмисто-западинный рельеф, сильно напоминающий оползневый рельеф суши, только представленный более крупными формами. Вообще материковое подножье в его типическом выражении — по преимуществу аккумулятивное образование. Как свидетельствуют данные геофизических исследований покров морских отложений на дне океана достигает максимально мощности именно на материковом подножье. Если в среднем в океане мощность рыхлых осадков редко превышает 500 м, то на материковом подножье она достигает 5 км.

С помощью глубинного сейсмического зондирования выяснено, что структура материкового подножья характеризуется глубоким прогибом земной коры, и большая мощность осадков здесь возникает именно в результате заполнения этого прогиба. Главный источник поступления осадочного материала — продукты разрушения пород суши, выносимые реками в пределы шельфа, откуда, этот материал в огромных количествах выносится в результате подводного оползания масс осадков и действия мутьевых потоков.

Некоторые исследователи такие изолированные массивы материковой земной коры рассматривают как остатки более обширных когда-то материковых платформ, ныне погружившихся на дно океана. Такие участки называют *микроконтинентами*.

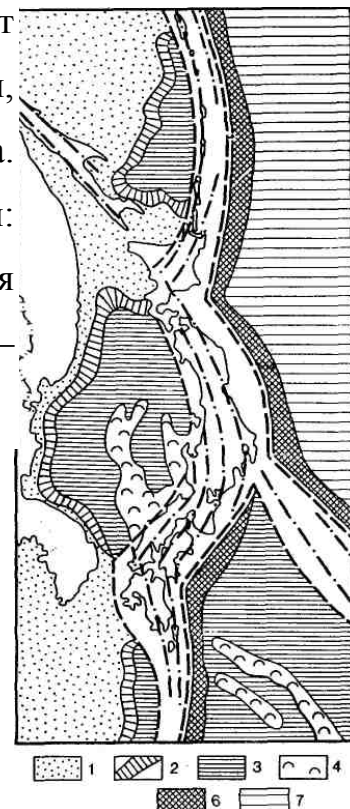
3.2. Мегарельеф геосинклинальных областей (переходных зон).

Под современными переходными зонами, или геосинклинальными областями, мы понимаем области современного горообразования, протекающего на стыке материков и океанов. Наиболее ярко эти зоны выражены на окраинах Тихого океана. Две переходные области имеются в краевых частях Атлантики — это области Карибского моря и моря Скоша. Одна из переходных областей — Индонезийская — расположена частично на окраине Тихого, частично — на окраине Индийского океанов. Реликты обширной геосинклинальной области мы находим также в западной части так называемого Альпийского пояса горообразования, протягивающегося от Канарских островов до пересечения с Индонезийской переходной областью. Эта переходная зона формировалась в пределах ныне не существующего океана Тетис, некогда отделявшего Африку и Индостан от Евразийской платформы.

В наиболее типическом выражении рельеф переходной зоны представлен следующими основными элементами: а) котловина окраинного глубокого моря, б) островная дуга, в) глубоководный желоб. *Островной дугой* называют подводный хребет с отдельными торчащими над водой вершинами — островами, отделяющий морскую котловину со стороны океана от глубоководного желоба узкой замкнутой депрессии, расположенной на границе переходной зоны и ложа океана. Яркими примерами такого рода сочетаний являются: южная котловина Охотского моря — Курильская островная дуга — Курило-Камчатский желоб. Японское море — Японские острова — Японский глубоководный желоб

Рис. 17 Переходная зона на северо-западной окраине Тихого океана:

1 — шельф; 2 — материковый склон; 3 — донные равнины котловин глубоководных морей; 4 — возвышенности в котловинах; 5 — островные дуги; 6 — глубоководные желоба; 7 — ложе океана



и др. (рис.17). *Котловины окраинных морей* имеют глубины, как правило, 2—3,5 км, а иногда и более 4 км.

Высоты горных вершин некоторых островных дуг достигают 4,5 км. Самые крупные глубоководные желоба имеют глубины 8—10, а Марианский желоб — даже 11 км. Таким образом, переходная зона — это зона поверхности Земли, характеризующаяся максимальным вертикальным расчленением рельефа, что свидетельствует о максимальной интенсивности и контрастности вертикальных движений земной коры в пределах этой зоны.

Все геосинклинальные области одновременно являются поясами высокой степени сейсмичности. Большая часть катастрофических и разрушительных землетрясений происходит именно в этих областях. Отмечается определенная закономерность в распределении глубинных очагов землетрясений. Поверхностные землетрясения (или коровые) с глубиной залегания очагов (фокусов) от нескольких километров до 60 км располагаются под днищами глубоководных желобов. Более глубокие — так называемые среднефокусные землетрясения имеют центры под островными дугами и частично под котловинами окраинных морей. Наконец, глубокофокусные землетрясения, очаги которых лежат на глубине 300—700 км, имеют свои центры, под котловинами окраинных морей или даже под прилегающей сушей. Таким образом, все очаги землетрясений в переходных зонах оказываются приуроченными к некоторым наклоненным в сторону материков зонам весьма неустойчивого состояния не только земной коры, но и мантии Земли. Эти зоны получили наименование зон *Беньоффа-Заварицкого* и могут рассматриваться как *сверхглубинные разломы*.

Переходные зоны — зоны современного вулканизма. Характерная особенность вулканизма переходных областей — преимущественно андезитовый или реже липаритовый состав продуктов извержения. Такая особенность наиболее свойственна современному вулканизму зрелых переходных областей, т. е. тех, которые пережили весьма длительную историю развития. В более древних

продуктах извержения вулканов переходных зон господствуют базальты и присутствуют также ультраосновные породы.

Глубоководные желоба представляют собой узкие депрессии — прогибы в земной коре, имеющие в плане чаще всего дугообразную форму. В настоящее время известно 35 глубоководных желобов, из них 28 — в Тихом океане. Пять желобов имеют глубины более 10 000 м, из них Марианский — более 11000 м. Поперечный профиль глубоководного желоба близок к V-образному, но всегда имеется хотя бы узкая полоска плоского дна. На примере Курило-Камчатского желоба, особенно детально обследованного советскими исследователями, можно видеть, что крутизна склонов желоба нарастает по мере приближения к его днищу: в верхней части склона она равна 5—6°, а в нижней достигает 25°. Склоны ступенчатые и изборозжены подводными каньонами. Нередко склоны желобов резко асимметричны. Так, у Курило-Камчатского и желоба Тонга западные склоны более высокие и крутые.

Некоторые желоба выделяются своей сравнительно малой глубиной. Например, Яванский и Банда имеют глубины меньше 7500 м.

Меньшие глубины в этих желобах в значительной мере определяются накоплением в них мощного осадочного слоя. К глубоководным желобам приурочено большое число эпицентров неглубоких землетрясений. К ним же приурочено подавляющее количество разрушительных землетрясений.

Островные дуги представляют собой огромные хребты обычно протягивающиеся вдоль внутренней стороны глубоководного желоба. Глубинная структура островной дуги — вал базальтовой коры, на который как бы насажен слой вулканических и осадочных пород, а в случае зрелой стадии островной дуги — гранитный слой. Для островных дуг характерен современный вулканизм центрального типа, многочисленные вулканы с андезитовым или липаритовым составом лав.

Расположение вулканов на островных дугах подчинено определенным закономерностям. Островные дуги обычно разбиты глубокими разломами, имеющими поперечное или близкое к поперечному простирание. Именно на

пересечениях оси островных дуг с этими разломами и располагаются крупнейшие действующие вулканы. Нередко разломы выражены в рельефе морского дна в виде очень глубоких проливов (проливы Фриза, Буссоль в Курильской дуге).

В ряде случаев островные дуги бывают представлены двойной системой, в которой различаются внутренняя и внешняя дуги, параллельные друг другу и с депрессией между ними. Так, например, устроена Курильская дуга. Внутренняя гряда соответствует собственно Курильским островам и их подводному основанию, а внешняя представляет собой подводный хребет Витязя. Лишь на самом юге здесь имеются острова (Малые Курильские). Обе гряды продолжаются на суше, на п-ве Камчатка. Внутренней гряде соответствуют структуры Срединного Камчатского хребта, с которым связаны крупнейшие действующие вулканы Камчатки, а внешней — блоковые структуры гор полуостровов восточной Камчатки.

На примере Камчатки видно, что на определенной стадии развития островные дуги могут слиться друг с другом, образовав единый массив суши. Японские острова, например, представляют собой крупный массив суши, образовавшийся в результате слияния нескольких островных дуг разного возраста. Типичным примером такого массива суши является также остров Куба, образовавшийся в результате слияния трех равновозрастных островных дуг.

Молодой островной дугой являются Малые Антильские острова, которые, как и Курильская островная дуга, образуют две гряды — внутреннюю и внешнюю. Малоантильская дуга сочленяется с лежащим к северу и северо-востоку от нее глубоководным желобом Пуэрто-Рико, к которому приурочена максимальная глубина Атлантического океана. Большинство островных дуг находится в зоне 9-балльных землетрясений. Для них характерны также резко дифференцированные, с большими скоростями вертикальные движения земной коры.

Котловины окраинных морей, располагающиеся обычно между материком и островными дугами, характеризуются более или менее изометрическими очертаниями, четко выраженными материковым склоном и

довольно крутым противоположным бортом, образованным подводным склоном островной дуги. Во многих котловинах дно плоское или волнистое, нередко также котловины со значительными подводными горами и поднятиями. Так, на дне Японского моря имеется подводная возвышенность Ямато до 2 тыс. метров - относительной высоты. Некоторые очень крупные морские бассейны, как, например, Карибское море, состоят из нескольких котловин, разделенных порогами или подводными хребтами. Максимальные глубины таких морей колеблются в большинстве случаев от 2—3 до 4, иногда до 5—5,5 км.

Отмечается определенная закономерная связь между глубинами котловин и мощностью залегающих на их дне отложений: обычно, чем глубже море, тем меньше мощность осадков. В Охотском море при глубине до 3,5 км мощность осадочного слоя 5 км, а в Беринговом море глубиной 4 км мощность осадков лишь 2,5 км.

Характерной особенностью строения земной коры под котловинами является отсутствие гранитного слоя. Лишь иногда он появляется под крупными подводными поднятиями. Все котловины окраинных морей' отличаются большими положительными аномалиями силы тяжести, пониженным значением теплового потока и значительной сейсмичностью. К областям окраинных котловин обычно приурочены эпицентры среднефокусных и глубокофокусных землетрясений.

Некоторые поднятия в котловинах окраинных морей представляют собой непосредственные продолжения складчатых горных сооружений прилегающей суши. Иногда здесь встречаются подводные вулканы и вулканические острова, хотя в целом вулканизм гораздо более типичен для островных дуг, нежели для котловин окраинных морей.

Генетические типы переходных зон. По особенностям строения морских котловин глубоководных желобов и островных дуг можно выделить 5 типов переходных зон(рис.18).

Византийский тип. К нему относится область глубоководного желоба Витязя и прилегающий участок Северофиджийской котловины в Тихом океану

Для этой области характерно наличие сравнительно неглубокой (6150 м) желоба и отсутствие островной дуги. К югу от жёлоба лишь намечается несколько подводных гор, вероятно, вулканов, не образующих единой горной цепи. Существенным отличием является сравнительно слабая сейсмичность и, возможно, слабый вулканизм.

Марианский тип. К нему относятся области, сопряженные с глубоководными желобами Идзу-Бонин, Волкано, Марианским, Тонга, Кермадек. Все *жёлоба* очень глубоки — до 11 км. С материковой, стороны они обрамлены: высокими подводными хребтами, отдельные вулканические вершины которых и образуют цепочки островов; Площадь островов, однако, составляет ничтожную часть от общей площади островной дуги. Котловины, отделяемые от океана глубоководными желобами и островными дугами этого типа, имеют черты строения, аналогичные строению соседних котловин океана: океанический тип земной коры, малая мощность рыхлых осадков, большая (до 6 км) глубина. В глубоководных желобах переходных зон этого типа мощность осадков также невелика. Например, в желобе Тонга она, видимо, меньше 100 м, местами на дне желоба, обнажаются коренные породы.

Области описываемого типа характеризуются значительной сейсмичностью. Отрицательными гравитационными аномалиями в желобах и положительными в котловинах, проявлениями современного вулканизма.

Курильский тип. Переходные области Курильского типа во многом сходны с Марианским. Отличаются они большими размерами островов и заметным возрастанием мощности коры в котловинах главным образом *за* счет увеличения мощности осадочного слоя. Под более зрелыми островными дугами, появляется гранитный, слой. Характерен интенсивный вулканизм с андезитовым составом лав. В целом это очень подвижные в тектоническом отношении области с очень частыми катастрофическими землетрясениями, многочисленными признаками резко дифференцированных и быстрых вертикальных движений земной коры.

Вследствие большой мощности осадков донный рельеф в котловинах заметно выровнен. Положительные аномалии в котловинах несколько меньше, чем в котловинах предыдущего типа. Желобам: свойственны большие отрицательные аномалии.

Японский тип. Имеет много общего с переходными областями Курильского типа. В строении переходных областей Японского типа участвуют значительные массивы суши: крупные острова и полуострова, представляющие собой результат слияния нескольких островных дуг разного возраста и сложенные земной корой материкового типа. В сложении некоторых дуг участвуют весьма древние породы — вплоть до протерозоя. Глубоководные желоба несколько мельче, чем желоба Курильского типа. Земная кора под островными массивами достигает значительной мощности (в Японии до 32 км) и имеет хорошо выраженный гранитный слой. Рельеф островной горный, характерны, интенсивный вулканизм и отрицательные аномалии силы тяжести. Желоба имеют резко выраженные отрицательные аномалии.

Среди переходных областей Японского типа по морфологическим особенностям можно выделить еще два подтипа: *Восточно-тихоокеанский* и *Индонезийский*: К первому относятся Гватемальская и Перуанско-Чилийская области восточной окраины Тихого океана.

Их отличительная особенность — отсутствие внутреннего бассейна (глубоководной котловины) и островной дуги. Вместо последней выступают передовые кайнозойские хребты окраины континента.

При этих условиях в глубоководные желоба поступает особенно много осадочного материала. Это способствует их заполнению и обмелению. По интенсивности вулканизма, вертикальных движений и по сейсмичности области данного типа не уступают Курильским или Японским.

К Индонезийскому подтипу относятся Индонезийская, Карибская и Южноантильская переходные области. Они характеризуются наибольшей сложностью строения. Внутри каждой из них выделяется несколько котловин,

глубоководных желобов и островных дуг, В котловинах нередко крупные подводные хребты и возвышенности.

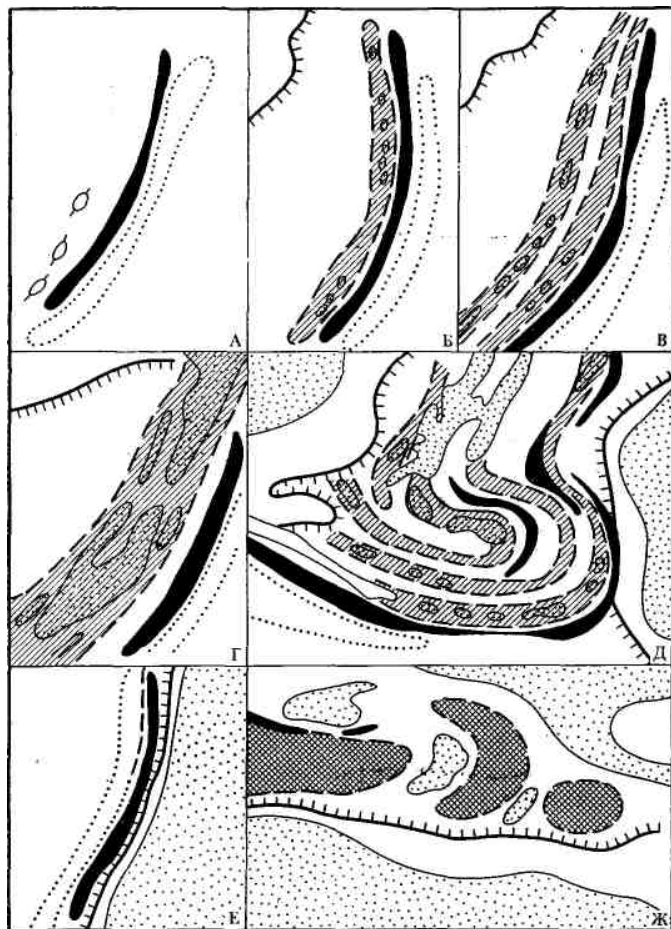


Рис. 18. Схема эволюции переходных зон: А — Витязевский тип (имеется только глубоководный желоб); В — Марианский (желоб и островная дуга); В — Курильский (двойная дуга со значительными по размеру островами); Г — Японский (крупные островные и полуостровные массивы; Д — Индонезийский подтип — крупные островные массивы, серпообразно изогнутые дуги; Е — Восточнотихоокеанский подтип (глубоководные желоба примыкают непосредственно к молодым краевым поднятиям на континенте); Ж — Средиземноморский (господствуют материковые структуры, имеются реликты глубоководных желобов и «окна» коры субокеанического типа (7):

1 — внешний хребет; 2 — глубоководный желоб; 3 — островная дуга; 4 — материковый склон; 5 — суша; 6 — подводные горы

Глубоководные желоба встречаются и с внутренней стороны островных дуг. Сами островные дуги имеют различный возраст и в большинстве случаев сильно изогнуты в плане. Вулканизм и сейсмичность здесь так же значительны, как и в областях, отнесенных к предыдущему подтипу. Еще более сложно устроены переходные области **Средиземноморского типа**. Складчатые

сооружения образуют острова, полуострова, дислоцированные породы слагают обширные пространства гор и равнин (рис.19).

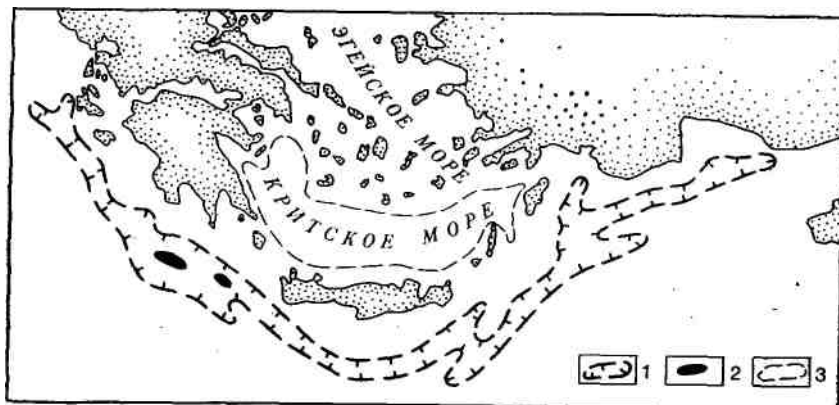


Рис. 19. Эллинский желоб (1) и Критское море (3) в Средиземноморье. Черным (2) показаны участки желоба глубиной более 5 км (по О. А. Михайлову)

3.3. Мегарельеф ложа и срединно-океанических хребтов

Ложу океана присущ океанический тип земной коры, отличающийся малой мощностью (5—10 км) и отсутствием гранитного слоя. Срединно-океанические хребты характеризуются особым типом строения земной коры — рифтогенным, на основании чего они и выделяются в качестве особой планетарной формы.

Ложье океана соответствует в структурном отношении океаническим платформам или талассократонам. При взгляде на батиметрическую карту любого океана бросается в глаза ячеистость его мегарельефа. Гигантские котловины с относительно ровным или холмистым дном отделяются крупнейшими *хребтами, валами* возвышенностями. Наиболее типичная - океаническая кора присуща днищам котловин, на возвышенностях, как правило, мощность коры увеличивается.

Строение рельефа дна океанических котловин довольно однообразно. Почти в каждой котловине океана выделяется два основных типа рельефа. Большая часть площади имеет холмистый рельеф с вертикальным расчленением 250-600 м. Этот тип рельефа называется «рельефом абиссальных холмов». Меньшая часть площади дна котловины почти идеально выровнена — это плоские

абиссальные равнины. Они обычно занимают не самые глубокие участки котловин, а расположены ближе к материковому склону и подножию.

На дне океанов имеются крупные хребты с океаническим типом строения земной коры и сбросово-глыбовой структурой. Другие линейно вытянутые элементы имеют вид крупных волон, на сводах которых насажены вулканы. Например, Гавайский хребет. Вулканы щитовые и извергают магму основного состава. На некоторых волон возвышаются плосковершинные горы – гайоты, конусы с усеченной вершиной. Глубина над вершинами гайотов достигает 2,5 тыс.м, что указывает на их погружение.

Срединно-океанические хребты представляют собой области интенсивного современного горообразования, которые, существенно отличаются по протекающим в них процессам от геосинклинальных областей. Это принципиально иной тип горообразования, хотя в последнее время тектонистами предпринимался ряд попыток связать воедино горообразование в геосинклинальных областях и в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов.

Срединно-океанические хребты морфологически представляют собой крупнейшие, вытянутые в меридиональном или субмеридиональном направлении вздутия земной коры, образующие как бы огромный (до 2000 км в ширину и до 6 км относительной высоты) свод со сложно расчлененным рельефом склонов и особенно его осевой зоны. В осевой зоне развиты асимметричные хребты, разделенные глубокими, резко выраженными ложбинами с плоским дном и крутыми бортами, вытянутыми в соответствии с общим простиранием срединно-океанического хребта. Было доказано, что эти образования — результат разрывных нарушений земной коры типа рифта, поэтому осевые зоны срединных хребтов получили наименование *рифтовых зон*. Срединно-океанические хребты образуют единую планетарную систему. Одной из основных геолого-геофизических особенностей срединно-океанических хребтов, присущей только им, является чрезмерно высокое значение скоростей упругих волон в рифтовых зонах. Другая существенная геофизическая особенность зон — высокое значение теплового потока (от 3 до 10 мккал/см²-с) К числу важных черт,

характерных для рифтовых зон, следует отнести высокую сейсмичность срединных хребтов и приуроченность вулканов к гребням и склонам этих хребтов.

В зонах срединных хребтов, как и в геосинклинальных областях, идет интенсивный процесс горообразования, процесс перестройки структуры земной коры, однако ход его и причины совершенно иные. В геосинклиналях происходят складчатость и гранитизация осадочных пород, которые, завершаются инверсией рельефа, образованием гигантских горных сооружений на месте бывшего геосинклинального бассейна. Этот процесс каким-то образом связан со сверхглубинными разломами. В рифтовых зонах срединно-океанических хребтов происходит общее вспучивание, а затем и взламывание земной коры, внедрение в нее ультраосновных пород.

ТЕМА 4. СКЛОНОВЫЕ ПРОЦЕССЫ

К склонам следует относить такие поверхности, на которых в перемещении вещества определяющую роль играет сила тяжести. При углах наклона 1-2 градуса сила тяжести еще очень мала. Но даже без них на долю склонов приходится более 80% всей поверхности суши.

Склоновая денудация является одним из основных экзогенных факторов формирования рельефа и основным поставщиком материала, из которого образуются потом аллювиальные, ледниковые, морские и другие генетические типы отложений.

Существует тесная взаимосвязь между выветриванием и склоновыми процессами: быстрое удаление со склонов рыхлых продуктов выветривания обнажает «свежую» породу и тем самым способствует усилению выветривания. Медленная денудация склонов, напротив, приводит к накоплению продуктов выветривания, которое затрудняет дальнейшее выветривание коренных пород, но способствует интенсификации склоновых процессов.

4.1. Склоновые процессы и рельеф склонов

Рассмотрим более подробно некоторые процессы, происходящие на склонах, и их морфологические результаты.

Обвальные склоны. Обвалом называется процесс отрыва от основной массы горной породы крупных глыб и последующего их перемещения вниз по склону. Образованию обвала предшествует возникновение трещины или системы трещин, по которым затем происходит отрыв и обрушение блока породы. Морфологическим результатом обвалов является образование *стенки срыва и ниш в верхних частях склонов и накопление продуктов обрушения у их подножий*.

Аккумулятивная часть обвального склона обладает беспорядочным холмистым рельефом с высотой холмов от нескольких метров до 30 м, реже больше. Сложена она крупнообломочным материалом. Размер обломков колеблется от десятков сантиметров до десятков метров.

Обвалы наблюдаются как в горах, так и на равнинах. Наиболее грандиозны обвалы в горах. Так, при обвале в долине реки Мургаб (Западный Памир, 1911) объем обрушившейся породы составил более 2 км³, а ее масса — около 7 млрд. т.

Обвалы небольших масс породы, состоящей из обломков размером не более 1 м³, называют *камнепадами*.

Осыпные склоны. Образование осыпей связано преимущественно с физическим выветриванием. Наиболее типичные осыпи наблюдаются *на склонах, сложенных мергелями или глинистыми сланцами*. У классически выраженной осыпи различают осыпной склон, осыпной лоток и конус осыпи. *Осыпной склон* сложен обнаженной породой, подвергающейся физическому выветриванию. Продукты выветривания — щебень, дресва, перемещаясь вниз по склону, оказывают механическое воздействие на поверхность склона и вырабатывают в нем желоб — *осыпной лоток* глубиной 1—2 м при ширине в несколько метров. В нижних частях денудационных участков склонов желоба объединяются в более крупные ложбины, ширина которых может достигать

десятков метров. Талые и дождевые воды еще более углубляют желоба, расчлениают денудационную часть склонов, бровка склона становится фестончатой. Иногда рельеф денудационной части осыпных склонов оказывается очень сложным, образованным системой башен, колонн и т. п.

Движение обломков на осыпных склонах продолжается до тех пор, пока уклон поверхности не станет меньше угла естественного откоса. С этого момента начинается аккумуляция обломков, формируется *конус осыпи*.

Формируются отложения, которые называют *коллювиальными* (*colluvio* — скопление). Коллювий отличается плохой сортировкой материала.

При сильных ливнях стекающие по склону осыпей потоки воды подхватывают и приводят в движение не только мелкие частицы, но и дрсеву, мелкий щебень. Возникает грязекаменная масса — *микросель*. При незначительном изменении уклона микросель отлагает несомый материал в виде небольшого «языка» с расширенной и утолщенной частью в основании. Такие как бы застывшие в своем движении «потоки» нередко можно видеть в нижних частях и у подножья склонов сразу после ливня. В этом процессе примерно равное участие принимают силы гравитации и текущей воды.

Лавинные склоны. Скользящие и низвергающиеся вниз со склона снежные массы называют *лавиной*. Лавины — характерная особенность горных склонов, на которых образуется устойчивый снежный покров.

Лавинные лотки — крутостенные врезы отшлифованными склонами и лишенными растительности. В поперечном сечении они имеют нередко корытообразную форму. Продольный профиль лотков может быть ровным или с уклонами различной величины.

Конусы выноса лавин состоят из снега, перемешанного с обломочным материалом. Обломочный материал, вытаивающий из лавинного снега и скапливающийся из года в год у основания лавинных лотков, образует своеобразную рыхлую толщу, которую часто называют лавинным «мусором». Лавинные конуса выноса состоят из несортированного обломочного материала и включения большого количества органических остатков — обломков деревьев,

дерна и т. д. Поверхность лавинных конусов выноса из-за неравномерного содержания обломочного материала в снежной массе лавины неровная, бугристая.

При движении лавин по ровной или слегка наклонной поверхности дна долин иногда наблюдается выпаживание аллювия. В результате создаются гряды, похожие на снежные валы, образующиеся после прохода снегоочистительного клина. В зависимости от мощности аллювия высота гряд может колебаться от 10—15 см до 2—5 м. За счет выброса аллювия сошедшей со склона лавиной на противоположном берегу реки могут образоваться бугры высотой 2—3 м.

Оползневые склоны. В отличие от рассмотренных выше процессов при оползании происходит перемещение монолитного блока породы. Процессы оползания всегда гидрогеологически обусловлены. Они возникают в случае, если водопроницаемые породы подстилаются горизонтом водоупорных пород, чаще всего глин. Водоупорный горизонт при этом служит поверхностью скольжения, по которой более или менее значительный блок породы соскальзывает вниз по склону. Встречаются громадные оползни, захватывающие сотни тысяч кубических метров породы, и малые, объем которых не превышает нескольких десятков кубометров.

Оползни образуются как в горах (в областях развития слабо-сцементированных пород), так и на равнинах, где они приурочены к берегам рек, морей, озер. Возникают оползни на крутых склонах, наклон которых равен или превышает 15° . При меньших углах оползни образуются редко.

При оползании формируется определенный комплекс форм рельефа: *оползневой цирк*, ограниченный *стенкой срыва оползня* (оползевым уступом), *оползневой блок*, характеризующийся в большинстве случаев запрокинутостью верхней площади (оползневой террасы) в сторону оползневого склона и крутым *уступом*, обращенным в сторону реки, моря или озера по направлению движения оползня. Оползни описанного типа встречаются наиболее часто. Их называют *блоковыми* или *структурными*. Кроме них встречаются и другие виды оползней, например, оползни-сплывы.

Оползни-сплывы — мелкие формы оползневых деформаций, возникающие на склонах средней крутизны (15—30°). Они образуются за счет сплыва рыхлого материала по поверхности скальных пород или мерзлых грунтов и захватывают толщу мощностью от 2 до 5 м. В результате, на склоне образуются линейновытянутые полосы, глубина которых соответствует мощности оползшего слоя, а у подножья склона нагромождаются массы сплывшего материала с беспорядочной бугристой поверхностью

Оползни-оплывины, представляющие собой мелкие блоковые оползни, захватывающие толщи пород от 0,3 до 1,5 м. Ведущее значение в их образовании имеет увлажнение верхнего горизонта рыхлых осадков, слагающих склоны, иногда только почвенного слоя.

Делювиальные склоны. Делювиальными называют склоны, на которых перемещение материала вниз по склону происходит в результате стока дождевых или талых вод в виде тонких переплетающихся струек, густой сетью покрывающих всю поверхность склонов. Энергия («живая сила») таких струек очень мала. Однако и они в состоянии проводить большую работу, смывая мелкие частицы продуктов выветривания и отлагая их у подножья склонов, где формируется особый тип континентальных отложений, называемых делювиальными или (лат. deluo — смываю). Делювий чаще всего представлен суглинками или супесями. Однако состав его может меняться в широких пределах в зависимости от факторов, обуславливающих делювиальный смыв. Делювий характеризуется отсутствием слоистости или грубой слоистостью, параллельной склону, слабой сортированностью слагающих его частиц, крупность которых, как правило, уменьшается по мере удаления от подошвы склона. Часто делювиальные отложения бывают окрашены в различные оттенки серого цвета. В результате делювиального смыва уничтожается верхний (перегнойный), наиболее плодородный горизонт почвы, который и придает сероватую окраску отложениям. Уничтожением верхнего слоя почвы делювиальный смыв наносит большой вред.

Интенсивность делювиального смыва зависит от целого ряда факторов: от крутизны, длины склона и состава слагающих его пород, характера атмосферных осадков, интенсивности весеннего снеготаяния, от микрорельефа и характера поверхности склонов (занят ли склон лугом, пашней или лесом).

На склонах большой протяженности или значительной относительной высоты нередко удается наблюдать одновременно многие из описанных выше склоновых процессов, причем в их приуроченности к тем или иным участкам склона отмечается определенная закономерность — вертикальная зональность. Представим себе, например, склоны асимметричной куэстовой гряды. В верхней части пологого структурного склона в условиях разреженного растительного покрова доминирующим будет процесс делювиального смыва. Накопление делювиального материала осуществляется в нижней части склона. Если поступление делювия протекает с небольшой скоростью, на делювиальном шлейфе формируется почвенный покров. Здесь в условиях повышенной увлажненности будет происходить медленное дефлюкционное смещение накопившегося рыхлого материала вместе со сформировавшейся на его поверхности почвой.

На крутом склоне куэсты также будет прослеживаться четкая вертикальная зональность склоновых процессов. Верхняя обрывистая часть склона — это зона обвально-осыпных процессов, поддерживающих вертикальность стенки срыва. Ниже располагается зона накопления обвально-осыпного материала. На «живых», не закрепленных растительностью осыпях материал осыпей смещается дефлюкцией, делювиальным смывом и микроселями. Причем в верхней части осыпи четко выражен плоскостной или мелкоструйчатый смыв, который в нижней части сменяется бороздчатым. Если поверхность осыпного шлейфа задернована, развивается дефлюкционный процесс.

Характер и интенсивность описанных выше процессов меняется не только в пространстве, но и во времени. Так, летом при отсутствии дождей делювиальные процессы прекращаются совсем, а скорость дефлюкционного перемещения склоновых отложений резко уменьшается вследствие их сухости. При ливневых

дождях или интенсивном весеннем снеготаянии резко возрастает роль делювиального смыва, увеличивается скорость дефлюкционного перемещения склоновых отложений. При значительном насыщении материала осыпей влагой (при затяжных дождях или весеннем снеготаянии) к делювиально-дефлюкционным процессам, обычным для этих частей склонов, могут прибавиться оползни, сплывы и децерационные процессы.

Как уже отмечалось, проявление склоновых процессов зависит от ряда условий, главными из которых являются: уклоны первичных склонов, мощность и механический состав склоновых отложений, режим их увлажнения. Анализируя течение склоновых процессов в различной природной обстановке, можно видеть, что часть условий определяется региональными особенностями процессов выветривания, характером и режимом выпадения осадков, испарения и т. п. Эта часть условий хорошо коррелируется ландшафтными особенностями того или иного региона. Другая часть условий от ландшафтных особенностей не зависит и проявляется почти одинаково и в условиях тундры, и в умеренной зоне, и в условиях пустыни. *Склоновые процессы*, обусловленные второй группой причин, являются как бы *интразональными*. В любой из природных зон они локальны и занимают малые площади. К ним в первую очередь относятся обвальные и осыпные процессы, а также процессы отседания блоков и блоковое оползание, т. е. процессы, происходящие на склонах, угол наклона которых больше угла естественного откоса, колеблющегося от 30 до 45°. Эти процессы Ю. Г. Симонов называет *локальными*. Процессы делювиального смыва, медленного сползания масс (дефлюкция), солифлюкции тесно связаны с региональными ландшафтными условиями. Их называют *региональными склоновыми процессами*.

Еще более сложное взаимодействие между склоновыми процессами сами, смена одних процессов другими наблюдается при изменении физико-географических условий того или иного региона, а также в результате эволюции самих склонов, главным образом в результате изменения, их крутизны. Вся эта сложная картина взаимоотношения склоновых процессов во времени и

пространстве может быть восстановлена только на основании тщательного изучения склоновых отложений.

4.2. Возраст склонов

Подобно определению возраста рельефа определение возраста склонов представляет большие затруднения. Обусловлено это тем, что на любом первично возникшем склоне постов явно идут те или иные склоновые процессы, меняющие облик склона. Поэтому, когда мы говорим о возрасте склона, речь идет о времени действия того агента, который создал основные морфологические особенности первичного склона. Для склонов эндогенно происхождения это время проявления того или иного типа тектонических движений или магматизма, для экзогенных — время действия одного из экзогенных агентов. Проще решается вопрос о возрасте склонов аккумулятивных форм рельефа. Определив тем или иным путем возраст осадков, слагающих аккумулятивную форму решается вопрос о возрасте ее склонов. Труднее обстоит дело с определением возраста денудационных склонов. Он может быть определен или по возрасту коррелятных (склоновых) отложений, если таковые сохранились, или по соотношению форм рельефа, возраст которых известен. Так, например, склоны речных долин Подмосковья сформировались после, таяния московского ледника, так как долины врезаны в поверхность междуречий, сложенных ледниковыми отложениями московского возраста. При наличии в долине реки террас возраст разных участков ее склонов может быть уточнен. Так, если в долине имеется надпойменная терраса позднечетвертичного (валдайского) возраста, то склон долины, опирающийся на ее поверхность, имеет средне- и позднечетвертичный (московско-валдайский) возраст, а склон от поверхности террасы к пойме — позднечетвертично-голоценовый (послевалдайский) возраст.

4.3. Развитие склонов

Склоновые процессы ведут к выполаживанию склонов, к сглаживанию рельефа, к плавным переходам от одних форм или элементов рельефа к другим. Если участок земной поверхности более или менее продолжительное время находится в состоянии тектонического покоя, выполаживание образовавшихся на нем ранее эндогенных или экзогенных склонов агентами склоновой денудации (при обязательном участии выветривания) приведет к «съеданию», понижению междуречных (водораздельных) пространств и формированию на месте расчлененного участка земной поверхности невысокой, слегка волнистой равнины, которую В. Дэвис предложил назвать *пенепленом* (рис. 20, А).

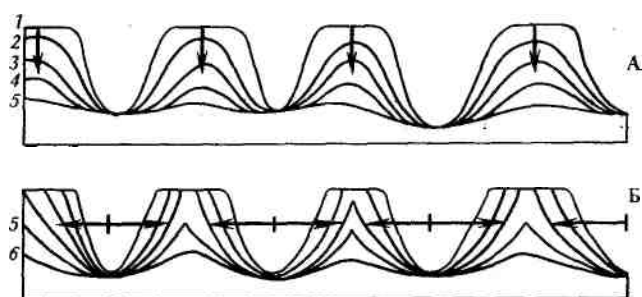


Рис. 20. Процесс пенеппенизации по В. Дэвису (А) и педиппенизации — по В. Пенку. Стрелками показано направление, в котором идет срезание междуречий; 1, 2, 3, 4, 5, 6 — последовательные стадии развития пенеппена и педиппена

Образование денудационных выровненных поверхностей происходит путем отступления склонов параллельно самим себе (рис 20Б). Этот процесс называется *педиппенизацией*, а сформировавшаяся таким образом денудационная равнина — *педиппеном*.

Простейшей формой педиппенизации является образование *педиппена* — пологонаклоненной площадки (3—5°), формирующейся в коренных породах у подножья отступающего склона. Наклон площадки обусловлен особенностями образования педимента. На каждый данный момент отступления склона его подножье защищено шлейфом склоновых отложений; на каждый данный момент остается все меньшая часть склона, которая может продолжать отступление параллельно самой себе. Вместе с тем по мере

отступления склона происходит постепенное удаление материала шлейфа.



Рис. 21. Педиפלлен с отдельными останцами (по Н. В. Башениной)



Рис. 22. Предгорная наклонная равнина, выработанная в коренных породах (педимент)

В результате поверхность коренных пород у подножья отступающего склона постепенно обнажается. Так в ходе описанного процесса возникает наклонная выровненная поверхность, прилегающая к подножью склона, т. е. педимент (рис. 22).

Оптимальные условия для формирования пенеппленов имеются на платформах со спокойным тектоническим режимом и умеренным гумидным климатом, например в центральной и северной частях Русской равнины, в юго-западной и центральной частях США. Для этих областей характерны длинные и пологие склоны, здесь зачастую очень трудно или даже невозможно отграничить склоны с преобладанием смыва или аккумуляции. В условиях более континентального гумидного климата Канады и Сибири развитию склонов идет по типу педиментов. Главным образом под воздействием таких процессов, как дефлюкация и солифлюкация. В результате процесс педиппленизации протекает медленно и в настоящее время в основном находится на стадии образования педиментов. В условиях аридного полупустынного и пустынного климата развитие склонов сначала происходит преимущественно путем отступления склонов и формирования *педиментов и останцовых гор* (рис 23).

При резко выраженной сухости климата, а также при благоприятных геологических условиях образуются огромные скопления грубообломочного материала, под которым педименты оказываются погребенными. Формируются так называемые *каменистые пустыни*, очень ярко представленные, например, в Сахаре, Ливийской пустыне, в Западной Австралии и в Большом бассейне на западе США.



Рис. 23. Педимент с останцовыми столовыми горами. Берег Кара Богаз Гола: (по Н. И. Андрусову)

Во влажных тропиках, где широко развита тропическая солифлюкция выполаживание и последующее выравнивание рельефа идет одновременно и по пути пенеппенизации и по пути педиппенизации. Огромное количество влаги переувлажняет грунт, представленный на значительных пространствах глинистыми продуктами латеритного типа выветривания. Переувлажненные массы материала сползают вниз. Это приводит к оплыванию и «растеканию» верхних участков склонов, следствием чего является общее снижение рельефа — пенеппенизация. Одновременно на крутых склонах энергично протекает педиппенизация.

В условиях арктического и субарктического климата главным механизмом образования поверхностей выравнивания является педиппенизация. Морозное выветривание, солифлюкция а также геоморфологическая деятельность снежников обуславливают быстрое отступление склонов и образование педиментов, а затем за счет слияния последних — педипплена. Результатом педиппенизации в высоких горах Арктики и Субарктики являются «*гольцовые террасы*» — площадки, выработанные в скальных породах,, нередко образующие

концентрические системы на склонах гольцов. «Террасы» обычно образуются применительно к местным базисам денудации, которыми для нивальных процессов всегда служат перегибы склона от более крутого участка к более пологому. Здесь создаются условия для значительного накопления снега, а это благоприятствует интенсивной деятельности морозного выветривания, нивальных и солифлюкционных процессов.

Следовательно, для образования педипленов, представляющих собой конечный результат развития склонов в условиях тектонического покоя, наиболее благоприятны области с резкими климатическими контрастами — пустыни и полупустыни, арктическая и субарктическая зоны, а также области умеренной зоны с резкоконтинентальным климатом. В областях влажного и более равномерного умеренного климата, как и в гумидных областях тропической зоны, выравнивание идет примерно при равном участии пенеппленизации и педиппленизации.

Образование педиментов, педипленов и пенеппленов возможно только в условиях нисходящего развития рельефа, т.е. в условиях преобладания экзогенных процессов над эндогенными. При этом происходит общее, уменьшение относительных высот и выполаживание склонов. При *восходящем развитии рельефа*, т. е. при преобладании эндогенных процессов над экзогенными, склоны вновь становятся более крутыми, а образовавшиеся выровненные поверхности испытывают поднятие и в течение какого-то времени, продолжительность которого определяется как площадью выровненной поверхности, так и интенсивностью последующих денудационных процессов, могут сохраняться как реликтовые формы рельефа. При неоднократной смене этапов нисходящего и восходящего развития рельефа в горных странах образуется ряд денудационных уровней, располагающихся в виде ступней или ярусов на различных высотах. Они получили название поверхностей *выравнивания*. Каждая в отдельности поверхность выравнивания может оказаться не только поднятой, но и деформированной в результате складчатых или разрывных тектонических движений.

ТЕМА 5. ФЛЮВИАЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ И ФОРМЫ

Поверхностные текущие воды — один из важнейших факторов преобразования рельефа Земли. Совокупность геоморфологических процессов, осуществляемых текущими водами, получила наименование флювиальные.

5.1. Работа водотоков.

Водотоки или, как их еще можно назвать, русловые потоки, производят разрушительную работу — *эрозию, перенос материала* и его *аккумуляцию* и создают выработанные (эрозионные) и *аккумулятивные формы рельефа*. Те и другие теснейшим образом связаны друг с другом, так как то, что было унесено водой в одном месте, откладывается где-либо в другом. Размыв и аккумуляция материала часто сменяют друг друга во времени и пространстве, поэтому не существует геоморфологических комплексов, где были бы развиты исключительно формы одного из этих двух генетических типов. Можно только различать области преобладающей эрозии и преобладающей аккумуляции. Однако на суше эрозионные формы рельефа пользуются большим развитием и распространением, чем аккумулятивные. Обусловлено это тем, что значительная часть обломочного материала, переносимого постоянными и временными водотоками, выносится в моря и океаны и откладывается на дне, образуя толщи морских осадочных пород.

Эрозионная работа водотока осуществляется за счет живой силы потока, корразии (воздействия на дно и берега влекомыми водным потоком обломками) и химического воздействия на породы, слагающие дно и берега реки.

Наибольшее значение имеет живая сила, или энергия потока, которая может быть выражена формулой

$$F=mv^2/2,$$

где F — энергия потока, m — масса воды, v — скорость течения.

Таким образом, чем многоводнее поток и круче уклон, тем больше его живая сила и эродирующая способность. Однако поток будет эродировать лишь в том случае, если не вся живая сила текущей воды расходуется на перенос твердого материала и на преодоление сопротивления.

В противном случае в русле потока будет происходить аккумуляция.

В эрозионной работе водотоков различают *донную эрозию*, направленную на углубление (врезание) русла водотока, и *боковую эрозию*, ведущую к расширению вреза в стороны. В работе любого водотока почти всегда можно обнаружить признаки обоих видов эрозии. Однако интенсивность их будет меняться в зависимости от уклона русла, геологического строения территории, по которой протекает водоток, стадии развития водотока (его возраста) и ряда других причин. Преобладание того или иного вида эрозии накладывает отпечаток прежде всего на морфологию (форму) долин русловых потоков. Узкие, глубокие и относительно спрямленные долины свидетельствуют об интенсивном врезании текущих по ним водотоков. Напротив, широкие, плоскодонные долины с прихотливо извивающимися руслами водотоков говорят о преобладании боковой эрозии.

Ширина долины водотока зависит от его величины, состава пород, прорезаемых водотоком, уклона местности и ряда других факторов. Углубление русла водотока также происходит не беспредельно. Оно ограничивается прежде всего уровнем водного бассейна (озера, моря), куда впадает водоток. Этот уровень называется *базисом эрозии*. *Общим базисом эрозии* для русловых водотоков является уровень Мирового океана. Наряду с ним различают *местные базисы эрозии*, которые могут располагаться на любой высоте. Возникновение местных базисов эрозии чаще всего определяется геологическим строением ложа (русла) потока. Выходы прочных пород, пересекающих русло, неизбежно вызывают замедление врезания, и на каком-то отрезке времени профиль русла на участке выше этого выхода будет приспосабливаться к такому временному базису.

Поскольку уровень воды в реке является базисом эрозии впадающих в него притоков, то местным базисом эрозии также часто называют уровень дна долины по отношению к прилегающей поверхности водосбора, который она дренирует.

Выше базиса эрозии водоток будет врезаться до тех пор, пока не сформирует профиль, в каждой точке которого живая сила потока окажется

уравновешенной сопротивлением подстилающих пород размыву, и транспортирующая способность потока окажется выровненной по всей его длине. Такой профиль называется *выработанным продольным профилем* или *профилем равновесия*. Идеальный профиль равновесия, может быть выработан только при определенных условиях: 1) при однородном составе пород, размываемых водотоком на всем его протяжении, и 2) при постепенном увеличении количества воды по направлению от истока к устью. В природной обстановке поверхность, по которой течет водоток, обычно сложена породами разного состава, а, следовательно, и разной устойчивости к размыву. Породы более податливые размываются легче; менее податливые задерживают глубинную эрозию. В таком случае продольный профиль водотока приобретает вид сложной кривой, характеризующейся чередованием участков с разными уклонами. Однако даже тогда, когда водоток смог бы выработать профиль равновесия, он не представлял бы плавную кривую. Обусловлено это тем, что, во-первых, равновесие между живой силой потока и сопротивлением горных пород размыву для разных пород будет достигнуто при разных уклонах; во-вторых, изменение водности потока, а следовательно, и его живой силы происходит не постепенно, а скачками. Скачки обусловлены впадением крупных притоков.

Таким образом, в процессе врезания русла продольный профиль водотока должен проходить несколько стадий, а именно: стадию выработанного профиля; стадию выработанного профиля; стадию» предельного профиля. Под последним понимается такой профиль, когда в любой точке русла не происходит ни врезания, ни аккумуляции, а вся энергия реки затрачивается и а транспорт. Это состояние теоретически может быть достигнуто каждым водотоком, однако сложность и изменчивость географических и геологических условий, в которых происходит выработка русла, практически делает недостижимым такое состояние.

Невыработанный продольный профиль потока характеризуется наличием водопадов, порогов, быстрин. *Водопадом* называют место, где ложе потока образует уступ с которого вода падает вниз. Различают несколько видов

водопадов: 1) *ниагарский*, когда масса воды низвергается широким фронтом, ширина равна высоте; 2) *йосемитский*, или *каскадный* — вода падает сравнительно узкой струей иногда с громадной высоты (водопад Энджей в Венесуэле имеет высоту 980 м) причем струя нередко разбивается на ряд каскадов, соответствующих отдельным уступам; 3) *карельский*, или *падун*, Ряд уступов, образующих серию небольших водопадов, называют *катарактами*, небольшие положительные неровности русла - порогами. Участки русла с более крутым падением и более высокими скоростями течения получили название *быстрин*.

Генезис уступов в продольном профиле потоков может быть различным: или они связаны с неровностями «первичного» рельефа, или с препарировкой стойких пород, или с загромождением русла обвальными массами или выносами материала из боковых долин. В результате *регрессивной эрозии* водотоки, заложившиеся на склонах речных долин, продвигаются своими вершинами в глубь междуречий.

Общей особенностью эрозионной работы водотоков является ее избирательный, селективный характер. Вода при выработке русла как бы выявляет наиболее податливые для врезания участки, приспособляясь к выходам более легко размываемых пород или к тем участкам, где сопротивляемость пород ослаблена по тектоническим причинам: к осевым зонам складок, к тектоническим трещинам, разломам, зонам дробления пород.

Материал, полученный в результате эрозионной работы постоянных водотоков, переносится вниз по течению. Транспортировка его осуществляется различными способами: 1) волочением обломков по дну, 2) переносом мелких частиц во взвешенном состоянии, 3) в растворенном виде, 4) в виде обломков, вмерзших в лед. Состав обломочного материала и его соотношение с веществами, находящимися в растворенном состоянии, зависит от характера водотока (равнинный или горный водоток), состава пород, слагающих бассейн руслового потока, от климата и источника питания водотока. Несмотря на слабую минерализацию вод подавляющего числа постоянных водотоков (рек),

перенос ими растворенных веществ исчисляется миллионами и десятками миллионов тонн. Так, река Енисей ежегодно выносит в море 30 млн. т растворенных веществ, Волга — 46,5 млн. т и т. д. Взвешенный материал переносится реками также в огромном количестве. Тот же Енисей ежегодно выносит в море около 12 млн. т взвесей, Нил — 88 млн. т, Инд — 400 млн. т и т. д.

Движение донных наносов находится в строгой зависимости от скорости течения. Максимальная масса частицы, которую может переносить поток, пропорциональна шестой степени скорости течения. Эта зависимость дает возможность объяснить большую разницу в величине обломков, переносимых горными и равнинными реками или одной и той же рекой в межень и в половодье, когда с увеличением массы воды увеличивается и скорость ее течения.

Отложения, формируемые постоянными водными потоками (реками), называются *аллювиальными* или просто *аллювием*. Аллювий заметно отличается от других генетических типов континентальных отложений (склоновых, ледниковых и др.) прежде всего сортированностью и окатанностью обломков. Сортировка и окатывание обломочного материала, слагающего аллювий, происходит во время его транспортировки и начинается сразу, как только обломки попадают в водный поток. Окатывание обломков происходит вследствие ударов и трения их друг о друга, а также о дно и берега водотока. В результате неокатанные обломки становятся окатанными: глыбы превращаются в валуны, щебень — в гальку, дресва — в гравий. В процессе переноса обломки не только окатываются, но и истираются. Поэтому с течением времени валуны переходят в гальку, галька — в гравий, гравий в песок. Следовательно, вниз по течению аллювиальные отложения становятся все более и более мелкозернистыми, если в описанный процесс не вмешиваются посторонние факторы — поступление крупнообломочного материала в результате обвалов берегов, выноса временных водотоков и т. п. Меняется вниз по течению и состав аллювия. Происходит это вследствие того, что менее прочные минералы и породы истираются быстрее, чем более прочные, а также за счет воздействия воды на растворимые породы и

минералы. В процессе транспортировки происходит сортировка обломков по массе и величине.

5.2. Работа временных водотоков и создаваемые ими формы рельефа

Исходная форма временно действующих водотоков — *эрозионная борозда возникающая* на делювиальных склонах при переходе плоскостного смыва в линейный. Глубина борозд от 3 до 30 см. ширина равна или немного превосходит глубину. После прекращения стока склоны быстро выполаживаются, ширина борозд увеличивается. Обычно борозды, располагаясь в нескольких метрах друг от друга. Глубина и морфологическая выраженность борозд вниз по склону постепенно увеличивается по мере увеличения количества стекающей воды (рис. 24).

На распаханых склонах с разреженным растительным покровом борозды с течением времени превращаются в *эрозионные рытвины* (промоины), глубина которых может достигать 1,0—2,0 м ширина — 2,0–2,5 м. Склоны рытвин также характеризуются большой крутизной, местами они отвесные, поперечный профиль их чаще всего V-образный.

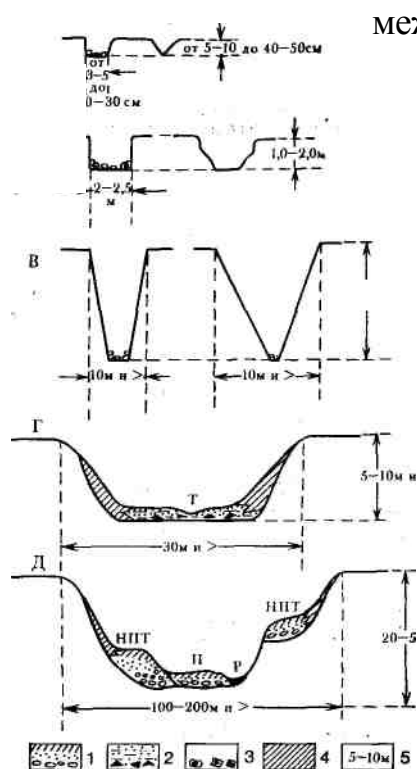
Однако не каждая эрозионная борозда превращается в промоину. Для образования последней нужен более мощный водоток, а следовательно и большая площадь водосбора. Поэтому рытвины встречаются на склонах значительно реже эрозионных борозд и обычно отстоят друг от друга на десятки метров.

Эрозионные борозды и рытвины в легко поддающихся размыву породах (песок, суглинок, лёсс и др.) могут образоваться в течение одного ливня или за несколько дней весеннего снеготаяния.

В дальнейшем рытвины служат коллектором для дождевых, и талых вод. При достаточном водосборе часть рытвин, углубляясь и расширяясь в процессе вреза, постепенно превращается в овраги (рис. 24). Глубина оврагов 10—20 м, но может достигать 80 м, ширина (от бровки до бровки) 50 и более метров. Склоны оврагов крутые, часто отвесные. Поперечный профиль оврагов V-образный. Иногда овраги характеризуются плоским дном, ширина которого не превышает

нескольких метров. Овраг отличается от рытвины не только своими размерами, но и тем, что он имеет свой собственный продольный профиль, отличный от профиля склона, который он прорезает. Продольный профиль рытвины, как правило, повторяет продольный профиль склона, хотя и в несколько сглаженном виде. Овраг — активная эрозионная форма. Наиболее подвижной является его вершина, которая в результате регрессивной (потящейся) эрозии может выйти за пределы склона, на котором возник овраг, и продвинуться далеко в пределы междуречий. Поэтому овраги характеризуются значительной длиной, исчисляемой сотнями метров и даже километрами. Растущая вершина оврага может иметь различный вид. Часто овраг начинается сразу отвесным уступом — *вершинным перепадом* — высотой 1,0 – 3,0 м, со всех сторон окруженным пологонаклоненной к нему поверхностью. Иногда в вершинах оврагов наблюдаются нечетко выраженные в рельефе понижения, имеющие в плане эллипсовидную, округлую или (часто) округло-лопастную форму.

Такие формы рельефа называют *водосборными понижениями*. Иногда выше вершины оврага располагаются *слабо углубленные* (1,0-3,0 м), линейно вытянутые понижения, имеющие корытообразный поперечный профиль и задернованные пологие склоны, которые без четко выраженных бровок переходят в поверхность междуречий.



междуречий.

Рис. 24. Генетический ряд флювиальных форм равнинных территорий: *А* — эрозионные борозды; *Б* — эрозионные рытвины (промоины); *В* — овраги; *Г* — балка; *Д* — речная долина:

1 — аллювий; *2* — балочный аллювий; *3* — обвальнo-осыпные образования; *4* — делювий; *5* — размеры форм; *7* — тальвег временного водотока; *Р* — русло реки; *П* — пойма; *НПТ* — надпойменные террасы

Такие формы рельефа получили название *ложбин*. Заканчиваются ложбины едва заметными в рельефе безрусельными понижениями типа *деллей*. Их называют ещё *потяжинами*.

Овраги, заложившиеся по ранее существовавшим эрозионным формам, называются *донными*, *вторичными* или *вложенными оврагами*, а возникшие на склонах речных долин и развившиеся из более мелких эрозионных форм,— *береговыми* или *первичными*.

С ростом оврага в длину и выработкой продольного профиля эрозионная сила стекающей воды уменьшается. Склоны оврага выполаживаются, на них появляется растительность. Расширяется дно оврага как за счет продолжающейся боковой эрозии, так и за счет отступления склонов в результате склоновых процессов. Овраг превращается в *балку*. Переход оврага в балку совершается не сразу на всем его протяжении. Процесс этот начинается с нижней, наиболее древней части оврага и постепенно распространяется вверх.

В дно балки в дальнейшем может снова врезаться овраг. При неоднократном врезании донных оврагов в балке образуются площадки-ступени сложенные балочным аллювием—*балочные террасы*.

Овражный и балочный аллювий отличается низкой степенью сортировки материала. Обычно наиболее грубый материал приурочен к нижней части разреза, более тонкий к верхней части. Однако и тот и другой отсортированы плохо, песчано-суглинистый материал засорен щебнем и плохо окатанными валунами, слоистость грубая и не всегда четко выражена.

Выносимый из оврагов и балок материал, если он не уносится рекой, откладывается в устьях, образуя *конусы выноса*. Материал, слагающий конусы выноса временных водотоков называется *пролювием*. Состав пролювия зависит от характера осадков, слагающих склон, прорезаемый оврагом или балкой, стадии развития оврага и характера стока дождевых и талых вод. В целом, для него характерна плохая сортировка материала, слабая окатанность обломков, уменьшение размера частиц от вершины конуса выноса к его основанию и от его осевой линии к краям.

Овражная эрозия — природное бедствие, наносящее большой ущерб народному хозяйству. Рост оврагов уменьшает площадь угодий, пригодных для земледелия. Известно немало примеров превращения ранее богатых пахотных земель в непригодные для земледелия, изборожденные оврагами площади.

Скорость овражной эрозии очень большая. На Нижнем Дону, например, скорость роста оврагов составляет в среднем 1—1,5 м в год, на Ставрополье (Северный Кавказ) — до 3 м в год. Исследования показали, что современные физико-географические условия тех районов, для которых характерна густая овражная сеть (Черноземный центр европейской части, Ставрополье, Приволжская возвышенность, Средний запад США и многие другие), в целом неблагоприятны для развития оврагов. Овражная эрозия здесь порождена хозяйственной деятельностью человека: интенсивной распаханностью, неправильными севооборотами, неумеренным выпасом скота. Нередко овраги зарождаются на склонах по колеям грунтовых дорог.

Следующей стадией развития эрозионных форм, создаваемых временными водотоками является речная долина с постоянным водотоком. Все более углубляющаяся эрозионная форма может достигнуть уровня грунтовых вод, которые дают начало речке.

Однако в описанном генетическом ряду: эрозионная борозда — рытвина — овраг — балка — речная долина — вовсе не обязателен переход одних форм в другие или возникновение одних форм из других. Выше уже говорилось, что не каждая эрозионная борозда превращается в рытвину и не каждая рытвина — в овраг. Овраг еще в период энергичной глубинной эрозии может врезаться до уровня грунтовых вод и, минуя балочную стадию, превратиться в долину ручья с постоянным водотоком. В условиях гумидного климата на территориях, покрытых лесом, многие эрозионные формы типа балок никогда не были оврагами и формировались изначально по типу балок или ложбин.

Определенную специфику имеет деятельность временных водотоков в горах. В горах в верховьях водотоков обычно образуются, четко выраженные в рельефе *водосборные воронки* — углубления в виде амфитеатров, склоны которых

прорезаны эрозионными бороздами и рытвинами, ветвящимися кверху и сходящимися к основанию воронки, откуда начинается *канал стока*. Последний представляет собой тянущуюся вниз по склону глубокую и узкую рытвину овражного типа с V-образным поперечным сечением. У нижнего конца канала стока формируется конус выноса. Значительная крутизна продольных профилей и большие перепады высот между верховьями и устьями обуславливают интенсивную разрушительную работу временных потоков гор.

Особенно большую работу временные горные водотоки осуществляют в условиях жаркого и сухого климата. Здесь на склонах, лишенных растительного покрова, процессы выветривания протекают очень интенсивно. Этому в значительной мере способствует удаление рыхлых продуктов выветривания с крутых склонов гор. Скопившиеся в нижних частях выветривания большую часть года остаются сухими. Во время сильных ливней (свойственных аридным областям) или интенсивного весеннего снеготаяния большие массы быстро текущей с гор воды захватывают накопившиеся продукты выветривания и превращаются в грязекаменные потоки, называемые *селями*, Сели — грязекаменные потоки, грозное явление природы, с которым трудно бороться даже при использовании современных технических средств. Нередко сели наносят большой ущерб населению, сельскохозяйственным угодьям, промышленным и иным объектам, расположенным в селеопасных районах.

Временные водотоки, зарождающиеся на склонах гор аридных стран, при выходе из гор образуют обширные *пролювиальные равнины*, окаймляющие подножья гор. Равнины формируются за счет слияния многочисленных конусов выноса и имеют обычно волнистый продольный профиль. Состав пролювия и распределение в нем материала зависит от тех же факторов, которые определяют строение конусов выноса оврагов.

Если временные горные водотоки впадают в реку, их конусы выноса способны оттеснить или даже перегородить долину реки, образовав временную плотину. Прорыв такой плотины скопившейся выше по течению водой может привести к возникновению селя в долине реки.

Подрезанные рекой конусы выноса временных водотоков образуют в долинах горных рек псевдотеррасы, которые морфологически похожи на настоящие речные террасы. Отличаются от них строением и составом слагающего их материала. Существенной особенностью псевдотеррас является их невыдержанность по простирацию и значительные колебания относительных высот на коротких расстояниях.

5.3. Речные долины

Постоянные водотоки — реки — в процессе своей деятельности вырабатывают линейные отрицательные формы рельефа, называемые *речными долинами*. Основные элементы речной долины: дно - состоит из русла и поймы, и склоны. Они могут быть террасированными и простыми.

Руло реки – наиболее углубленная часть речной долины, по которой протекает речной поток в межень. Русла рек различаются по ширине и морфологии в плане. Однако в их строении имеется и целый ряд общих черт. Примыкающие к берегам и возвышающиеся над меженным уровнем расширенные части гряды переката называются *побочнями*; тот из них, который расположен ниже по течению, называется нижним побочнем, противоположный — верхним.

Глубокая часть русла у противоположного побочню берега называется плесовой ложбиной, а седловина между побочнями - *корытом переката*. Корыто переката обычно ориентировано под углом (от 20 до 50°) к продольной оси русла, и меженный поток реки, огибая нижний побочень, переваливает на участке переката от одного берега к другому, Так же ведет себя и стрежень реки.

Кроме описанной простой формы переката встречаются и другие, в том числе перекаты россыпи — сплошные обмеления русла без отчетливо выраженных побочней. У меандрирующих рек, или рек с излучинами, плёсы приурочены к вогнутым участкам берега (рис.25);

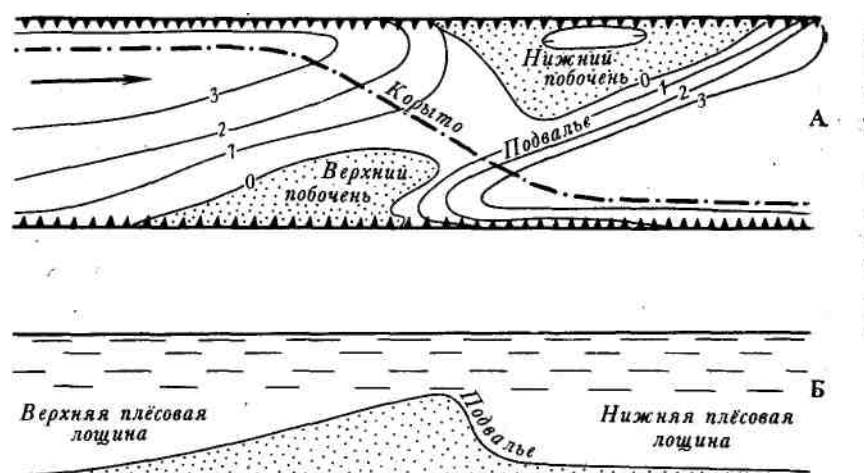


Рис. 25. Элементы переката: *А* — план в изобатах; *Б* — профиль по линии стрежня (по Н. И. Маккавееву):

а — поверхность побочней, возвышающихся над меженным уровнем воды; *б* — линия стрежня; *в* — берега меженного русла; 1, 2, 3, — изобаты

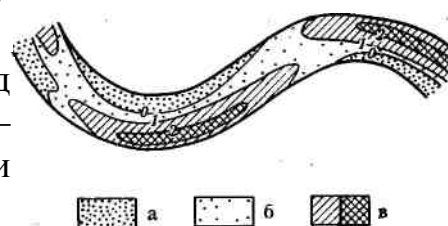
перекаты пересекают ось реки под острым углом от выпуклого участка берега одной излучины к выпуклому участку берега нижележащей по течению излучины. Перекаты располагаются, следовательно, в тех местах, где русло имеет сравнительно малую кривизну, меняющую свой знак на обратный. Самая глубокая часть плёса и самая мелкая часть переката несколько сдвинуты вниз по течению относительно точек наибольшей и наименьшей кривизны русла (рис. 26).

Большинство перекатов перемещается вниз по течению реки. Перемещение их происходит преимущественно во время половодья со скоростью от нескольких дециметров до нескольких сотен метров в год. Перемещаясь вниз по течению, побочни перекатов вызывают местный размыв противоположного берега. У больших равнинных рек при прохождении побочня переката противоположный берег может отступить на 100 и более метров.

Аллювий, слагающий перекаты, характеризуется довольно хорошей

Рис. 26. Распределение плёсов и перекатов у меандрирующих рек:

а — поверхность побочней, возвышающихся над меженным уровнем воды; *б* — тела перекатов; *в* — плёсовые ложины (густота штриховки пропорциональна глубине); 0, 1, 2, — изобаты



сортировкой и четкой косой слоистостью. Аллювий плёсов менее, сортирован.

В руслах рек часто встречаются и такие формы рельефа, как острова. Разделение (фуркация) русла и образование островов обычно служит признаком повышенной аккумуляции на данном участке реки несомого ею обломочного материала. Особенно много островов, делящих русло на множество рукавов, наблюдается: а) в дельтах рек б) при выходе горных рек на равнину, в) в местах пересечения рекой отрицательных геологических структур, испытывающих погружение в настоящее время, г) в межгорных впадинах, расположенных между поднимающимися хребтами. Во всех этих случаях аккумуляция материала является следствием падения скоростей течения в связи с уменьшением уклонов. Большинство речных островов имеет высоту, не превышающую высоты поймы, и затопляется в половодье.

Излучины. Извилистость характерна для равнинных и полугорных рек, находящихся в стадии врезания или стабильного состояния продольного профиля. Менее характерны излучины для рек в стадии аккумуляции. Лучше всего развиты излучины (меандры) у равнинных рек с глинистыми или суглинистыми берегами, несущими много наносов.

Пойма — это приподнятая над меженным уровнем воды в реке часть дна долины, покрытая растительностью и затопляемая половодьем.

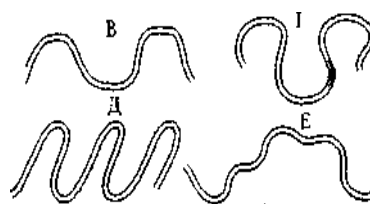
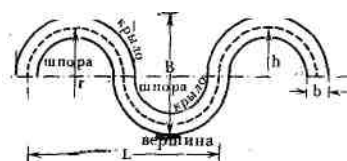


Рис. 27. Элементы излучин: L — шаг излучины; r — радиус излучины; h — стрела прогиба; B — ширина пояса меандрирования; b — ширина русла

Рис. 28. Формы излучин в плане: A — сегментные; B — синусоидальные; B — сундучные; G — омеговидные; D — заваленные; E — сложные

Пойма образуется почти на всех реках, как горных, так и равнинных, имеющих переменный уровень воды и находящихся в стадии врезания аккумуляции или стабильного состояния продольного профиля. Пойма может отсутствовать только на участках порожисто водопадного русла и в узких

ущельях. Высота пойм зависит от высоты половодья. У рек, впадающих в крупные приемные бассейны, высота половодья убывает к устью. В соответствии с этим убывает и высота поймы. Так, относительная высота (над меженным уровнем реки) волжской поймы в районе Саратова 11—12 м, у Волгограда она снижается до 7 м, а у Астрахани — до 2,0 м. В сужениях дна долины сезонная амплитуда уровней больше, чем на прилегающих участках расширений дна, поэтому и высота поймы возрастет на первых и убывает на вторых.

Большая роль в формировании поймы и слагающих ее различных фаций аллювиальных отложений принадлежит боковой эрозии рек. Последняя в значительной мере обуславливается первичной, извилистостью рек. Рассмотрим этот процесс на примере развития одной первичной излучины реки.

Каждая капля потока по инерции стремится двигаться прямолинейно. Поэтому при повороте русла вода устремляется к вогнутому берегу, подмывает его. Вогнутый берег становится обрывистым, начинает отступать, увеличивая кривизну изгиба и ширину долины реки. Образовавшийся (вследствие подхода к вогнутому берегу поверхностных струй) поперечный уклон водной поверхности вызывает перемещение донных струй от вогнутого берега к выпуклому. Возникает винтообразное движение воды в потоке, приводящее к углублению русла реки у вогнутого, берега. Материал, образовавшийся в результате подмыва берега и размыва русла, подвергается сортировке. Если берег сложен песчано-глинистой толщей с включением грубообломочного материала, то глинистые частицы при размыве перейдут во взвешенное состояние и будут унесены рекой вниз по течению. Значительная часть песчаного материала относится донными струями к противоположному (выпуклому) берегу и там откладывается. В наиболее глубокой части реки (на дне плёса у обрывистого вогнутого берега) остается лишь наиболее крупный материал (валуны, галька, щебень), который и выстилает эту часть русла реки, образуя базальную фацию аллювия.

Особенно интенсивно река работает в половодье, когда увеличиваются масса воды и скорость ее течения, т. е. резко возрастает живая сила потока. С

падением уровня накопившийся у выпуклого берега песчаный материал выходит из-под воды и образует прирусловую отмель.

Описанный процесс, повторяясь из года в год, ведет к смещению русла реки в сторону вогнутого берега, к расширению прирусловой отмели, песчаные осадки которой, двигаясь вслед за отступающим руслом, постепенно перекрывают крупнообломочный материал, отложившийся в наиболее глубокой части реки, в плёсах.

Прерывистость процесса наращивания прирусловой отмели (за счет причленений все новых «порций» аллювия в период весеннего половодья) находит отражение в ее рельефе, для которого характерна система параллельных дугообразных *гряд (гив)*, разделенных *межгрядовыми (межгивными) понижениями*. Относительная высота гив колеблется от нескольких десятков дециметров до нескольких метров.

Образовавшаяся прирусловая отмель заливается водой только в половодье. Высота полых вод над отмелью и скорость их течения значительно меньше, чем в пределах меженного русла реки. Они не мешают появлению на отмели растительности, которая, в свою очередь, начинает оказывать сопротивление движению полых вод и понижать скорость их течения. В пределах затопленной отмели создаются условия, благоприятствующие оседанию из воды взвешенных (глинистых) частиц, особенно на участках, удаленных от стрежня. С течением времени песчаные отложения расширяющейся прирусловой отмели оказываются перекрытыми более тонким материалом (суглинком, супесью); прирусловая отмель постепенно превращается в пойму.

Поэтому в долине реки наблюдается чередование вогнутых (подмываемых) и выпуклых (намываемых) берегов.

Как отмечалось выше, излучины реки перемещаются не только в сторону вогнутого берега, но и вниз по течению. В результате выступы коренного берега постепенно срезаются, образуется широкая ящикообразная долина, ширина которой равна ширине пояса меандрирования, характерного для той или иной реки (рис.29). Русло в такой долине занимает небольшое пространство. Большая

часть плоского дна долины занята поймой, в пределах которой река формирует свободные меандры. В результате синхронных перемещений излучин в продольном и поперечном направлениях они могут претерпевать сложные изменения своей формы.

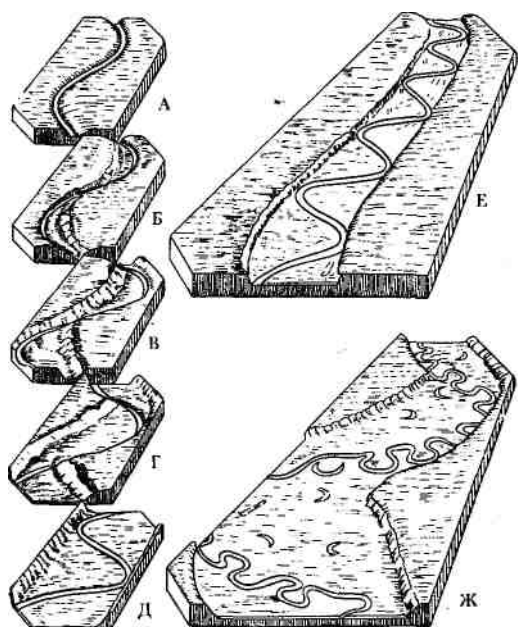


Рис.29. Схема формирования поймы и меандрового пояса: А, Б, В, Г, Д, Е, Ж — стадии развития речной долины

Шейки крутых излучин могут размываться с обеих сторон. В итоге шейка становится настолько узкой, что в половодье может быть прорвана. И образуется сначала затон, а потом старица. В старицах формируется особый тип аллювиальных отложений — *старичный аллювий*.

Мощность аллювиальных отложений пойм различна, но она не может превышать разницу высот, между самым глубоким местом в реке и максимальным уровнем половодья, если в работу реки не вмешиваются посторонние процессы. Такую мощность аллювия называют *нормальной*.

Изменение поймы и ее рельефа протекает особенно интенсивно во время высоких половодий, когда в пойме и в русле устанавливается единое течение.

Наносы, принесенные потоком на пойму, аккумулируются на ее поверхности. Наиболее интенсивна аккумуляция на участке, прилегающем к руслу реки, так как скорость переходящих из русла в пойму струй потока здесь резко уменьшается из-за уменьшения глубины и увеличения шероховатости дна. В дальнейшем скорости потока становятся почти постоянными, интенсивность

аккумуляции в центральной части пойменного массива убывает и крупность осевших наносов уменьшается. К тыловой части поймы поток доносит лишь мелкие (илистые и глинистые) частицы. Различие в интенсивности аккумуляции и размерах оседающих частиц приводит к тому, что наиболее повышенной оказывается та часть поймы, которая примыкает к руслу. После спада половодья здесь нередко можно встретить скопление свежееотложенных крупных наносов мощностью от нескольких сантиметров до нескольких дециметров. Повторение процесса приводит к образованию в этой части поймы *прируслового вала*, в ряде случаев довольно четко выраженного в рельефе.

От прируслового вала поверхность поймы слегка понижается к центру пойменного массива, характеризующегося сглаженным рельефом. Наиболее пониженным оказывается участок поймы, примыкающий к коренному берегу реки или к уступу надпойменной террасы. Низкое положение в рельефе и тяжелый механический состав отложений этой части поймы способствуют заболачиванию. В соответствии с часто наблюдаемыми различиями высот отдельных участков поймы и характером слагающих их осадков пойму принято разделять на три части: 1) прирусловую; 2) центральную; 3) притеррасную.

Поверхность поймы может быть осложнена комплексом форм рельефа, связанных как с деятельностью реки, так и с деятельностью других экзогенных агентов. Так, например, после ледохода на реках; при высоких уровнях воды поверхность поймы может оказаться прорезанной глубокими бороздами, выпавшими льдинами, а местами покрытой крупными *камнями - одинцами*, вытаявшими из льдин. На реках, прирусловые валы и прирусловые отмели которых сложены хорошо отсортированным песком и не закреплены растительностью, большое влияние на формирование мезорельефа поймы оказывает ветер. Наиболее высокие дюны перестают заливаться в половодье и выступают над водой в виде хаотически расположенных остров тыловой части поверхности поймы, может быть осложнена наложенными конусами выноса временных водотоков или руслами нижних участков небольших притоков реки,

которые, достигнув поймы, уклоняются от своего первоначального направления и следуют вдоль затона или заводи.

Усложнение в морфологию поймы могут вносить изолированные возвышенности острова «останцы» не заливаемые половодьем.

Сегментные поймы характерны для меандрирующих рек. Дугообразные гривы и разделяющие их межгривные понижения (сухие или занятые озерами) являются результатом процесса переформирования меандр и блуждания русла по дну долины.

Параллельно-гривистые поймы, обычно возникают у крупных рек с большой шириной долины и обусловлены тенденцией реки смещаться все время в сторону одного из склонов.

Особенностью рельефа параллельно-гривистых пойм является наличие длинных продольных (параллельных руслу) гряд и разделяющих их межгрядовых понижений. Вдоль межгривных ложбин иногда располагаются цепочки вытянутых вдоль долины озер. Примером параллельно-гривистой поймы может служить участок поймы реки Оки ниже г. Рязани. Ширина развитых здесь грив достигает 200 м, относительная высота— 6—8 м. Параллельно-гривистые поймы односторонние (в отличие от сегментной), т. е. развиты только у одного из берегов долины.

Обвалованные поймы наиболее характерны для рек, пересекающих предгорные наклонные равнины. Вследствие резкого падения скоростей при выходе на равнину такие реки интенсивно аккумулируют несомый ими материал. В результате русло реки оказывается приподнятым над прилегающей равниной, и ограниченным прирусловыми валами или естественными дамбами высотой до трех, а иногда и более метров. Во время высоких половодий вода прорывает валы и заливают значительные территории. Наличие дамб и приподнятость русла создают благоприятные условия для заболачивания прилегающих пространств и образования *плавней* (плавни в низовьях Терека и Кубани).

В заключение характеристики пойм следует отметить, что в долинах рек наблюдается, как правило, два уровня пойм — высокая и низкая. *Высокой называют* пойму, заливаемую один раз в несколько лет или в несколько десятков лет. *Низкая пойма* заливается в половодье ежегодно.

Речные террасы. На склонах многих речных долин выше уровня поймы можно наблюдать выровненные площадки различной ширины, отделенные друг от друга то более, то менее четко выраженными в рельефе уступами. Такие ступенеобразные формы рельефа, протягивающиеся вдоль одного или обоих склонов долины на десятки и сотни километров, называют *речными террасами*. В строении террас принимают участие аллювиальные отложения. Это свидетельствует о том, что когда-то река текла на более высоком уровне и что террасы являются не чем иным, как древними поймами, вышедшими из-под влияния реки в результате врезания русла. Причин, ведущих к образованию террас, много. Рассмотрим лишь главные из них.

1. Как известно, живая сила потока зависит от массы воды. Если в бассейне реки климат изменяется в сторону увлажнения и река становится более полноводной, возрастает ее эрозионная способность. Происходит нарушение установившегося ранее равновесия между размывающей способностью реки и сопротивлением пород размыву. Река начинает врезаться, вырабатывать новый профиль равновесия, соответствующий новому режиму. Прежняя пойма выходит из-под влияния реки и превращается в надпойменную террасу. Так как транспортирующая и эрозионная способности потока растут в большей степени, чем расход воды, интенсивность врезания увеличивается вниз по течению. Однако в низовьях реки величина врезания ограничивается постоянным положением базиса эрозии, поэтому максимум врезания наблюдается в среднем течении реки. В результате образуется *терраса хордового типа*.

2. Другой причиной образования террас является изменение положения базиса эрозии. Представим себе, что уровень бассейна, в который впадает река, понизился. В результате река, которая в низовьях отлагала материал, начнет врезаться в собственные отложения и вырабатывать новый профиль равновесия,

соответствующий новому положению базиса эрозии. Врез от устья будет распространяться вверх по течению реки до того места, где прежний уклон продольного профиля настолько значителен, что увеличение его, вызванное регрессивной эрозией, практически не будет оказываться на эрозионной способности реки. В конечном счете на месте прежней поймы образуется терраса, относительная высота которой убывает вверх по реке. Водопады и пороги в долине реки могут приостановить продвижение регрессивной эрозии и ограничить длину террасы.

3. Образование террас может быть связано с тектоническими движениями. Тектоническое поднятие территории, по которой протекает река, приводит к увеличению уклонов, а следовательно, и усилению эрозионной способности реки. Река, начинает врезаться, ее прежняя пойма постепенно превращается в террасу.

Описанные процессы могут повторяться или накладываться друг на друга, поэтому количество террас в долинах разных рек и в разных частях долины одной и той же реки может быть различным. Изучение строения террас, их количества, изменения высоты одной и той же террасы вдоль долины реки позволяет выяснить причины их возникновения, а следовательно, восстановить историю развития территории, по которой протекает река.

Относительный возраст террас определяется их положением по отношению к меженному уровню воды в реке: чем выше терраса, тем она древнее. Счет террас ведется снизу — от молодых к более древним. Самую низкую террасу, возвышающуюся над поймой, называют первой надпойменной террасой. Выше располагается вторая надпойменная терраса и т. д. У каждой террасы различают площадку, уступ, бровку и тыловой шов. В зависимости от строения выделяют три типа речных террас: 1) аккумулятивные, 2) эрозионные и 3) цокольные. К *аккумулятивным* относятся террасы, сложенные от бровки уступа до его подножия аллювием. *Эрозионные террасы* почти нацело сложены коренными породами, лишь сверху прикрыты маломощным чехлом аллювия (последний

может и отсутствовать). У *цокольных террас* нижняя часть уступа (цоколь) сложена коренными породами, а верхняя — аллювием.

Морфологические типы речных долин. Морфология речных долин определяется геологическими и физико-географическими условиями местности, историей развития долины. При интенсивном врезании возникают долины типа теснины, ущелья или каньона. *Теснина* - глубоко врезанная эрозионная форма с почти вертикальными склонами. *Ущелье* - отличается от теснины V-образным профилем, часто с выпуклыми склонами. *Каньон* – морфологически сходен с ущельем, но отличается ступенчатостью склонов, обусловлены препарировкой стойких пород. Типичный каньон – долина реки Колорадо в ее среднем течении. Для равнин характерны ящикообразные речные долины. Такая долина имеет широкое плоское дно, а русло занимает лишь небольшую часть дна долины. Кроме пойм на склонах могут быть развиты речные террасы. Большое влияние на морфологию долин оказывают состав и характер залегания горных пород в бассейне реки. В областях нарушенного залегания пластов долины совпадают с простиранием тектонических структур, а другие секут геологические структуры под углом, поэтому различаются долины продольные, поперечные и диагональные (Рис.30).

Поперечный профиль речных долин часто бывает ассиметричным. Причины асимметрии могут быть: 1) тектонические, проявляющиеся через литологию и геологические структуры; 2) планетарные, связанные с вращением Земли вокруг своей оси; 3) причины, обусловленные склоновыми процессами.

5.4. Речные бассейны

Совокупность речных долин в пределах некоторой территории называется *речной* или *долинной сетью*. Совокупность водотоков различной величины, изливающих воды одним общим потоком в море или озеро, называют *речной системой*. В каждой речной системе различают *главную реку*, впадающую в водный бассейн (озеро, море, океан) и *притоки*.

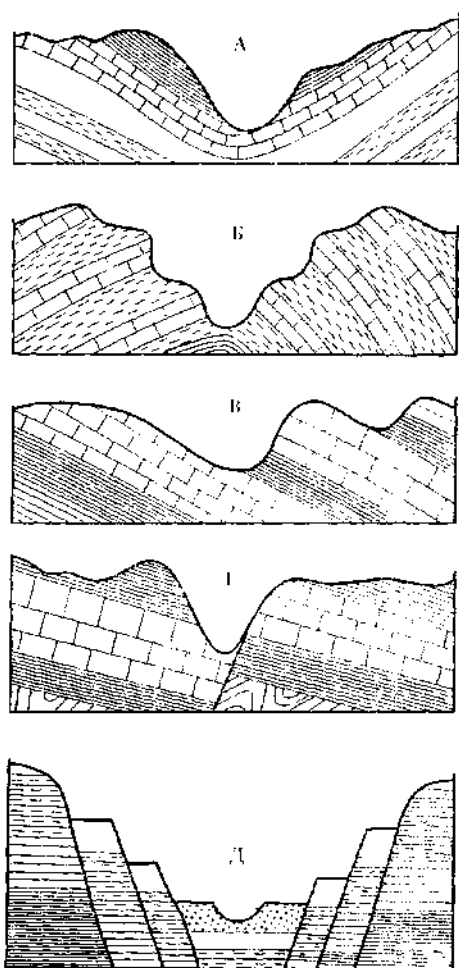


Рис. 30. Тектонические типы продольных долин: А - синклинальная; Б - антиклинальная; В – моноклинальная; Г – долина, заложившаяся вдоль линии разлома, Д – долина-грабен.

У притоков могут быть свои притоки, у тех, в свою очередь, свои и т. д. Поэтому принято различать притоки первого, второго, третьего и т. д. порядков.

Площадь, с которой осуществляется сток в главную реку (вместе с ее притоками), называется *речным* или *водосборным бассейном*. В площадь бассейна включаются и пространства между притоками, так как для склонового стока (делювиального смыва) днища притоков и главной реки являются базисом денудации, и река получает питание как водное, так и в виде обломочного материала не только за счет притоков и стока, но и со склонов. Граница между бассейнами соседних рек называется *водоразделом*. Подобно притокам, бассейны и водоразделы могут быть разного порядка. По характеру рисунка речной (или долинной) сети различают: древовидный, перистый, решетчатый

(ортогональный), параллельный, радиальный, кольцевидный типы. *Древовидный* тип характеризуется тем, что главные реки и их притоки образуют беспорядочно ветвящуюся систему, в которой нельзя выделить преобладающего направления водотоков (Волжская речная система и др.). Когда в стержневую, главную реку притоки впадают симметрично с обеих сторон (под прямым или острым углом), образуется *перистый тип* речной сети. Этот тип характерен для больших продольных долин складчатых областей. В куэстовых областях может сформироваться *дважды перистый тип*. *Решетчатый*, или *ортогональный, тип* присущ складчатым областям, где звенья речной сети располагаются по двум взаимно перпендикулярным направлениям, причем более длинные отрезки рек занимают продольные долины, а более *короткие* — поперечные, обычно приуроченные к зонам разломов (бассейн реки Белой на западном склоне Южного Урала, река Урал в верхнем течении). *Параллельный тип* характеризуется параллельным течением рек в одном или противоположном направлениях. Возникает он в пределах складчатых областей, особенно на их периферии, на наклонных поверхностях освободившихся из-под уровня моря равнин, на участках, сложенных породами различной прочности, круто наклоненных или стоящих на головах. *Радиальный тип* образуют реки, имеющие центробежную или центростремительную систему. Он характерен для вулканов центрального типа, межгорных впадин. *Кольцевидный*, или *виллообразный, тип* возникает по периферии солянокупольных структур или в пределах брахиантиклиналей, сложенных породами различной прочности.

Своеобразны и реки областей с вечномерзлыми грунтами. Летом они многоводны. Многоводность их обусловлена таянием мерзлых грунтов, с одной стороны, и отсутствием фильтрации воды в грунт, с другой (препятствует мерзлота). Благодаря многоводности реки обладают большой живой силой, поэтому они интенсивно расширяют свою долину. Этому способствует и термическое воздействие воды на мерзлые грунты, слагающие берега. Блуждание рек и связанное с ним расширение долин вызывается также накоплением осадков выше участков, промерзающих до дна.

Быстрое расширение долин приводит к тому, что поймы рек перестают заливаться даже в высокие паводки и превращаются в невысокие надпойменные террасы.

На участках широтного течения рек четко выражена асимметрия склонов долин, обусловленная экспозицией: склоновые процессы на склонах северной и южной экспозиции происходят с разной интенсивностью.

В пустынях отсутствие сплошного растительного покрова способствует интенсивному развитию эрозионных форм, несмотря на незначительное количество годовых осадков. Образованию эрозионных форм благоприятствует ливневый характер осадков. Местами сеть овражных форм настолько густа, что эрозионные ландшафты приобретают характер типичного *бедленда*, «*дурных земель*». В формировании пустынного бедленда часто одновременно участвуют и эоловые, и эрозионные процессы.

Для пустынь довольно характерны такие флювиальные формы, как сухие долины, а также речные долины, не доходящие до моря и заканчивающиеся на суше *внутренними дельтами* — своеобразными приустьевыми аккумулятивными формами, родственными обычным дельтам. Временные водотоки (многие сухие долины также вырабатываются ими) нередко в низовьях заканчиваются пролювиальными конусами выноса.

Изучение рисунка гидрографической сети имеет большое значение, так как тот или иной тип долинной сети образуется под влиянием определенных геологических, климатических и других природных факторов и таким образом отражает значение этих факторов в формировании данного ландшафта. В ряде случаев изучение типа речной сети может служить наводящим признаком в изучении геологического строения местности, говорящем об основных чертах тектоники — о направлении складчатости, о простираии линий разломов, о соотношении систем трещин в породах и т. п., т. е. иметь непосредственный практический интерес. Так, радиальный тип долинной сети может быть характерен для соляных куполов или для брахиантиклиналей, а в некоторых случаях — и для крупных «трубок взрыва». Соляные купола и брахиантиклинали

нередко представляют собой нефтегазоносные структуры, с трубками взрыва связаны месторождения алмазов и т. п.

Устья рек. Устья крупных рек, впадающих в море, океан или озеро, имеют различный характер. Наиболее типичным устьевым образованием является дельта реки. *Дельтой* называется аккумулятивная форма, создаваемая рекой на участке впадения ее в конечный водоем. Дельта обычно характеризуется ветвлением реки на отдельные рукава, хотя бывают дельты и не имеющие рукавов. Сравнительно редко встречаются также дельты, в пределах которых происходит ветвление на рукава, однако межукавные острова при этом оказываются сложенными не аллювиально-дельтовыми, а какими-либо иными отложениями, слагающими прибрежную равнину. Это так называемые *врезанные дельты* или *псевдodelьты*. Такую псевдodelьту имеет, например, река Нева.

Острова, на которых расположена значительная часть Санкт-Петербурга, сложены не аллювием Невы, а очень молодыми морскими отложениями.

Простейшим видом дельты является *клювовидная дельта*, состоящая из трех основных элементов: приустьевых участка русла реки и двух приустьевых кос по обе стороны от него. Образование кос связано с уменьшением скорости речного течения на участке смыкания реки и водоема, в то время как на стрежне еще продолжает сохраняться течение, препятствующее отложению аллювия (дельта реки Тибр в Италии). Вообще же этот тип дельты обычно характерен для небольших рек (рис. 31, А).

Следующий по стадии развития тип дельты — *лопастная дельта*. У американских и английских авторов этот тип называется еще «птичья лапа». Образованию лопастной дельты предшествует фуркация русла на 2—3 рукава. Типичный пример лопастной дельты — дельта Миссисипи (рис. 31, Б).

При многократном делении на рукава твердый сток реки распределяется более равномерно, и дельта выдвигается в море также более равномерно, уже не образуя далеко выдвинутых лопастей. Такая дельта называется *многорукавной*, или *мелколопастной* (дельта Волги, рис. 31, В). Охарактеризованные типы дельт представляют собой формы, выдвинутые в море. Бывают дельты другого типа —

так называемые *дельты выполнения*. Они образуются при впадении реки в мелководный залив. Формирование такой дельты протекает при совместном участии флювиальных и волновых процессов, причем последние способствуют образованию берегового вала на некотором расстоянии от края формирующихся рукавов дельты. В результате рельеф такой дельты принимает своеобразные черты. Приустьевые косы смыкаются с береговыми валами, образуя ячеистый рисунок положительных форм рельефа — валов.

Между ними остаются пониженные пространства, занятые болотами и озерами. Типичной дельтой выполнения является дельта Дуная (рис. 31, Г). При значительном воздействии волнения морской край дельты приобретает

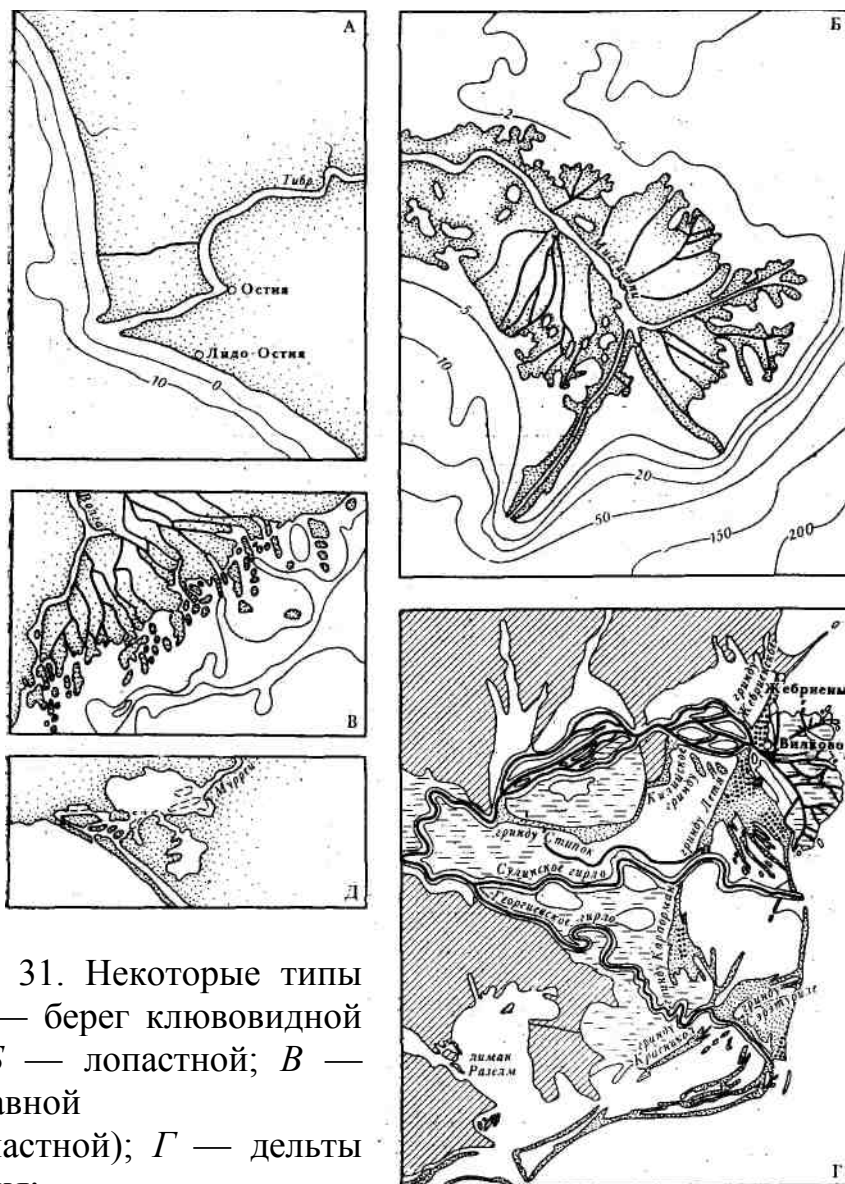


Рис. 31. Некоторые типы дельт: А — берег клювовидной дельты; Б — лопастной; В — много рукавной (мелколопастной); Г — дельты выполнения; Д — блокированной

выровненный контур, как это наблюдается, например, в дельте Нигера, подверженной мощному воздействию прибоя (рис. 31, Д).

Нередко дельты могут достигать огромных размеров — десятков тысяч квадратных километров, образуя *дельтовую равнину*. Обширные равнины восточной части Китая — это слившиеся дельтовые равнины Хуанхэ и Янцзы. В других случаях в пределах некоторого отрезка морского берега может впадать много сравнительно небольших рек. Суммарный твердый сток таких «рек, несмотря на небольшую величину каждой из них, может быть настолько значителен, что вдоль берега из этих отложений может образоваться прибрежная аллювиальная равнина. Так, значительная часть Североазербайджанского побережья Каспийского моря представляет собой прибрежную дельтовую равнину.

Таким образом, реки — мощный фактор аккумулятивного выравнивая рельефа. Если к этому добавить, что как педипланация, так и пенеplanation рельефа невозможны без существенного участия рек в этих процессах, поскольку именно они удаляют продукты разрушения склонов, то становится понятным огромное значение их в общем процессе выравнивания рельефа, формировании облика земной поверхности и в поступлении осадочного материала с континентов в моря и океаны.

ТЕМА 6. КАРСТ И КАРСТОВЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА

6.1. Условия карстообразования

Под термином «*карст*» понимают совокупность специфических форм рельефа и особенностей наземной и подземной гидрографии, свойственной некоторым областям, сложенным растворимыми горными породами, такими, как каменная соль, гипс, известняк, доломит и др. И хотя каменная соль и гипс обладают большей растворимостью, чем известняки и доломиты, гипсовый и соляной карст развит сравнительно мало из-за незначительного распространения этих пород, особенно выходов их на дневную поверхность. Известняки и доломиты в обычных условиях характеризуются слабой растворимостью, но

распространены они несравненно более широко, чем гипс или каменная соль. Кроме того, в определенных физико-географических условиях химическая агрессивность воды может в известняковых областях существенно возрасти и, если это еще сочетается с благоприятными геологическими условиями, возникают наиболее выразительные и занимающие обширные пространства карстовые ландшафты, приуроченные именно к известнякам. Поэтому, имея в виду преимущественную приуроченность карстовых образований к областям развития известняков, можно считать, что наиболее изучен и наиболее распространен именно известняковый карст.

Сущность карстовых процессов состоит в растворении породы атмосферными, поверхностными, талыми, подземными, а в некоторых случаях и морскими водами.

Главное условие растворимости известняка — достаточное количество растворенного CO_2 в воде. Тогда вода становится химически агрессивной и энергично воздействует на карбонатные породы.

Источниками CO_2 , содержащегося в природных водах, являются: атмосфера, биохимические процессы, протекающие в почве и коре выветривания, разложение органических остатков при свободном доступе воздуха, поступление углекислоты из недр земли в областях современной или недавней вулканической деятельности. Кроме углекислоты растворяющее действие на известняки могут оказывать и другие кислоты, например гуминовая, серная, но в целом, по-видимому, главную роль в карстовых процессах играет CO_2 .

К другим важнейшим условиям, определяющим развитие карста, относятся:

- а) рельеф на пологонаклонных поверхностях, как правило, карстовые образования возникают быстрее и представлены разнообразнее, чем на крутых склонах;
- б) чистота и мощность известняков — чем чище и мощнее толща известняков, тем интенсивнее они подвержены карстообразованию;
- в) структура породы — грубообломочные или ракушечные известняки карстуются гораздо меньше, чем однородные мелкозернистые известняки;
- г) климат, т. е. температурный режим, количество и характер выпадающих осадков, наличие

многолетней мерзлоты, препятствующей проникновению воды в карстующиеся породы; климатом обуславливается также характер растительного покрова, способствующего повышению химической агрессивности воды; вследствие разложения растительных остатков вода обогащается углекислым газом, гуминовыми кислотами, азотной кислотой и т. п.; д) трещиноватость карстующихся пород — при наличии трещиноватости возникает возможность проникновения агрессивных вод в толщу породы и образования различных форм подземного карста, а также оттока вод, насыщенных углекислотой, с поверхности в глубь карстующихся пород.

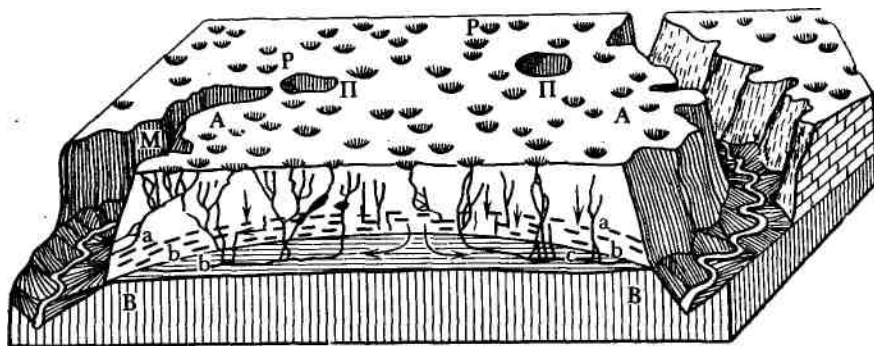


Рис. 32. Идеальный карстовый массив (по И. С. Щукину):

А—А — мощная известняковая свита; *В—В* — водоупорная порода; *Р* — многочисленные воронки; *П* — единичные крупные провалы над подземными пустотами; *а—а* — зона аэрации и эфемерных источников; *б—б* — зона периодического полного насыщения с периодически действующими источниками; *б—с* — зона постоянного полного насыщения и постоянных источников (стрелками показано направление циркуляции подземных вод); *М* — мешкообразная долина

Подземная циркуляция, т. е. гидрогеологические условия, имеют важнейшее значение для развития карстового процесса. В каждой карстовой области можно выделить три этажа, или зоны, различающиеся по гидрогеологическому режиму (рис. 32). Верхняя зона охватывает толщу породы от ее выхода на поверхность до зеркала грунтовых вод. Это *зона аэрации*, или *зона вертикальной циркуляции*. Здесь преобладает свободное гравитационное движение воды, происходящее периодически, во время дождей или таяния снега.

Следующая зона получила название *зоны периодически полного насыщения*. Здесь совершаются резкие колебания уровня подземных вод, связанные прежде

всего с периодическим поступлением воды с поверхности. Циркуляция воды в этой зоне близка к горизонтальной, но может происходить и с большим уклоном водной поверхности у края карстовой области. Зону периодически полного насыщения многие исследователи рассматривают как наиболее активную в отношении глубинного карстообразования, в частности пещерообразования. Границы её — наивысший и наинизший уровни зеркала грунтовых вод.

Нижняя зона — *зона постоянного полного насыщения*. Верхняя ее граница — наинизший уровень зеркала грунтовых вод, нижняя — водоупорный горизонт. Циркуляция здесь преимущественно горизонтальная. По окраинам карстовой области эта зона дает начало рекам, карстовым источникам, через которые происходит разгрузка подземных вод на земную поверхность.

6.2. Формы рельефа открытого карста

В зависимости от того, выходят ли карстующиеся породы на земную поверхность, или они перекрыты сверху некарстующимися отложениями, различают *голый* и *закрытый* (покрытый) карст. Голый карст, чаще всего свойствен горным территориям, где наиболее интенсивно идут процессы денудации, закрытый — равнинам. Наибольшее разнообразие форм рельефа и наибольшая активность карстовых процессов обычно свойственна голому карсту.

Дождевые или талые воды, стекая по поверхности известняка, разъедают стенки трещин. В результате образуется микрорельеф *карров* или *шраттов* — система гребней и разделяющих их рытвин или борозд. Борозды и гребни располагаются примерно параллельно друг друга, если четко выражено падение слоев и трещиноватость пород совпадает с направлением падения. При более сложной системе трещиноватости карры располагаются совершенно неправильно, пересекаются, разветвляются и вновь сливаются. Глубина борозд может достигать 2,0 м.

Покрытые каррами пространства называют *карровыми полями*. По мере расширения трещин гребни становятся все уже, надламываются и распадаются на отдельные обломки.

Такие старые карровые поля представляют собой нередко хаотические

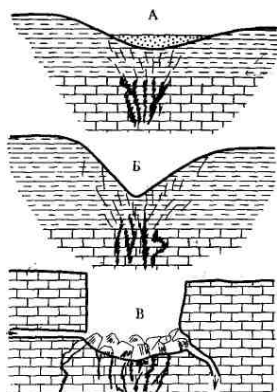


Рис. 33. Типы карстовых отрицательных форм рельефа: *А* — блюдцеобразная западина просасывания; *Б* — воронка просасывания; *В* —карстовый колодец провального происхождения: *1*— некарстующиеся породы; *2* — карстующиеся породы

нагромождения

крупных и мелких обломков известняка с кое-где сохранившимися и выступающими над этими нагромождениями карровыми гребнями. Карры могут образоваться на прибрежной полосе при воздействии морского прибоя на карстующиеся породы. При интенсивной вертикальной циркуляции воды процесс растворения карстующихся пород приводит к образованию *поноров* — каналов, поглощающих поверхностные воды и отводящих их в глубину закарстованного массива. Величина и форма поноров разнообразны и зависят от степени их разработанности. На поверхности поноры выражены зияющими трещинами или отверстиями, в глубине ими начинается сложная система каналов вертикальной циркуляции воды.

Расширение устьев понора в процессе дальнейшего растворения приводит к образованию *карстовых воронок* различных размеров и форм в зависимости от возраста, типа карстующихся пород и их залегания от щеле- и колодцеобразных до блюдцеобразных (рис 33).

В закрытом карсте воронки образуются не только за счет растворения, но и в результате механического выноса — *суффозии*—в поноры залегающих с поверхности нерастворимых пород

Такие воронки называют *карстово-суффозионными* или *воронками просасывания*. Карстовые блюдца, воронки и неглубокие колодцы в западноевропейской литературе носят название *долины*.

Карстовые формы рельефа могут быть беспорядочно разбросаны по поверхности карстового массива или сосредоточены вдоль определенных линий,

обусловленных направлением подземного стока или залеганием карстующихся пород. Эти формы не являются «застывшими». Они могут переходить одна в другую. Так карстовое блюдце в результате углубления, а карстовый колодец в результате выполаживания склонов могут превратиться в карстовую воронку (рис. 34).

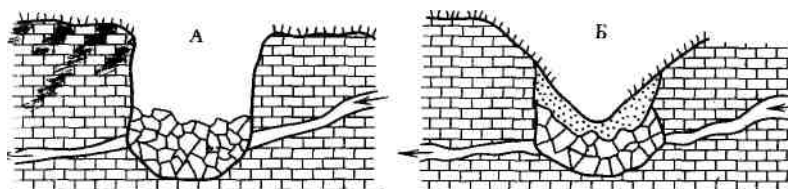


Рис.34. Превращение колодцеобразного провала (А) в ворнокообразную впадину (Б)

Если стенки понора продолжают растворяться, то канал становится достаточно большим и превращается в *естественный колодец* или *естественную шахту*. Карстовые шахты и колодцы нередко достигают очень, большой глубины (в несколько десятков или сотен метров). Одна из таких шахт в северной Италии, в окрестностях г. Верона, достигает глубины 637 м. Общее направление шахт близко к вертикальному, но имеются и значительные отклонения

отдельные участки шахт могут быть почти горизонтальными или наклонными. Шахты часто закладываются на пересечении нескольких систем трещиноватости. При дальнейшем растворении стенок шахты могут превратиться в достаточно широкие подземные ходы в пещеры.

Естественными колодцами нередко называют формы типа естественных шахт, но меньших размеров. Некоторые исследователи закрепляют термин «колодец» за определенными формами которые образуются не за счет поверхностного выщелачивания, а путем обрушения свода над подземной полостью. В таких случаях возникают отрицательные формы рельефа цилиндрической формы с вертикальными стенками и загроможденным

обломками дном. Часто такие колодцы располагаются рядами, как бы отмечая на поверхности направление подземных галерей, над которыми они образуются.

Провальные, или поверхностные, воронки, сливаясь, образуют *слепые овраги* или формы довольно причудливых очертаний, получившие название «увала». Известны, например, увала до 700 м в поперечнике при глубинах до 30 м. Такие образования представляют собой как бы переходные формы к еще более крупным карстовым ваннам — полям. Встречаются долины, которые не имеют устья, т. е. они не открываются в другую долину или в какой-то водоем, а оканчиваются тупиком. Такие долины принято называть *слепыми*. От слепых следует отличать *полуслепые*, которые тоже замкнуты на нижнем конце, но уступ, в который «упирается» водоток, низкий, и во время половодья вода переливается через нижнюю часть долин таких рек представляет собой неглубоко врезанную ложбину, сухую в течение большей части года.

Поля — обширные, обычно плоскодонные и с крутыми стенками карстовые понижения в несколько километров, а в некоторых случаях — в несколько десятков километров в поперечнике. Площадь Попова поля в западной Герцеговине достигает, например, 180 км². По ровному дну поля иногда протекает водоток, который в большинстве случаев появляется из одной стенки поля и скрывается в подземной галерее в противоположной стенке.

Поле — это одна из поздних стадий развития карстового рельефа, образующаяся за счет слияния многих карстовых воронок и котловин. При этом, если в ходе развития карстового процесса достигается базис карстовой денудации (уровень грунтовых вод), дальнейшее развитие такой формы будет возможна только за счет отступления стенок, т.е. роста в ширину, что и приводит к образованию поля.

6.3. Пещеры карстовых областей

Пещерами называют разнообразные подземные полости, образующиеся в карстовых областях, и имеющие один или несколько выходов на поверхность. Заложение пещер и их топография предопределяются расположением систем

трещин, пронизывающих карстующуюся породу, и гидрогеологическими особенностями карстовых областей.

Образование пещер связано с растворяющей деятельностью воды, проникающей в трещины. Расширяя трещины, вода создает в толще породы сложную систему каналов. В зоне горизонтальной циркуляции, где вода производит наибольший растворяющий эффект, образуется магистральный канал, который постепенно расширяется за счет соседних небольших трещин и стягивает воды из смежных каналов. Так постепенно формируется подводная река. Но при расширении новых трещин и частичной закупорке старых каналов принесенным с поверхности обломочным материалом или вследствие обрушения сводов река может проложить себе новый подземный путь стока, а прежние галереи становятся сухими.

Пещера может иметь лишь одно входное отверстие. На противоположном конце она будет заканчиваться либо системой очень узких ходов и трещин, либо обвальными или натечными образованиями, закупоривающими ее. Такие *пещеры* называют *слепыми*. Возможны пещеры с выходами с двух сторон. Это *проходные пещеры*.

Во многих пещерах на днищах, стенках или сводах образуются натечные формы. С потолка пещеры свешиваются в виде сосулек узкие и длинные *сталактиты*, состоящие из кальцита и в разрезе обычно имеющие концентрическое строение. Со дна пещеры навстречу сталактитам поднимаются более массивные и короткие формы, называемые *сталагмитами*.

Нередко сталактиты и сталагмиты срастаются и образуют *натечные колонны*. Близко расположенные сталактиты, сливаясь, создают натечные занавеси. Стены пещер бывают также покрыты натеками из кальцита.

Интересно, что в некоторых пещерах накапливается лед. Такие пещеры так и называют *ледяными* или *холодными*. Ледяные пещеры известны в Крыму, в Дагестане. Наиболее значительная среди них — знаменитая Кунгурская пещера на Урале. Для накопления льда и снега необходимы, во-первых, соответствующие климатические условия (в тропиках ледяных пещер не бывает), а во-вторых,

благоприятная конфигурация пещеры. Если, например, вход в пещеру идет не по горизонтали, а сверху вниз, то возникают благоприятные условия для накопления в пещере холодного воздуха, а вместе с тем снега и льда.

6.4. Зонально-климатические типы карста

Карстовый процесс — прежде всего денудационный процесс, поэтому он протекает по-разному в разных климатических зонах. Большая часть приведенного выше материала относится к голому карсту, который наиболее типичен для областей со средиземноморским субтропическим климатом. Карстовым процессам наряду с благоприятным геологическим строением здесь способствует климат. Ливневый характер атмосферных осадков и наличие засушливого сезона способствуют интенсивному воздействию дождевых вод на поверхность известняковых пород, сравнительно медленному накоплению элювия.

В странах с умеренным климатом карстовые процессы также развиваются довольно интенсивно, но карстующиеся породы почти всегда прикрыты слоем наносов и хорошо развитым почвенно-растительным покровом. Поэтому поверхностные карстовые образования типа долин и провалов не имеют столь резкой выраженности, как в средиземноморских странах. Это области преимущественно покрытого карста, карстовые образования связаны исключительно с подземным выщелачиванием, а поверхностные формы обусловлены провалами и проседанием рыхлого покрова над подземными карстовыми полостями (воронки просасывания).

В тропическом карсте в процессе его развития возникают понижения, разделяющие весь карстовый массив на отдельные возвышенности. Понижения углубляются до уровня базальной поверхности, и дальнейшее развитие тропического карста сводится к расширению этой поверхности за счет сокращения площадей занятых возвышенностями, до их полного уничтожения. В конечном счете это приводит к образованию выровненных карстово-денудационных поверхностей. Обычно процесс выравнивания распространяется в определенном направлении, и там, где он начался раньше, перед карстовой

областью формируется равнина, получившая наименование *окраинной равнины карста*.

Окраинная равнина по своему существу является педиментом карстового происхождения.

По морфологии положительных элементов рельефа тропический карст подразделяют на куполовидный, башенный, конический и котловинный. Как указывает И. С. Щукин, эти типы генетически связаны и скорее всего представляют собой лишь разные стадии в формировании карстового ландшафта или же могут быть обусловлены некоторыми местными геологическими условиями.

Куполовидный карст характеризуется тесным скоплением куполообразных возвышенностей, разделенных узкими вогнутыми седловинами то более высокими, то более низкими. Относительная высота куполовидных холмов колеблется от 25 до 150 м при поперечнике основания до 80 м. Седловины не достигают уровня предгорной равнины. куполовидный карст — всего лишь одна из самых ранних стадий развития карста в тропических областях.

Башенный карст — тип тропического карста, чаще всего наблюдается по периферии области распространения куполовидного карста. Для него характерно наличие крутостенных, изолированных, друг от друга возвышенностей, напоминающих башни или столбы, относительная высота которых может достигать 300 и более метров. Возвышенности-башни расположены на значительном расстоянии друг от друга (в отличие от куполовидного карста) и отделены плоскими понижениями, являющимися как бы ответвлением окраинной равнины. Обычно башни пронизаны пещерами и естественными шахтами, их вершинные поверхности изведены кардами и карстовыми воронками. Здесь можно встретить и достаточно обширные плоскодонные понижения типа полей, окруженные башнями и образовавшиеся на месте уже полностью уничтоженных карстовых башен.

Морфология башенного карста свидетельствует о том, что в данном типе тропического карста углубление понижений уже закончилось.

Конический карст отличается от башенного морфологией возвышенностей, которые имеют вид более или менее правильных конусов, т. е. склоны их уже значительно выположены. Есть мнение, что формы конического карста образуются в том случае, если развитие башенного карста прерывается тектоническим поднятием. Тогда наступает новый цикл врезания, уровень денудации понижается, и подножья возвышенностей уже не подвергаются воздействию застаивающихся дождевых вод. Склоны их выполаживаются за счет склоновых процессов.

Необходимо упомянуть также о *котловинном карсте*, который в наиболее полном виде представлен на Ямайке. Он отличается развитием вогнутых карстовых котловин, отделенных друг от друга островерхими известняковыми гребнями. Формирование котловинного карста определяется здесь глубоким залеганием уровня грунтовых вод и сильной раздробленностью известняков.

6.5. Псевдокарстовые процессы и формы

Наряду с настоящим карстом в некоторых районах встречаются явления и формы, внешне очень похожие на карст, но имеющие в основе другие причины, чем те, которые ведут к образованию карстовых форм.

Глинистый карст наблюдается в аридных или семиаридных странах, в районах, сложенных сильно карбонатными глинами, суглинками, а также лёссами. Значительную трещиноватость, пористость и карбонатность этих пород можно рассматривать как условия, сближающие эти районы с районами развития типичного карста. Однако здесь вынос растворенного материала по трещинам сочетается с механическим выносом глинистых и алевритовых частиц — *суффозией*.

Суффозия в карбонатных или засоленных глинах и суглинках ведет к образованию просадочных впадин — *блюдец (подов)*. В сильно карбонатных суглинках и глинах при условии хорошо развитой трещиноватости образуются глубокие подземные ходы и провалы, очень напоминающие настоящий карст. Такие резко выраженные образования и называются *глинистым карстом*.

ТЕМА 7. ГЛЯЦИАЛЬНЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА

Гляциальные рельефообразующие процессы обусловлены деятельностью льда. Обязательным условием для развития таких процессов является оледенение, т. е. длительное существование масс льда в пределах данного участка земной поверхности.

Оледенение возможно лишь в том случае, если данный участок находится в пределах хионосферы. *Хионосферой* называется слой атмосферы, внутри которого возможен постоянный положительный баланс твердых атмосферных осадков. Нижняя граница хионосферы неровная и при пересечении с суши образует *снеговую линию*. Верхняя граница проходит в пределах той части воздушной оболочки, где еще достаточно влаги для превращения ее в лед или снег. Она ограничена высотой порядка 8—10 км.

Различают два типа природного льда — водный и снежный. *Водный лед* образуется при замерзании вод суши или океана. *Снежный лед* образуется при метаморфизации снега. Снег в результате многократного замерзания и оттаивания, а также давления приобретает крупнозернистую структуру, превращается в *фирн* который в процессе дальнейшего преобразования превращается; в *глетчерный лед*, т. е. лед ледников суши.

Выделяет три типа оледенения: а) наземное, или; материковое, б) подземное, в) морское. Наибольшее геоморфологическое значение имеют первые два типа.

7.1. Условия образования и типы ледников

Ледниками называют устойчивые во времени накопления льда наземной поверхности. Они могут возникать только выше снеговой границы, хотя в процессе динамики ледник может спускаться и ниже ее. Лед в больших массах приобретает пластичность и способен течь. Величина уклона и мощность льда — важнейшие условия его движения. Поскольку и величина уклона поверхности, и сама возможность накопления льда наиболее благоприятны в горах, образование современных движущихся ледников во всех зонах, кроме полярной, возможно только в условиях высокогорного рельефа.

Питание ледника осуществляется за счет твердых атмосферных осадков, выпадающих на его поверхность, переноса снега ветром, обрушения снега со склонов и конденсации воздушных паров на поверхности ледника.

По условиям баланса твердой фазы воды (т. е. снега, фирна, льда) ледник может быть разделен на зону аккумуляции и зону абляции. *Абляцией* называется расход льда через таяние и испарение. Абляция приводит к уменьшению мощности краевой части ледника. Интенсивность абляции находится в прямой зависимости от температуры воздуха. Колебания температуры обуславливают колебания абляции, поэтому положение края ледника не остается постоянным.

Различают прежде всего *ледники покровные*, или *материковые*, и *ледники горные*. Последние подразделяются на ряд типов—долинные, каровые, вулканических конусов, кальдерные, плоскогорные и др. Наряду с этими основными типами можно выделить также ледники подножий гор и шельфовые ледники.

В настоящее время на Земле существует всего лишь два покровных материковых ледника — это ледяные покровы Гренландии и Антарктиды. Характерными чертами этого типа оледенения являются огромная площадь льда (площадь оледенения Антарктиды составляет около 13,2 млн. квадратных километров) и его колоссальная мощность — до 4 км. Максимальной мощности ледниковый покров достигает в центральной части. У края мощность ледника сокращается, и здесь проглядывают отдельные выступы его каменного ложа. Такие выходы коренного ложа в Антарктиде называют «оазисами» (оазис Бангера в окрестностях советской антарктической станции «Мирный»). Если останцы резко выражены в рельефе, их называют *нунатаками*.

Покровные ледники Гренландии и Антарктиды стекают в море через занятые ими понижения в прибрежном рельефе. Такие потоки льда называются *выводными ледниками*. Лед, достигнув воды, всплывает, разламывается, в результате образуются огромные глыбы плавучего льда — *айсберги*.

Большие массы льда на периферии Антарктиды лежат на шельфе или частично находятся на плаву. Это *шельфовые ледники*.

В горах образование ледников начинается со стадии снежника или фирнового пятна. На каком-то участке накопившийся за зиму снег не успевает стаять за лето. В следующий год здесь накапливается новая порция снега. Снег постепенно превращается в фирн, а затем в лед. Наличие устойчивого скопления льда обуславливает интенсивное морозное выветривание горных пород, на которых он залегает, а талые воды обеспечивают вынос продуктов выветривания. Постепенно образуется циркообразное (креслообразное) углубление с крутыми, часто отвесными стенками и пологим, вогнутым дном — *кар*. Ледник вступает в новую стадию развития — стадию *карового ледника*. Деятельные кары, т. е. кары, занятые ледниками, располагаются несколько выше снеговой границы.

Следующая стадия развития ледника — формирование *долинного ледника*. Масса льда уже не умещается в каре и начинает медленно спускаться вниз по склону. В качестве трассы стока лед «обычно использует какую-либо эрозионную форму, постепенно ее разрабатывая и расширяя. Долина, по которой движется ледник, приобретает корытообразную форму. Такая ледниковая долина называется *трогом*.

Если снеговая граница лежит низко, где-то на уровне подножья гор, подвергающихся оледенению, ледник выходит на предгорную равнину и растекается у подножья. Ледники, находящиеся в этой стадии развития, называют *ледниками подножий*. Типичный ледник подножья — ледник Маляспина на Аляске, образовавшийся в результате слияния нескольких долинных ледников у подножья гор.

Другие типы горных ледников, по существу, являются разновидностями рассмотренных выше покровных, каровых и долинных ледников. Всего на Земле ледниками покрыто более 16,2 млн. квадратных километров.

7.2. Формы гляциального рельефа

Ледник производит денудационную, транспортирующую и аккумулятивную работы. Разрушение горных пород ледником называется *экзарацией*. Различают экзарацию абразивную и экзарацию отщепления. Абразивная экзарация — разрушение горных пород вследствие трения льда и вмёрзших в

него обломков о подстилающие породы. В результате образуются тонкие продукты истирания — ледниковая мука, а на породе создаются полированные поверхности и *ледниковая штриховка*. Отщепление обломков происходит под действием горизонтально направленного давления льда на выступы коренного ложа. При этом могут отламываться крупные обломки породы.

Большое геоморфологическое значение имеет косвенное воздействие ледника на горные породы. Ледник создает местный климат условия которого благоприятствуют морозному выветриванию. Продукты морозного выветривания сваливаются на поверхность ледника и вместе с продуктами собственно экзарации транспортируются им. В ходе транспортировки возникают следующие динамические формы рельефа.

1. На контакте ледника и коренного ложа накапливается большая масса обломочного материала, состоящая из продуктов экзарации— валунов, щебня, мелкозема. Это *донная морена ледника (рис 30)*.

2. На поверхности ледника формируется главным образом из продуктов физического выветривания склонов *поверхностная морена*. Поскольку обломки со склонов сваливаются прежде всего на боковой край ледника, здесь образуются гряды, получившие название *боковых морен*. Когда ледник принимает какой-либо приток, из боковых морен главного ледника и его притока вдоль осевой линии формируется гряда — *срединная морена*.

Обломки пород могут проваливаться в многочисленные трещины, а также проникать внутрь ледника при протаивании и погребении обломков под новыми массами льда. Этот вид транспортируемого ледниками материала называется *внутренней мореной*.

Несомый ледником материал аккумулируется там, где преобладает абляция. Материал боковых, срединных, внутренних и донной морен накапливается у края ледника в виде гряды, повторяющей в плане очертания края. Гряда обычно изогнута в виде подковы и называется *конечной мореной*. При интенсивном таянии

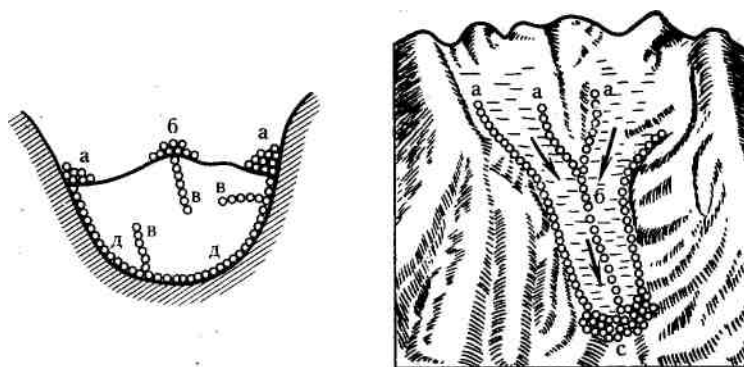


Рис. 35. Типы морен горных ледников *А* — в поперечном сечении, *Б* — в плане): *а* — боковая морена; *б* — срединная; *в* — внутренняя; *д* — донная; *с* — конечная

и отступании ледника образуется несколько конечных морен. Каждая из них маркирует ту или иную задержку в отступании края ледника. При интенсивном отступании ледника обнажается из-под ледникового покрова и дно трога. В результате таяния из-под льда обнажается донная морена, на нее проектируются боковая, срединная и внутренняя морены. Возникает мощный покров обломочных отложений, получивший название *основной морены*.

Особый тип накопления образуют так называемые *напорные морены*. Они возникают при интенсивном наступании ледников после временного отступления. Ледник наступает на отложенную ранее конечную морену, деформирует ее, двигая впереди себя (рис. 36). При сильном давлении ледник может оторвать выступающие блоки коренных пород, залегающих под мореной, и также нагромождать их вместе с деформируемым моренным материалом. В результате разрастания и слияния каров образуются более крупные углубления — *ледниковые цирки*. Они обычно служат основными источниками питания долинных ледников. При частичном слиянии соседних цирков в рельефе могут сохраниться отдельные скалистые гребни и пики — *карлинги*. Ледниковые цирки, карлинги и скалистые гребни — наиболее характерные формы высокогорного рельефа, получившего название альпийского.

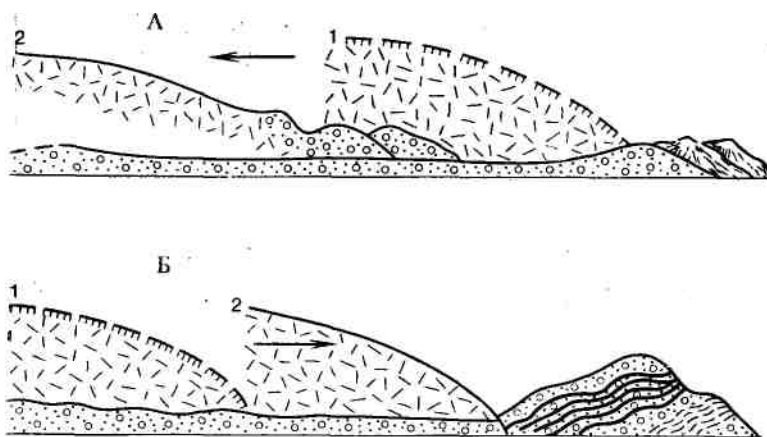


Рис. 36. Образование напорных морен: *А* — образование конечной морены при отступании края ледника от положения 1 до положения 2; *Б* — образование напорной морены при движении края ледника от положения 1 к положению 2 (по Д. Г. Панову)

В связи с тем, что в плейстоцене снеговая граница неоднократно изменяла свое высотное положение как в результате разных по интенсивности оледенений, так и в результате тектонических движений, в горах на разных уровнях создавались серии цирков, расположенных в несколько ярусов,— каровые лестницы. В настоящее время разновысотные цирки находятся на разных стадиях развития: наиболее высокие (и молодые) заняты ледниками, наиболее низкие (и старые), потерявшие резкость морфологических очертаний,— небольшими озерами или лугами.

Характерным элементом высокогорного рельефа являются также ледниковые долины, или трог. Троги кроме своего корытообразного профиля характеризуются еще некоторыми морфологическими чертами, отличающими их от обычных (эрозионных) речных долин. Для троговых долин характерны большая спрямленность, сглаженность нижних частей склонов, отполированность выступов твердых кристаллических пород, образующих на склонах и дне специфичные формы рельефа — бараньи лбы. *Бараньи лбы* имеют асимметричный продольный профиль: их склоны, обращенные в сторону ледника (проксимальные), более пологи, чем противоположные — дистальные. На поверхности бараньих лбов наблюдаются ледниковые царапины, шрамы.

Продольный профиль троговых долин часто неровный, состоит из чередования пологих и крутых, а иногда даже имеющих обратное падение участков. Поперечные скалистые пороги (или ступени) троговых долин

называются *ригелями* (rigel нем.— преграда). Образование ригелей связано с неравномерностью экзарационного процесса, которая чаще всего определяется, различным литологическим составом и степенью трещиноватости пород.

В поперечном профиле трогов выделяются своеобразные перегибы на склонах, получившие название *плечей трогов*. Плечо трога - это наклоненная к долине, более или менее выровненная площадка, иногда прикрытая мореной. Заканчивается площадка *бороздой сглаживания*, выше которой склоны долины не несут следов ледниковой обработки (рис. 37).

Плечи трога — это результат интенсивных нивальных процессов, происходящих на контакте льда со склонами долины и обуславливающих подрезание и отступление склонов, расположенных выше поверхности ледника.

В трогах боковые долины обычно являются висячими. Они открываются в главную высоко над ее уровнем, на склонах долины. Боковые долины часто также являются трогами (рис. 38). Крутой уступ, отделяющий главную долину от боковой, с которого река притока низвергается водопадом или каскадом, называется *устьевой ступенью*.

Характерной чертой троговых долин является холмисто-западинный рельеф их днищ, возникновение которого обусловлено неравномерным отложением основной морены, а также наличием нескольких зон конечно-моренных образований. На склонах трогов конечно-моренным образованиям соответствуют так называемые *террасы оседания*, представляющие собой сохранившиеся в рельефе боковые морены ледников, заполнявших долины.

В горах, вершины которых поднимаются выше снеговой границы, наряду с экзарационной работой льда протекает процесс *альтипланации*— вершинного нивального выравнивания.

Нивальные процессы, нивация (nivis — снег) — разрушительное воздействие снежного покрова на породы посредством усиленного морозного выветривания.

Совокупность действия нивации и гравитационных процессов обуславливает при определенных тектонических условиях выравнивание вершин и

образование на склонах ступенчатого рельефа *нагорных террас*. Они представляют собой площадки размером от нескольких метров до нескольких километров, ограниченные крутыми уступами высотой от одного до нескольких десятков метров. Площадки характеризуются слабым наклоном, покрыты глыбами, щебнем и мелкоземом. Образуются нагорные террасы на склонах, сложенных твердыми породами.

При таянии ледника образуются потоки вод, которые также производят определенную геоморфологическую работу. Эти потоки получили название *флювиогляциальных*, они стекают по поверхности ледника, внутри его или под ледником, а также оттекают от края ледника, несут много обломочного материала и отлагают его либо у края ледника, либо в тех каналах, по которым они текут.

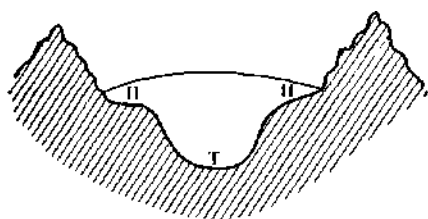


Рис. 37. Поперечный профиль ледниковой долины (трога): Т– дно трога; П - плечи трога

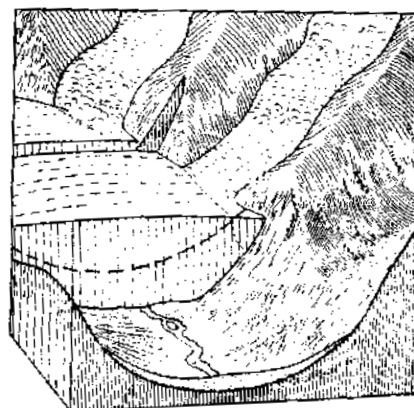


Рис. 38. Висячая боковая долина трога и устьевая ступень

При отступании ледника водно-ледниковые аккумулятивные образования, возникшие на его поверхности или в толще льда, проектируются на донную морену, а впоследствии входят в состав основной морены. Отложения водно-ледникового материала у конечной морены могут занимать большие пространства, особенно при материковом оледенении.

7.3.Рельеф областей плейстоценового материкового оледенения

В течение геологической истории Земли не раз возникали условия, при которых формировались крупнейшие покровы материковых льдов, распространявшиеся на многие миллионы квадратных километров.

В настоящее время наиболее детально изучены следы четвертичного оледенения в Европе и в Северной Америке. Установлено, что в Европе, в частности на Русской равнине, в четвертичное время было не менее четырех эпох оледенений, разделявшихся эпохами временного потепления — межледниковьями. В советской литературе эпохи оледенения получили названия окского, днепровского, московского и валдайского оледенений. Межледниковья также имеют свои названия: окско-днепровское называется лихвинским, днепровского, московское — ярославльским (или одинцовским), московско-валдайское — микулинским.

В областях древнего материкового оледенения устанавливалась определенная зональность климата и геоморфологических процессов. Черты этой зональности запечатлелись в рельефе областей недавнего материкового оледенения, в пределах которых выделяются следующие зоны: а) зона преобладающей ледниковой денудации, б) зона преобладающей ледниковой аккумуляции и в) перигляциальная зона. Последняя располагалась с внешней стороны ледникового покрова (рис.39).

Рассмотрим кратко строение перечисленных зон на примере восточноевропейского ледникового покрова. Зоной преобладающей ледниковой денудации для этого ледникового покрова была Фенноскандия, или территория Балтийского щита. Здесь, как известно, на большей части территории обнажаются докембрийские кристаллические породы, а вдоль западного побережья Скандинавского полуострова — породы кембрия и силура, смятые во время каледонской складчатости.

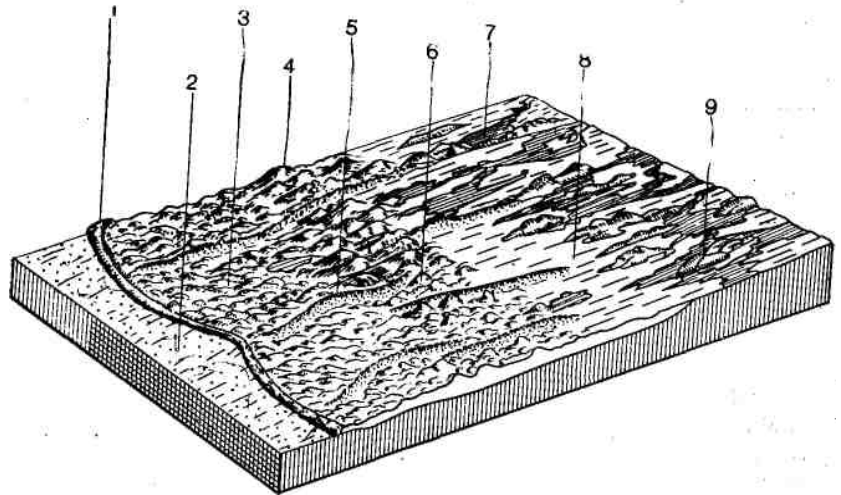
Выходы коренных пород подверглись ледниковой обработке, причем ледник в своем движении приспособлялся к древним структурам, и это

нашло отражение в ориентировке созданных им денудационных форм рельефа.

Из денудационных форм рельефа прежде всего следует отметить скалистые гряды с ледниковой обработкой — *сельги* — и примерно параллельно им вытянутые впадины, занятые в настоящее время озерами. Анализ строения гряд и впадин показывает, что многие из них обусловлены разломной тектоникой, т. е. ледник лишь подверг обработке гряды, склоны и днища впадин, но не создал сколько-нибудь крупных новых выработанных форм.

Рис. 39. Схема соотношения ледниковых и водно-ледниковых форм покровных оледенений:

1—конечноморенная гряда; 2 — зандровая равнина; 3—всхолмленная моренная равнина; 4 — друмлины; 5 — озы; 6 — камы; 7 — озера ледникового выпаживания; 8 — эродированная льдом коренная порода; 9 — бараньи лбы и курчавые скалы.



Более мелкие денудационные формы с ледниковой обработкой — это уже описанные выше бараньи лбы, скопление которых образует рельеф «*курчавых скал*». На склонах гряд и бараньих лбов выделяются ледниковые «шрамы» — царапины.

Речные долины, как правило, неглубоко врезаны, имеют невыработанный продольный профиль, на них много порогов и быстрин, но отсутствуют водопады (следствие сглаживающей работы ледника). В плане речные долины имеют четковидное строение, многие из них являются протоками, соединяющими соседние озера.

В пределах описываемой области имеются и аккумулятивные формы, сохранившиеся со времени последнего оледенения. Так, крупный комплекс

краевых аккумулятивных форм типа конечных морен отмечен в южной Финляндии. Это полоса гряд, получившая местное название Сальпаусселькя. Она образовалась во время последней задержки валдайского ледникового покрова, незадолго до его полного исчезновения.

К северу, а местами и к югу от этой гряды часто встречаются узкие, похожие на железнодорожные насыпи извилистые гряды, ориентированные более или менее по нормали к грядам Сальпаусселькя. Это *озы*. Они протягиваются на десятки километров при ширине от нескольких десятков до 150 м. Высота гряд достигает 50 и даже 100 м, углы наклона склонов — 30—45. Озы рассматривают как аккумулятивные формы флювиогляциального происхождения. Они состоят из наносов флювиогляциальных внутриледниковых или подледниковых потоков, которые в результате таяния ледника спроектировались на подстилающую поверхность. Материал, слагающий озы, представлен косослоистыми песками, гравием и галькой, часто встречаются скопления валунов. Эти формы используются в практических целях; для добычи строительных материалов, прокладки дорог по их наиболее возвышенным частям, поскольку зачастую только озы могут быть использованы для этого в лабиринте озер и болот, занимающих едва ли не большую часть поверхности Финляндии.

Зона преобладающей ледниковой аккумуляции в зависимости от степени сохранности форм аккумулятивного гляциального рельефа может быть подразделена на несколько подзон.

Самая древняя ледниковая эпоха — *окская* — не оставила на Русской равнине сколько-нибудь заметных следов в ее рельефе. О существовании этой ледниковой эпохи можно судить лишь по сохранившимся в единичных обнажениях выходам морены, лежащей стратиграфически ниже отложений днепровского оледенения. Следующая ледниковая эпоха — *днепровская* — была эпохой максимального оледенения. Край ледника спускался далеко на юг по долинам Днепра и Дона. В качестве следов его существования сохранились лишь суглинки основной морены и редкие валуны. Местами перед

краем ледника расстилаются поля песчаных приледниковых флювиогляциальных отложений. Это *зандры*. В долине Днепра, близ г. Канева, свидетелями днепровского оледенения являются напорные морены, так называемые Каневские гляциодислокации.

Значительно лучше сохранились следы предпоследнего *московского оледенения*, южная граница которого проходила в окрестностях Москвы. Здесь уцелел холмисто-западинный рельеф основной морены, сохранился почти сплошной покров ледниковых отложений, ряд конечно-моренных образований. Местами (например к западу от Москвы) сохранился камовый рельеф. *Камами*__называют холмы в пределах ледниковой аккумулятивной равнины, сложенные слоистыми флювиогляциальными отложениями. Холмы имеют вид округлых конусовидных куполов часто с плоскими вершинами. Склоны холмов обычно крутые — до 45°. Камы сформировались на месте бывших надледниковых или подледниковых озер.

Очень хорошо сохранились аккумулятивные формы последнего— *валдайского оледенения*. Главные черты рельефа в пределах полосы аккумуляции валдайского ледникового покрова обусловлены основной мореной, представляющей сочетание многочисленных холмов неправильных очертаний и разделяющих их западин. Подобный рельеф получил название *холмисто-западинного моренного рельефа* (рис. 39). Довольно многочисленны озера, приуроченные к западинам. Много конечно-моренных образований, фиксирующих стадии отступления ледника. В северной части описываемой области (в окрестностях Ленинграда, в Эстонии) сохранился своеобразный друмлиный ландшафт (рис. 39). *Друмлинами* называют вытянутые (длиной от 1 до 15 км), асимметричные холмы, ширина которых колеблется от 100-200 до 2-3 км, высота от 5 до 25 м. Длинные оси друмлин расположены в направлении движения льда; крутыми у друмлин могут быть как склоны, обращенные в сторону ледника, так и противоположные.

В друмликах вскрывается ядро из коренных пород, поэтому возможно, что механизм их образования подобен формированию напорных морен: ледник останавливается перед выступом коренных пород или древних ледниковых отложений и сгружает моренный материал перед препятствием и за ним.

В областях аккумуляции встречаются *отторженцы* — глыбы горных пород размером от нескольких метров до сотен метров, перенесенные ледником на расстояние до нескольких сотен километров. Таков, например, отторженец на реке Ловати, состоящей из нижнепалеозойских пород, принесенных из области Балтийско-Ладожского глинта.

После исчезновения ледникового покрова моренный рельеф подвергся и продолжает подвергаться переработке главным образом склоновыми и флювиальными процессами. Происходит сглаживание первичноледникового моренного рельефа, выполаживание склонов моренных холмов, заполнение моренных западин, зарастание озер и превращение их в болота, расчленение моренной равнины. эрозионной сетью. На месте первичной моренной равнины возникает *«вторичная» моренная равнина*.

Перигляциальная зона, хотя и располагается вне пределов распространения ледника, характеризуется комплексом форм и типов рельефа, в той или иной степени связанных с деятельностью ледника. К их числу относятся: зандровые равнины, долинные зандры, ложбины стока талых ледниковых вод, приледниковые озера, древние материковые дюны, реликтовые микроформы, связанные с мерзлотными явлениями.

Зандровые равнины, или зандры (sandur — дат. песок), — пологоволнистые равнины, располагающиеся перед внешним краем конечноморенных ледниковых образований. Они представляют собой слившиеся пологие плоские конусы выноса большого радиуса, формировавшиеся потоками, оттекавшими от края ледника. Сложены зандры галечниками, гравием, песками; являющимися продуктами перемыва морены.

В России зандры развиты в Полесье, в Мещерской и Западно-Сибирской низменностях.

По мере сосредоточения стока в вырабатываемых потоками понижениях вместо площадных зандровых равнин стали формироваться линейные формы — *долинные зандры*. По составу слагающего их материала они аналогичны зандрам. В современном рельефе представлены верхними террасами речных долин, которые ранее примыкали к краю ледника.

Широким распространением в пределах перигляциальной зоны пользуются *ложбины* стока талых ледниковых вод разных размеров: от небольших шириной несколько десятков или сотен метров, до очень крупных отрицательных линейных форм, ширина которых достигает 30 км. В современном рельефе это плоскодонные понижения, часто с нечетко выраженными склонами, постепенно переходящими в поверхности междуречий. Одни ложбины стока формировались потоками, направляющимися от края ледника на юг, другие возникли там, где талые воды вследствие отсутствия стока на юг стекали параллельно краю ледника. Наиболее четко такие ложбины выражены в рельефе Северо-Германской низменности и на территории Польши, где установлены четыре крупные ложбины, приуроченные к границам разных оледенений. Отдельные участки ложбин используются в настоящее время Вислой, Одрой, Эльбой и другими более мелкими реками (рис. 40). Ложбины стока выполнены мощными толщами флювиогляциальных пески» и галечников. В ряде мест у края ледника образовывались приледниковые озера, от которых в современном рельефе кое-где сохранились береговые валы и уступы, а также плоские пространства (бывшие днища), сложенные озерными отложениями, в том числе такими характерными для этих озер образованиями, как ленточные глины.

Широкое развитие в перигляциальной зоне песчаных отложений, не закрепленных растительностью, способствовало образованию эоловых форм рельефа, среди которых наиболее распространены *параболические дюны*.

Образовались эти формы из поперечных (к ветру) валообразных дюн при закреплении концов перемещаемого ветром песчаного вала растительностью или фиксации влажным субстратом. Середина дюн, обладающая большей массой песка, притом более сухого, продолжала двигаться вперед. Таким путем возникла дуга, открытая навстречу ветру. Внутренний склон дуги пологий ($2\text{--}12^\circ$), внешний — крутой ($16\text{--}30^\circ$). Длина дюн достигает нескольких километров, высота 10—20 м.

В процессе развития некоторые параболические дюны превратились в параллельные валообразные дюны, встречающиеся на территории Швеции, Польши, России (в Полесье, Ленинградской, Калининской, Нижегородской и других областях), т. е. там, где при современных климатических условиях рельефообразующая деятельность ветра ничтожна.

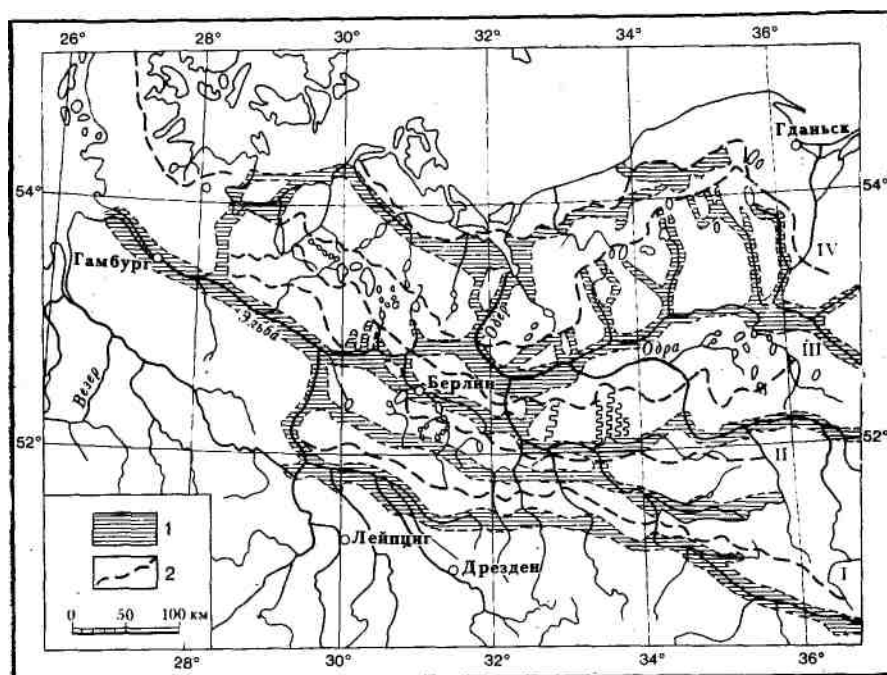


Рис. 40. Древние долины стока талых ледниковых вод вдоль края ледника в пределах Северо-Германской и Польской низменностей (по И. С. Щукину): 1—долины стока талых ледниковых вод; 2 — конечно-моренные гряды

ТЕМА 8. РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЕ В ОБЛАСТЯХ РАСПРОСТРАНЕНИЯ МНОГОЛЕТНЕЙ МЕРЗЛОТЫ

8.1.Строение многолетнемерзлых грунтов

В странах с отрицательными зимними температурами зимой грунт промерзает. Это явление называется *сезонной мерзлотой*. Однако на Земле на огромной площади (около 25% всей суши) существует и *многолетняя мерзлота*. В районах многолетней мерзлоты промерзший грунт никогда при современных климатических условиях не оттаивает. Самые большие площади, занятые вечной мерзлотой, располагаются в Канаде и в России. В России она распространена почти на 50% территории.

Мощность промерзшего слоя колеблется от нескольких метров до сотен метров, достигая местами 1000 м (например, в Якутии).

В летнее время самые верхние горизонты вечномерзлой толщи оттаивают, зимой снова замерзают. Неоднократный переход воды из одного фазового состояния в другое сообщает неустойчивость, подвижность поверхностной толще. В результате возникают различные формы движения грунта и различные формы рельефа свойственные только областям многолетней мерзлоты.

Слой сезонного промерзания и оттаивания, мощность которого изменяется от 1 до 4 м, получил название *деятельного слоя*. Ниже его залегает *собственно вечномерзлый слой*. Слои отличаются друг от друга в летнее время, зимой они не имеют четко выраженной границы.

Лед в мерзлом грунте присутствует в различных формах: в форме ледяного цемента (замерзшие поровые и капиллярные воды), ледяных включений и крупных ледяных тел — линз или жил. По условиям образования многолетнемерзлые грунты могут быть сингенетическими и эпигенетическими. *Сингенетические мерзлые грунты* образуются одновременно с осадконакоплением. *Эпигенетическими мерзлыми грунтами* называются такие отложения, которые промерзли уже после накопления.

Для различных мерзлотных рельефообразующих процессов важное значение имеют подземные или грунтовые воды, которые подразделяются на *над мерзлотные*, циркулирующие в деятельном слое, *межмерзлотные*, образующие внутри многолетней мерзлоты линзы или зоны оттаивания (так называемые «талики»), и *подмерзлотные*, расположенные ниже нижней границы мерзлоты. Наибольшее разнообразие деформаций мерзлых грунтов и соответствующих форм рельефа связано с деятельностью надмерзлотных вод.

8.2.Криогенные формы рельефа

Наиболее распространенный тип деформации мерзлых грунтов— пучение, связанное с увеличением объема грунта в результате перехода воды из жидкой фазы в твердую. Возникающие при этом положительные формы рельефа называются *буграми пучения*. Высота их обычно не более 2,0 м. Часто в вершинной части они разбиты радиальными морозобойными трещинами. Если бугры пучения образовались в пределах торфянистой тундры, возникают условия, благоприятствующие нарастанию торфа, и ледяные или мерзлые ядра таких бугров, а вместе с ними и сами бугры, получившие название *торфяных*, могут существовать долгое время. Торфяные бугры образуют группы, но встречаются и одиночные бугры. Высота их от 3 до 7 м, форма различная, но чаще округлая, склоны и вершины обычно изрезаны трещинами. Торфяные бугры часто отделены друг от друга извилистыми болотистыми каналами *ерсеями*.

При подтоке к месту пучения межмерзлотных или подмерзлотных вод образуются очень крупные бугры с ледяным ядром. Из трещин в торфяном покрове бугров в летнее время вытекает вода. Такие бугры называют *гидролакколитами*. Высота гидролакколитов до 70 м, диаметр основания до 200 м. В России их называют «булгунняхми». Булгунняхам тождественны *пинго*, встречающиеся на Аляске.

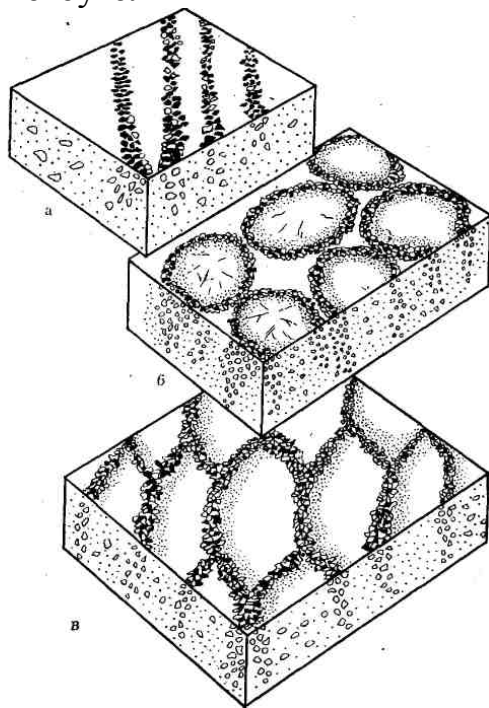
Если подземные воды (межмерзлотные или подмерзлотные) находят выход на поверхность, они образуют особые ледяные формы рельефа — *наледь*. Наледи часто образуются и в речных долинах при промерзании рек до

дна. Такие наледы называют тарынами. Крупные наледы сохраняются в течение большей части лета. Геоморфологическое значение их заключается в том, что в районе наледей особенно энергично протекает морозное выветривание пород, слагающих склоны долины, таяние наледей ведет к интенсивной солифлюкции грунта.

Для микро- и мезорельефа областей с многолетней мерзлотой характерны так называемые *структурные грунты* — формы рельефа, возникающие в результате, сортировки неоднородной грунтовой массы насыщенной водой, при многократном ее замерзании и оттаивании. Среди них различают: каменные многоугольники, каменные кольца, каменные полосы (рис. 41). Наиболее часто встречаются *каменные многоугольники* — слегка выпуклые участки, (пятна) вязкого мелкозема, окруженные валиками камней. Если каменные валики соседних пятен не касаются друг друга, образуются *каменные кольца*.

Рис. 41. Структурные грунты (по Д. Г. Панову):

а — каменные полосы; б — каменные кольца; в — каменные многоугольники



Поперечник каменных колец и многоугольников в полярных тундрах колеблется чаще всего от 1 до 2 м, в гольцовом поясе гор — от 0,25 до 0,5 м.

Ширина каменного бордюра 30—50 см. Сортировка материала при образовании каменных колец и многоугольников происходит путем вымораживания более крупных обломков и смещения их к краям пятен, состоящих из мелкозема. На наклонных поверхностях под влиянием солифлюкции каменные многоугольники приобретают продолговатую форму, вытягиваясь сверху вниз по склону в виде фестонов, при более крутом Падении они превращаются в *каменные полосы*, чередующиеся с полосами из мелкозема. Ширина полос может варьировать в значительных пределах — от 5 см до 5 м.

При попеременном замерзании и оттаивании однородных глинистых грунтов в тундре часто образуются *пятна — медальоны*. Это «голые» (лишенные растительности) глинистые пятна округлой или неправильной формы, величина которых колеблется от 0,5 м до нескольких метров в диаметре, рассеянные во множестве по покрытой растительностью поверхности тундры. Поверхность пятен плоская или возвышается над задернованными участками на 5—20 см. Тундру с таким рельефом образно называют *пятнистой* или *медальонной*. Возникновение пятен связывают с прорывом по трещинам на поверхность жидких глинистых грунтов, зажатых между двумя мерзлыми, постепенно сближающимися слоями мерзлоты — сезонной и многолетней.

В полярных странах встречаются *полигональные грунты*. Это формы микрорельефа, представляющие собой правильные многоугольники (чаще всего пяти- и шестиугольники) диаметром до нескольких метров, разделенные трещинами. Образование полигональных грунтов связано с возникновением морозобойных трещин в условиях однородного мелкоземистого грунта. Сдавливаемая со всех сторон масса мелкоземистого грунта внутри полигона формирует слегка выпуклую поверхность. Морозобойным трещинам соответствуют понижения в рельефе. Такие формы возникают в том случае, если трещины не проникают глубже сезоннопромерзающего слоя грунта.

Если морозобойные трещины проникают глубже, в них образуются ледяные клинья, не успевающие растаять за теплый сезон года. С течением времени они растут (и в глубину, и в ширину), разбивая мерзлую породу на отдельные блоки. Если вмещающая растущие клинья порода достаточно пластична, она выжимается в стороны и вверх по контакту с ледяными клиньями, образуя валики (рис. 42). Так возникают *валиковые вогнутые полигоны*. Высота валиков колеблется от 0,2 до 0,75 м, ширина трещин, разделяющих блоки, достигает 1,0 м, а поперечник полигонов — 25—30 м. На рыхлых грунтах ровных поверхностей пойм, речных и морских террас наблюдаются и более крупные формы подобного типа— так называемые *тетрагональные грунты*. Валообразные гребни у них достигают 2,0 м высоты, а поперечник ровных площадок полигонов— 100—200 м. А. И. Попов наблюдал в Западно-Сибирской низменности и Большеземельской тундре тетрагональные блоки, размеры которых достигали 300, 500 и даже 1000 м в поперечнике. Это уже формы не микро-, а мезорельефа.

Рассмотренные формы рельефа областей с многолетнемерзлыми грунтами связаны с накоплением льда или обломочного материала и их поэтому можно рассматривать как аккумулятивные формы мерзлотного рельефа. Реликты таких образований встречаются в перигляциальных зонах областей бывшего наземного оледенения, в том числе и в ископаемом состоянии в разрезах, в виде так называемых *криотурбаций*.

Денудационные формы мерзлотного рельефа связаны с таянием льда, с деградацией многолетней мерзлоты. При этом образуются разнообразные просадочные формы. Величина термокарстовых форм варьирует в больших пределах: от нескольких метров до многих десятков километров в поперечнике и от долей метра до десятков метров глубины. Термокарстовые процессы в областях распространения многолетней мерзлоты развиваются и под влиянием деятельности человека: после рубки леса, под пашней, при рытье канав, на участках лесных пожаров и т. д.

Термоабразией называется термическое воздействие морского волнения на берега, сложенные многолетнемерзлыми грунтами. При этом у линии берега вырабатывается *ниша вытаивания*. По мере углубления ниши нависающий над ней карниз обрушивается, формируется *термоабразионный клиф*. Термическая абразия всегда сопровождается солифлюкционными процессами. *Термоэрозионные формы* — это ложбины, овраги, долины, возникающие благодаря не только механическому и химическому, но и термическому воздействию поверхностных водных потоков на дно и берега, сложенные мерзлыми грунтами. В условиях многолетней мерзлоты такие эрозионные формы, как рытвины и овраги, растут очень быстро. Эрозионные формы часто закладываются вдоль термокарстовых её понижений или по трещинам полигональных грунтов, тогда образуются *байджарахи* - останцы мерзлого грунта, слагавшего ядро (блок) мерзлотного полигона. Размеры байджарахов от одного до многих метров по высоте и от 3 до нескольких десятков метров в диаметре основания.

Широко распространены в областях с вечномерзлыми грунтами солифлюкционные процессы и создаваемые ими формы рельефа. *Термокарст* — образование провальных и просадочных форм, связанных с таянием погребенного льда. В результате образуются термокарстовые понижения — *аласы*. Если понижения заполняются водой, то образуются *термокарстовые озера*.

Солифлюкция — движение массы грунта, обладающего вязко-текучей консистенцией, т. е. способностью растекаться толстым слоем. Возникает медленная солифлюкция в случае, если рыхлые массы песчано-глинистого материала, насыщенные водой, не в состоянии длительное время сохранять уклон своей поверхности.

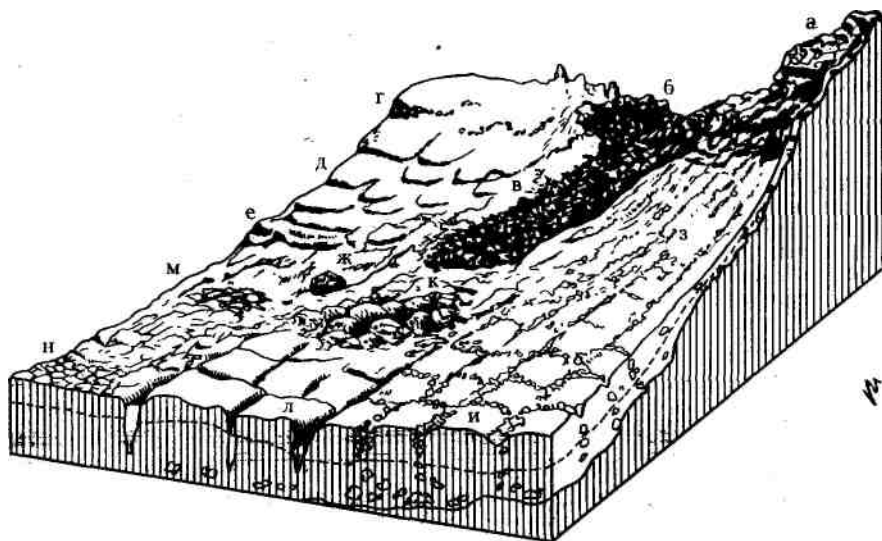


Рис. 42. Формы микро- и мезорельефа, связанные с мерзлотой в четвертичных отложениях (по С. Г. Бочу):

а —нагорные террасы; б —курум; в—каменная река; г—каменные гирлянды; д —солифлюкционные (натечные) террасы; е — солифлюкционный вал (вал пучения); ж— скольжение камня по переувлажненному грунту; з — каменные полосы; и — ячеистые формы структурных грунтов; к — крупнобугристый рельеф; л — трещинные морозные полигоны (ледяные клинья); м — мелкобугристый рельеф; н — полигональные (текстурные) грунты.

К склонам медленной солифлюкции относится большинство склонов в арктических и субарктических районах. Преобладающие скорости — от десятков сантиметров до 2 м в год. Быстрая солифлюкция имеет скорость от 3 до 10 м в год. Как разновидность склонов медленной солифлюкции можно рассматривать курумы. *Курумы* — поверхности, образованные скоплением глыб размером от 10 см до 3 метров в поперечнике с незаполненными мелкоземом межглыбовыми полостями. Курумы довольно широко распространены в горных районах и на плоскогорьях, в строении которых участвуют скальные породы. Курумы встречаются и на крутых (20—30°) и на слабонаклоненных или даже горизонтальных поверхностях вершин и горных седловин. Границы курумов с соседними задернованными склонами довольно четки, особенно верхняя (по склону), поверхность курумов неровная. Линейновытянутые курумы называют *каменными реками*. Длина каменных рек, на Среднесибирском плоскогорье достигает 500 м, а в Забайкалье и Восточном Саяне превышает 1 км. Ширина их различна — от десятков до со-

тен метров. Скорости движения каменных рек могут достигать 1,5 м/год, чаще 0,2—0,3 м/год. «Истоками» каменных рек часто являются обширные по площади «настоящие» курумы, именуемые иногда «каменными морями».

Таким образом, области распространения многолетней мерзлоты отличаются своеобразием и большим разнообразием форм микро- и мезорельефа, пространственное соотношение которых представлено на идеализированной схеме (рис.42).

ТЕМА 9. ФОРМЫ РЕЛЬЕФА АРИДНЫХ СТРАН

Геоморфологические процессы и формы рельефа, связанные с деятельностью ветра, называются *эоловыми*. Для морфологического проявления эоловых процессов необходимо определенное сочетание физико-географических и геологических условий:

1. незначительное количество атмосферных осадков,
2. большая сухость воздуха,
3. частые и сильные ветры,
4. отсутствие или разреженность растительного покрова,
5. интенсивное физическое выветривание горных пород,
6. широкое распространение достаточно тонких по механическому составу продуктов денудации — песков, алевритов или слабосцементированных пород песчаного или алевритового состава.

Наиболее заметно деятельность ветра проявляется при его воздействии на рыхлые пески и пыль.

Перечисленные условия наиболее полно представлены в аридных странах, т.е. в тропических пустынях зон пассатов, где осадки выпадают лишь спорадически годовое их количество меньше 100 мм в год, а также в странах с семиаридным климатом, т. е. в пустынях и полупустынях умеренных широт. Следовательно, проявление эоловых процессов прежде всего связано с физико-географической зональностью.

При благоприятных геологических условиях эоловые процессы могут проявляться и как аazonальные. Так, нередко независимо от климатических

условий большие скопления рыхлого песка наблюдаются на морских берегах. Систематическое поступление песка на пляж благоприятствует геоморфологической деятельности ветра на морских берегах практически при любых климатических условиях, поскольку песок не сразу закрепляет. Известно, например, что на берегах полуострова Ямал (зона тундры) широко распространены эоловые формы рельефа. Возникают эоловые формы рельефа и в речных долинах при интенсивном поступлении песчаного аллювиального материала.

Таким образом, пустыни и полупустыни, аккумулятивные песчаные берега морей, участки интенсивного накопления песчаного материала в речных долинах - вот те районы, где деятельность ветра протекает наиболее интенсивно.

Выделяют следующие виды эоловых процессов: *дефляция* — процесс выдувания или развевания рыхлого грунта, *корразия* — процесс обтачивания, шлифовки, высверливания и разрушения твердых пород обломочным материалом, перемещающимся под действием ветра, *перенос* эолового материала и его *аккумуляция*. Существует прямая связь между скоростью ветра и переносом частиц развеваемого грунта. Движущая сила ветра прямо пропорциональна его скорости и обратно пропорциональна величине (диаметру) переносимых ветром частиц. Установлены следующие соотношения между скоростями ветра и размерами переносимых частиц:

<i>Скорость ветра, м/с</i>	<i>Максимальные размеры песчинок, мм</i>
4,5-6,7	0,25
6,7 – 8,4	0,5
9,8 – 11,4	1,0
11,4 – 13,0	1,5

9.1.Формы дефляционного и корразионного рельефа

Ветер выносит тонкие продукты выветривания, а также развеивает скопления рыхлого материала, состоящего из песчаных, или алевритовых частиц. Большие массы песка, несомые ветром, соприкасаясь с выходами скальных пород, действуют как абразивный материал, стачивают и шлифуют (коррадируют) поверхность породы.

В результате корразии образуются эоловые *корразионные ниши*, своеобразные выработанные формы — эоловые «*каменные грибы*», «*каменные столбы*». Такие образования можно часто встретить в каменистых пустынях. Ниши обычно вырабатываются в сравнительно легко разрушаемых породах — слабосцементированных песчаниках, мергелях, глинах, алевритах. «Каменные грибы» и подобные им корразионные формы образуются в том случае, если легко поддающиеся корразии породы сверху бронированы устойчивыми, прочными породами. Так, например, на Мангышлаке подобные формы сложены песчаниками, перекрытыми плотными, крепко сцементированными пластами фосфоритовых конкреций.

При воздействии ветра на скопления рыхлого материала и выноса его за пределы первоначального залегания образуются *дефляционные котловины*, или *котловины выдувания*, — вытянутые, отрицательные формы рельефа, обычно длиной в несколько десятков или сотен метров, ориентированные в направлении действия ветра. Иногда формы выдувания имеют вид борозд, называемых *ярдангами*. Они возникают либо при полосчатом распространении подверженных дефляции пород, либо при развеивании песков вдоль дорог и других искусственных образований, имеющих вытянутую форму.

В ряде случаев в процессе дефляции, действующей в комплексе с другими денудационными процессами, образуются впадины гигантских размеров.

Дефляция играет важную роль в развитии солончаков — характерных для пустынь природных образований, связанных с капиллярным поднятием соленых грунтовых вод в поверхностные и приповерхностные грунты под

воздействием интенсивного испарения. В других случаях засоление грунта и образование солончаков обуславливается геологическими и гидрогеологическими особенностями местности, например, выходами соленых подземных вод в зонах тектонических разломов.

Один из очень вредных процессов дефляции — *ветровая эрозия почв*. Она возникает при небрежной обработке сельскохозяйственных земель. Если сельскохозяйственные пахотные земли эксплуатируются без должной заботы о сохранении их структуры и плодородия, гумусовый слой почвы теряет структурность (комковатость) и легко развевается под действием ветра. Ветровая эрозия ежегодно наносит огромные убытки странам, где она имеет место. Количество выдуваемой почвы может достигать грандиозных размеров — до 125 т/га.

На поверхности песчаных накоплений при неравномерном развевании и ветрах переменных направлений образуется ландшафт *ячеистых песков* — сочетания котловин выдувания и перегородок между ними. Перегородки обычно являются не только остаточными элементами, но и служат одновременно участками аккумуляции части материала, выносимого из котловины. При ветрах устойчивого направления в ходе дефляции впадины приобретают определенную ориентировку и характерную форму полумесяца — возникают так называемые *лунковые пески*. Очень крупные лунковые формы (до 70 м глубины) известны в Аравии, где их называют *фульджами*.

9.2. Эоловые аккумулятивные формы

Взаимодействие ветра с песчаной поверхностью порождает *ветропесчаный поток наносов*. Поток характеризуется определённым распределением скоростей ветра и степени турбулентности, а, следовательно, и закономерным распределением передвигаемых частиц грунта в вертикальном разрезе.

Мощность ветрового потока изменяется в зависимости от силы ветра от нескольких метров до 30 м. Основная масса песка (более 80%) переносится в

нижнем 10—20-сантиметровом слое. Уже при трех-четырех баллах образуется «позёмка», а при шести-семи баллах отдельные языки ползущего песка сливаются в сплошную движущуюся в направлении ветра песчаную пелену. Возрастание концентрации переносимых ветром частиц у поверхности приводит к потере ветровым потоком части его энергии и резкому падению градиента скорости непосредственно у земной поверхности. Поэтому способность ветропесчаного потока насыщаться твердой дисперсной фазой имеет определенный предел, регулируемый градиентом скорости переноса в приземном слое потока.

Ветровой поток обладает емкостью, мощностью и насыщенностью. *Емкостью* называется количество песка, которое может перемещаться при данной силе ветра, *мощностью* — реальное количество перемещенного песка. Отношение мощности к емкости называется *насыщенностью* потока. Чем меньше это отношение, тем больше дефляционная способность потока. При уменьшении емкости потока происходит аккумуляция песка.

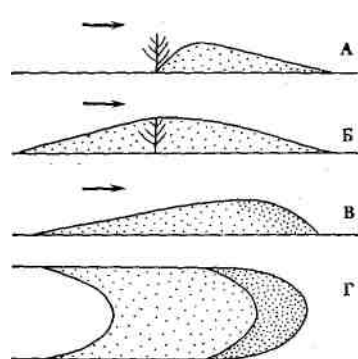
Пыль (алевритовые частицы) переносится ветром на гораздо большей высоте над поверхностью. При пыльных бурях воздух насыщен пылеватыми частицами даже на высоте в несколько сот метров над земной поверхностью. При очень сильных пыльных бурях пыль может подниматься до высоты 5—6 км и перемещаться на многие тысячи километров.

В результате эоловой аккумуляции образуются самые разнообразные формы рельефа. Простейшей эоловой аккумулятивной формой является «*холмик-коса*», образующаяся при обтекании ветром какого-либо препятствия — крупного обломка породы, небольшого, но резкого выступа земной поверхности или растения. При нарастании мощности потока аккумуляция происходит не только в зоне затишья за препятствием, но и перед ним, так как по мере роста накопления оно само становится препятствием на пути ветра. Препятствие, в конце концов, оказывается погребенным под навейным песком, образуется симметричная или *неподвижная дюна*.

При дальнейшем возрастании силы ветра ветропесчаный поток становится ненасыщенным, и начинается дефляция наветренной склона бугра. Песок переваливает через вершину бугра и ссыпается на подветренный склон. Возникает асимметричная *подвижная дюна* (рис. 43), ориентированная в направлении движения ветра. Подветренный склон крутой, наветренный — пологий и вытянутый. В плане такая форма напоминает неправильный овал. Движение дюны в направлении ветра осуществляется за счет систематического перебрасывания песка с наветренного склона на подветренный.

В зависимости от ориентировки эоловых аккумулятивных форм: относительно направления ветра их можно разделить на продольные и поперечные.

Дюны относятся к продольным формам, поскольку они ориентированы по направлению ветра. Они образуются как в песчаных пустынях, так и на берегах морей, реже — рек.



Более крупные продольные формы — *песчаные гряды*, или *грядовые пески*. Б. А. Федорович рассматривает их образование как результат струйно-вихревого распределения скоростей ветра, вызывающего штопорообразное движение ветропесчаных струй в горизонтальном направлении.

Рис. 43. Схема преобразования холмика-косы (А) в неподвижную симметричную дюну (Б), а затем в подвижную асимметричную дюну: В — профиль подвижной дюны; Г — план. Стрелкой показано направление господствующего ветра, сгущением точек — подветренный склон

Ветер выдувает песок из понижений и набрасывает его на образующиеся между ними гряды. Этот песок движется также в направлении

ветра вдоль гребня гряды и тем самым обеспечивает ее медленное продвижение вперед и удлинение.

К поперечным формам относятся барханы, барханные цепи и параболы. *Барханы* — эоловые аккумулятивные формы, имеющие в плане очертания полумесяца и ориентированные выпуклой, более пологой стороной (уклоны $15\text{—}18^\circ$) навстречу ветру. Противоположный вогнутый склон очень крут, его уклон близок к углу естественного откоса до 35° (рис. 44).

Формирование барханов сходно с образованием холмиков-кос, только масштабы процесса гораздо крупнее. Барханы возникают при больших мощностях ветрового потока перед каким-либо препятствием.

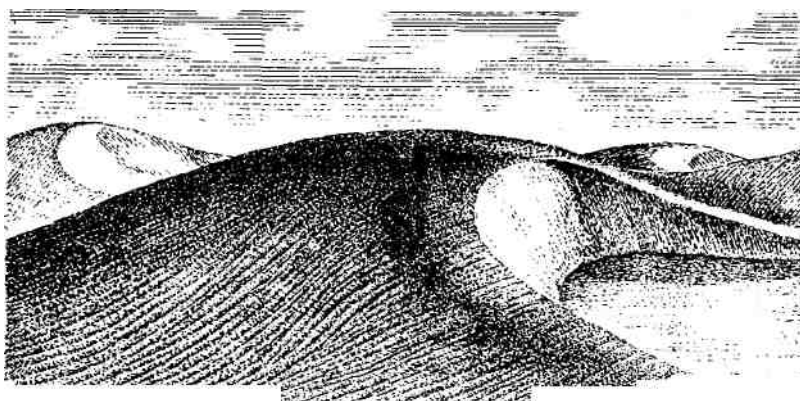


Рис.44. Барханы

Уже в начальной стадии развития бархан сам становится препятствием для ветра, и ветровой поток, обтекая его, формирует «рога» бархана. Одновременно происходит и пересыпание песка с наветренного склона на подветренный, и бархан в целом движется в направлении ветра. Механизм перемещения бархана, таким образом, аналогичен механизму перемещения дюн. Скорость перемещения крупных барханов в южных Каракумах достигает 12 м в месяц. Часто барханам свойственно маятникообразное движение, вызываемое ветрами противоположных направлений.

Размеры барханов различны. Высота небольших форм обычно 1 от 3 до 8 м. В Ливии, в Каракумах, в особенности в пустыне Атакама, где барханы особенно типичны, встречаются крупные образования высотой до 40 м и шириной 200—300 м. Маленькие барханы перемещаются быстрее

больших, обгоняя их, «вползают» на их наветренные склоны. В результате возникают крупные усложненные формы — *полисинтетические*, или *многосложные барханы*.

Барханные цепи состоят как бы из нескольких слившихся барханов, располагающихся параллельными грядами. Такое расположение цепей пока не получило удовлетворительного объяснения. На наветренных склонах аккумулятивных эоловых форм почти везде можно видеть *знаки ряби* — низкие (2—5 см) асимметричные валики из песка, протягивающиеся на десятки метров, чаще всего параллельно друг другу и нормально к направлению ветра. Наветренный склон ряби, как и наветренные склоны барханов, пологие, подветренные — крутые. В целом знаки ряби можно рассматривать как результат волновых колебательных движений, возникающих в поверхностном слое песчаного грунта под воздействием колебательных движений воздушного потока.

Параболические дюны возникают при вторичном развевании дюн, закрепленных поселившейся на них растительностью. При разрушении почвенно-растительного покрова на наветренном склоне дюны и наличии условий, благоприятных для развевания песка, — формируется дефляционная котловина. Выдутый песок накапливается на подветренном склоне. В результате средняя часть дюны продвигается все дальше и дальше вперед в направлении ветра, тогда как ее боковые части, где мощность песка меньше и он скреплен корнями растений, сильно отстают в этом движении и вытягиваются в направлении ветра. Дюна приобретает контуры, напоминающие параболу или сильно сжатый с боков полумесяц. Полумесячной конфигурацией параболическая дюна напоминает бархан, но соотношение склонов по крутизне у нее обратное: вогнутый склон пологий, а выпуклый крутой.

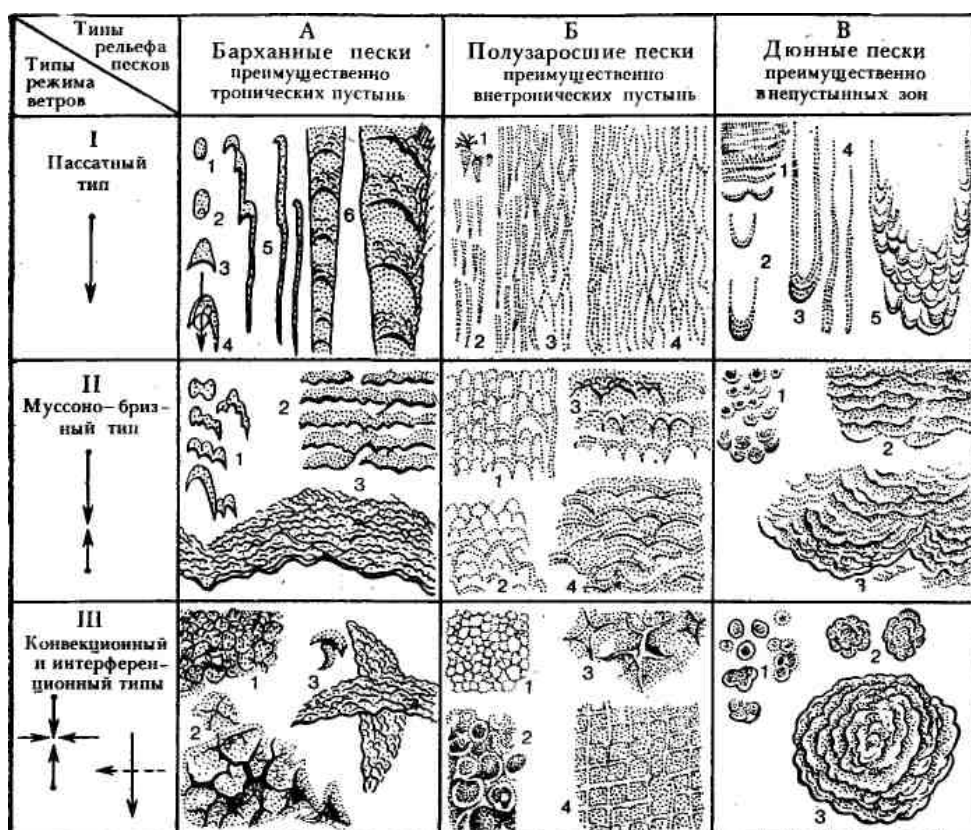
Реже встречаются самые крупные эоловые образования — пирамидальные и прислоненные дюны. Они известны в пустынях Сахары и Средней Азии.

На побережье аридных стран при близком к морю положении уступа горного хребта или плато возникают *прислоненные дюны*, которые также достигают огромной высоты. Уступ оказывается препятствием, на которое наползает движущийся песок. Следовательно, прислоненная дюна — своеобразный песчаный шлейф, навеянный ветром на прилегающий к песчаной равнине склон или уступ. Одним из авторов этой книги такая дюна высотой до 200 м была обнаружена на острове Сокотра. Областью питания для нее служат пляж и развеваемая поверхность прилегающей морской террасы.

С выносом пыли из пустынных областей и ее отложением на прибегающих к пустыням равнинах связывают образование лёссового покрова — плаща алевритовых отложений, очень характерного для периферийных зон пустынь и внепустынных районов Средней и Центральной Азии.

Бугристые пески имеют не меньшее распространение, чем грядовые. Бугристые пески — комплекс песчаных бугров, часто неправильной формы. Их склоны не обнаруживают четкой дифференциации на наветренные и подветренные, высота бугров 3—5 м, размещение их в плане весьма беспорядочное. Среди бугров также беспорядочно разбросаны котловины выдувания.

В большинстве случаев бугры покрыты разреженной растительностью — либо кустами солянок, песчаных акаций и тамарикса, либо пучками чия или селина. Предполагается, что бугристые пески образуются как при частичной фиксации подвижных песков пустынной растительностью, так и при вторичном развевании ранее закрепленных песков («кишлячные пески»). В целом бугристые пески образуются при отсутствии какого-либо господствующего направления ветра.



Риг. 45. Формы рельефа песков различных категорий (по Б. А. Федоровичу):

А. Барханные пески:

I. *Пассатный тип ветра* — 1 — песчаный щит, 2 — эмбриональный бархан, 3 — серповидный симметричный бархан, 4 — несимметричный бархан, 5 — продольные ветру барханные гряды, 6 — комплексные продольные барханные гряды; II. *Муссонно-бризовый тип ветра* — 1 — групповые барханы, 2 — простые барханные цепи, 3 — комплексные барханные цепи; III. *Конвекционный и интерференционный типы ветров и ветры поперечных направлений* — 1 — цирковые барханы, 2 — пирамидальные барханы, 3 — скрещенные комплексные барханы.

Б. Полузаросшие пески:

I. *Пассатный тип* — 1 — прикустовые косички, 2 — мелкие грядки, 3 — грядовые пески (продольные ветру), 4 — грядово-крупногрядовые пески; II. *Муссонно-бризовый тип* — 1 — грядово-лунковые пески (при сильном преобладании ветров одного направления), 2 — лунковые пески, 3 — грабелевидные поперечные гряды (при незначительном преобладании ветров одного направления), 4 — поперечные асимметричные гряды; III. *Конвекционный и интерференционный типы* — 1 — ячеистые пески, 2 — крупноячеистые пески, 3 — пирамидальные пески, 4 — решетчатые пески.

В. Дюнные пески:

I. *Пассатный тип* — 1 — приморский вал, 2 — параболические дюны, 3 — шпильковидные дюны, 4 — парные продольные дюны, 5 — комплексные параболические дюны; II. *Муссонно-бризовый тип* — 1 — полукруглые мелкие дюны, 2 — полукруглые крупные дюны, 3 — полукруглые

комплексные дюны; *III. Конвекционный и интерференционный типы* — 1 — одиночные мелкие кольцевые дюны, 2 — групповые кольцевые дюны, 3 — комплексные циркульные дюны

На берегах морей и на песчаных поверхностях в речных долинах часты *кучевые пески*, или *кучугуры*, которые, связаны преимущественно с задержкой песка у кустов растительности, начинающей осваивать пляж или поверхность песчаной косы, или же с развеванием ранее закрепленных песков. При четко выраженном преобладании ветров одного направления на берегах морей формируются настоящие *продольные дюны*. Поскольку источником питания береговых дюн является пляж, они образуют единую полосу, расположенную фронтально по отношению к господствующему ветру, но сама полоса состоит из ряда близко расположенных или сливающихся одна с другой продольных дюн.

9.3. Аридно-денудационные формы рельефа

В аридных и семиаридных странах наряду с песчаными пустынями широко распространены каменистые и *глинистые* пустыни. Для них характерны различные дефляционные формы типа дефляционных останцов. Обломки горных пород, в изобилии разбросанные на поверхности каменистой пустыни, часто бывают покрыты характерной блестящей коркой — *пустынным загаром*, образование которого связано с капиллярным подтягиванием растворов солей из породы и выпаданием солей на ее поверхности.

Одной из характерных форм рельефа глинистых пустынь являются *такыры* — неглубокие замкнутые понижения с ровным горизонтальным днищем, покрытым плотной глинистой коркой и разделенным сетью трещин на полигональные отдельные. Прочность этой корки такова, что даже лошадиные подковы не оставляют на ней следа.

Самые крупные такыры развиты по периферии предгорных пролювиальных равнин, но нередко они образуются и независимо от пролювиальных выносов с гор. На поверхности глинистых пустынь

многочисленны отрицательные неровности, в которых при редких, но довольно сильных ливнях накапливается и застаивается вода, насыщенная большим количеством взвешенных глинистых частиц. Последующее оседание глинистых частиц и их уплотнение, а затем и растрескивание при высыхании ведет к образованию такыра.

Существенная особенность пустынных областей — *бессточные впадины* — отрицательные формы рельефа, не имеющие выхода для поступающих в них дождевых или талых вод. Они очень различны по размерам: от нескольких десятков метров в поперечнике и нескольких метров глубины до сотен километров в поперечнике и 200 м глубины.

Крупные бессточные впадины имеют обрывистые борта, на склонах нередко наблюдаются террасовидные уступы. Борта впадин изрезаны рытвинами и оврагами, нередки проявления оползневых и обвальных процессов.

Днища бессточных впадин обычно заняты солончаками или солеными озерами. Они могут быть либо остаточными — реликтами бывшего когда-то водоема, либо связаны с выходами или подтоком подземных соленых вод. Часто впадины, занятые озером в течение влажного сезона, в сухое время года превращаются в солончаки. Некоторые солончаки покрыты сплошным пластом кристаллической соли. Такие пространства можно назвать *соляными равнинами*. Пласт соли под действием сил кристаллизации разбивается трещинами на полигональные отдельности. По мере расширения полигонов под влиянием продолжающегося роста кристаллов края полигонов сначала загибаются вверх, а затем пластины соли нагромождаются одна на другую, образуя, в конечном счете очень пересеченный труднопроходимый микрорельеф — «*соляные торосы*». Такие формы, в частности, можно видеть на бывшем дне залива Кара-Богаз-Гол (восточное побережье Каспия).

Солончаки — очень характерный элемент ландшафта пустыни. В своем развитии они проходят несколько стадий. Солончак с соляным пластом постепенно по мере поступления на его поверхность терригенного

материала, приносимого ветром или временными водотоками, превращается в вязкий *мокрый солончак* с грязевым илистым дном («солёные грязи»), а по мере усыхания—в *корковый солончак*. При дальнейшем иссушении поверхности солончака корка разрушается и преобразуется в слой, состоящий из смеси соли и терригенных частиц. Это стадия *пухлого солончака*. Пухлые солончаки интенсивно развеваются ветром.

Эоловый вынос материала из бессточной впадины обуславливает, таким образом, все большее и большее ее углубление. Самая глубокая бессточная впадина в СНГ— Карагие (Южный Мангышлак), абсолютная отметка ее дна — минус 132 м. Еще более глубоки впадины Каттара (—134 м) в Ливийской пустыне и Турфанская (—154 м) в Западном Китае.

ТЕМА 10. БЕРЕГОВЫЕ МОРСКИЕ ПРОЦЕССЫ И ФОРМЫ

10.1. Формирование берега волнами и волновыми течениями

Берег — граница суши и моря. Хотя на картах эта граница изображается линией, в действительности следует говорить о береговой зоне, т. е. о более или менее широкой полосе, в пределах которой осуществляется взаимодействие суши и моря.

Береговая зона состоит из *собственно берега* — ее надводной части — и из *подводного берегового склона*. Берег формируют: морское волнение, волновые течения и приливно-отливные явления, реки, а также тектонические движения земной коры и геологическое строение прибрежной суши и подводного берегового склона.

Волны. Ветер, воздействуя на водную поверхность, обуславливает возникновение колебательных движений в поверхностной толще вод. Различают *волны глубокого моря* и *волны мелководья*.

Волны мелководья в отличие от волн открытого моря воздействуют на дно (на подводный береговой склон) и сами испытывают его воздействие.

Вследствие этого они расходуют энергию на преобразование рельефа дна, на перенос залегающих на дне обломочных частиц.

Прибойный поток, или *накат*, формируется из массы воды, образующейся при разрушении волны. Он взбегает вверх по береговому склону, причем направление потока примерно совпадает с направлением волны, породившей его, но все же заметно отклоняется от первоначального под действием силы тяжести. Скорость прибойного потока уменьшается по мере его удаления от места зарождения, т. е. от места разбивания волны. Замедление потока связано с тем, что ему приходится затрачивать энергию на преодоление силы тяжести, на преодоление трения о поверхность, по которой он взбегает, на перемещение обработки наносов, на просачивание в грунт. Точка, где скорость прибойного потока снижается до нулевого значения называется *вершиной заплеска*. Отсюда вода стекает вниз по склону. Это «ветвь» получила название *обратного прибойного потока* или *отката*.

Рефракцией называется разворот фронта волны по мере подхода ее к берегу, причем фронт волны стремится принять положение, параллельное берегу. При этом возникают разрывные течения. Они способны выносить из прибрежной полосы во внешнюю зону большое количество взмученных наносов.

При подходе волн к *отмелому* берегу под острым углом отток излишков воды происходит в направлении, параллельном берегу в сторону тупого угла. Образуется вдольбереговое волновое течение, которое перемещает наносы вдоль берега. При подходе волн к *приглубому* берегу, возникает донное противотечение, которое так же уносит обломочный материал из прибрежной зоны.

Массы обломочного материала в береговой зоне, перемещаемого волнами и прибойным потоком, называются *морскими наносами*.

10.2. Аккумулятивные берега

Скопление наносов в зоне действия прибойного потока называется *пляжем*. Пляж бывает сложен более крупными наносами, чем подводный склон. По морфологическим признакам делятся: *пляж полного профиля* — формируется при достаточном свободном пространстве, *прислоненный пляж* (неполного профиля) — формируется у подножия уступа (рис.46).

При поперечном перемещении наносов возникают различные подводные и береговые аккумулятивные формы: пляжи, валы. Они сложены обычно песчаным материалом и протягиваются вдоль берега параллельно друг другу (2-3, реже 5-6 валов). Высота валов от 1 до 4 м при длине от нескольких сотен до нескольких километров. Происхождение валов связано с частичным разрушением волн.

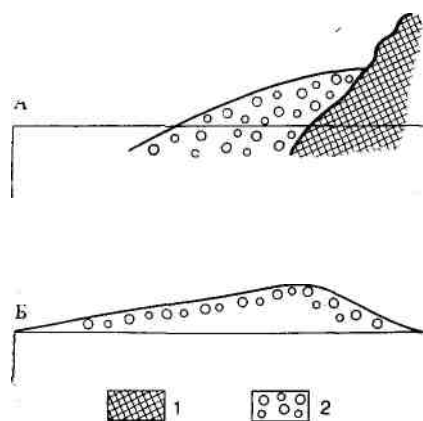


Рис. 46. Пляж неполного профиля (А) и береговой вал (В) — пляж полного профиля (по В. В. Лонгинову): 1 — коренные породы; 2 — отложения пляжа

Более крупные аккумулятивные формы — *береговые бары*. Они сложены материалом донного происхождения, часто ракушечным или коралловым песком и протягиваются на десятки и сотни километров вдоль низменным морских берегов, отделяет море, лагуну (рис.47).

Подножья баров располагаются на глубине 10-20 м, а над водой они поднимаются на 4-5 м. бары очень широко распространены: общая протяженность берегов, окаймленных барами составляет 10 % всей береговой линии Мирового океана. Типичные бары — Арабатская стрелка на Азовском море, бары Мексиканского и Гвинейского заливов в Атлантике.

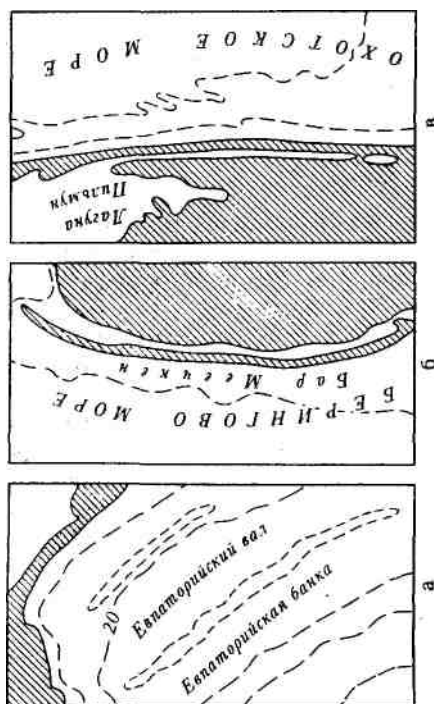


Рис.47. Примеры баров: а- подводной; б- островной; в – береговой бар.

Повсеместное распространение баров указывает на планетарные причины их формирования, что связано с изменением уровня Мирового океана в новейшее время.

При подходе волн под косым углом к берегу возникает продольное, или вдольбереговое, перемещение наносов. Прибойный поток описывает на пляже асимметричную траекторию, напоминающую параболу, а вместе с ним по такой же траектории по пляжу вдоль береговой линии перемещается обломочная частица, подхваченная потоком.

Массовое перемещение наносов вдоль берега в одном направлении за длительный отрезок времени, например за год, получило название *потока наносов*. Поток наносов характеризуется *мощностью*, *емкостью* и *насыщенностью*.

Мощность потока — это то количество наносов, которое реально перемещается вдоль берега за год. Емкостью называется то количество наносов, которое волны способны перемещать. Если мощность равна емкости, то это значит, что вся энергия волн или прибоя затрачивается только

на транспорт. Тогда говорят, что поток наносов *насыщен*. Ни размыва берега, ни отложения наносов при этом не происходит.

Насыщенностью потока называют отношение мощности к емкости. Если это отношение меньше 1, поток ненасыщен. Какая-то доля волновой энергии свободна от работы по переносу материала и будет преобразована в работу по размыву берега.

Если емкость потока падает или она меньше, чем поступление наносов на данный участок, можно говорить о превышении интенсивности поступления наносов над емкостью потока наносов. В результате часть материала прекращает движение и отлагается, образуется аккумулятивная форма, заполнения входящего угла контура берега.

Поскольку форма на всем своем внутреннем периметре примыкает к берегу, ее называют примкнувшей. К этой категории относятся многочисленные аккумулятивные террасы в вершинах заливов, перед молами портов и др.

Падение емкости потока может иметь место и при огибании потоком наносов выступа контура берега (рис. 48, Б)

В этом случае емкость потока падает, образуется аккумулятивная форма — *коса*. Она причленяется к берегу только своей корневой частью, а растущее ее окончание (дистальное) остается свободным, поэтому коса называется *свободной аккумулятивной формой*.

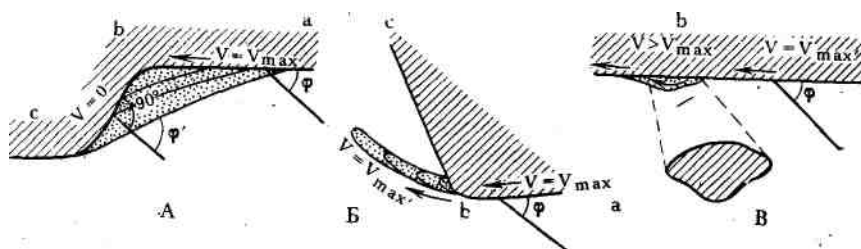


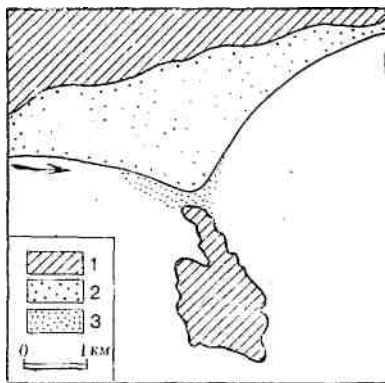
Рис. 48. Схема образования простейших береговых аккумулятивных форм (по В. П. Зенковичу): А — заполнение входящего угла контура берега, Б — огибание выступа берега, В — внешняя блокировка

Уменьшение емкости потока наносов может быть вызвано ослаблением волнения на участке берега, защищенном со стороны моря каким-либо препятствием, например островом (рис. 48, В). Тогда в «волновой тени»

начинается аккумуляция. Образуется аккумулятивная форма, которая в ходе своего роста может полностью перегородить пролив и причлениться дистальным концом к острову. Ее называют *томболо* или *переймой* (рис. 49). Такая форма может быть названа также *замыкающей*.

Другой тип замыкающей формы может образоваться, если берег защищен со стороны моря далеко выступающим мысом. Тогда у входа в залив образуется *замыкающая форма* — *пересыпь*. Береговые бары, если они присоединены в одной или нескольких точках к выступам береговой линии, также становятся замыкающими аккумулятивными формами.

Замыкающая форма может также образоваться, если коса, возникшая перед входом в залив, в ходе роста достигает противоположного берега залива.



10.3. Абразионные берега

Разрушительная работа моря называется *абразией*. Различают 3 вида абразии:

- *Механическая абразия* — разрушение пород, слагающих берега, под действием ударов волн и прибор и бомбардировки обломочным материалом, переносимым волнами и прибоем. Это основной вид абразионной работы моря, который всегда присутствует при химической и термической абразии.

- *Химическая абразия* — разрушение коренных пород, слагающих берег и подводный береговой склон в результате растворения этих пород морской водой. Основным условием проявления химической абразии, подобно карсту,

является растворимость пород, слагающих берег.

- *Термическая абразия* — разрушение берегов, сложенных мерзлыми породами или льдом, в результате отепляющего действия морской воды на лед, содержащийся в мерзлой породе или слагающий прибрежные ледники.

Важнейшей предпосылкой развития абразионного берега является достаточно крутой уклон исходного профиля подводного берегового склона.

Максимальное механическое воздействие на слагающие берег породы приходится на участок, непосредственно прилегающий к береговой линии.

В результате здесь образуется выемка — *волноприбойная ниша*. Дальнейшее углубление ниши приводит к обрушению нависающего над ней карниза. В зону прибоя поступает масса обломков породы. Они служат теперь материалом, при помощи которого прибой, бомбардируя ими образовавшийся уступ, еще интенсивнее разрушает берег.

Процесс выработки волноприбойной ниши и обрушения, нависающего над ней карниза повторяется неоднократно. Постепенно вырабатывается вертикальный или почти вертикальный уступ — *абразионный обрыв*, или *клиф*. По мере отступления клифа под ударами волн и прибоя перед его подножьем вырабатывается слабо наклоненная в сторону моря площадка, называемая *бенчем*. Бенч начинается у самого подножья клифа, т. е. у волноприбойной ниши, и продолжается также ниже уровня моря (рис. 50).

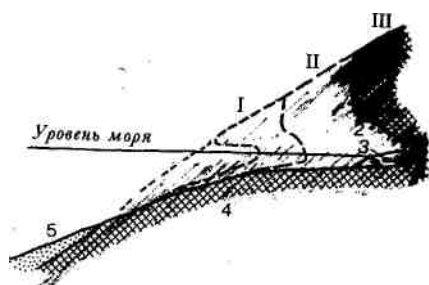


Рис. 50. Схема развития и основные элементы абразионного берега:

I, II, III — стадии отступления берега; 1 — клиф; 2 — волноприбойная ниша; 3 — пляж; 4 — бенч; 5 — прислоненная подводная аккумулятивная терраса

Чем больше идет отступление клифа, тем полнее становится та часть бенча, которая прилегает к клифу. Скорость абразии оценивается величиной отступления бровки или подножья клифа за отрезок времени, например за год.

Она будет зависеть от параметров волн, но есть и ряд других условий, ее определяющих. Так, высокие берега отступают медленнее, чем низкие. Берега, сложенные более прочными породами, разрушаются медленнее, чем берега, сложенные рыхлыми или слабосцементированными породами.

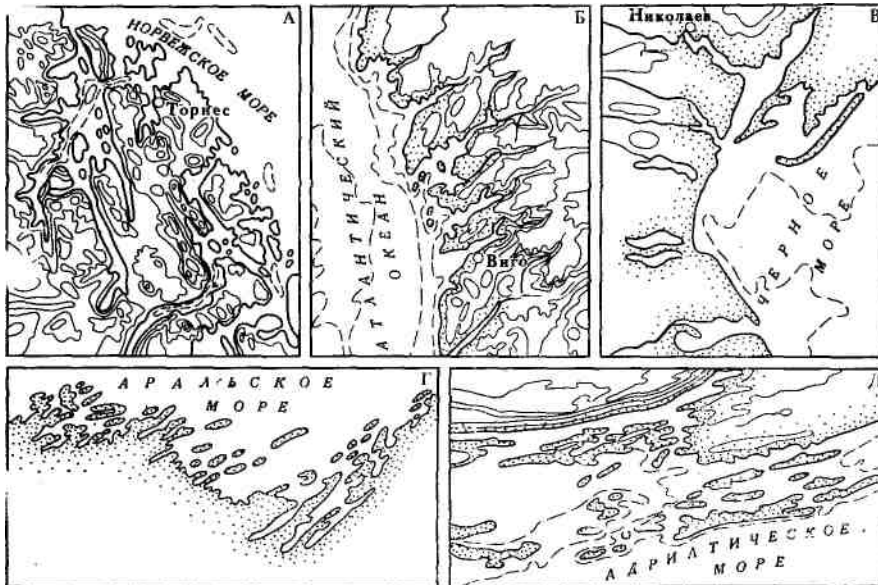


Рис. 51. Некоторые типы исходного расчленения береговой линии: А — фьордовый (гляциальный); Б — речной (флювиальный); В — лиманный (флювиальный); Г — аральский (эоловый); Д — далматинский (структурно-денудационный)

Образование аккумулятивных береговых форм, с одной стороны, и срезание мысов абразией, с другой, обуславливают *выравнивание береговой линии*. Поскольку береговая линия в нашу геологическую эпоху формировалась в ходе послеледниковой трансгрессии Мирового океана, исходные очертания ее предопределялись ингрессией моря, т. е. проникновением морских вод в понижения

рельефа затопленной прибрежной суши. Это неизбежно должно было придать берегам изрезанные очертания. Такие берега получили название *ингрессионных*. Их индивидуальные различия определялись прежде всего различиями факторов, обусловивших расчленение рельефа прибрежной суши.

Выделяют следующие наиболее распространенные типы ингрессионных берегов (рис. 51):

1. *Фьордовые берега*, образовавшиеся в результате затопления ледниковых долин прибрежных горных стран. Названы так потому, что для них характерны *фиорды* — узкие и длинные извилистые заливы,

образующиеся при ингрессии моря в бывшие ледниковые трогии. Пример — берега Норвегии, Канады, Новой Земли.

2. *Шхерные берега*, образовавшиеся при затоплении низких ледниково-денудационных равнин; *шхерами* называют совокупность мелких скалистых островов, представляющих собой подтопленные бараньи лбы или «курчавые скалы».

3. *Риасовые берега*, возникшие при затоплении прибрежных отрезков речных долин горных стран; *риасы* — это узкие извилистые заливы, образовавшиеся в результате ингрессии моря в речные долины. Яркими примерами риасов являются Севастопольская бухта, многочисленные заливы Приморья на Дальнем Востоке.

4. *Лиманные берега*, образовавшиеся в результате подтопления речных долин прибрежных равнин. Заливы, возникающие при этом, называют *лиманами*. Типично лиманный берег у северо-западного Причерноморья.

5. *Берега далматинского типа*, возникшие при подтоплении складчатых структур, имеющих простирание, близкое к общему направлению берега. При этом образуются причудливые архипелаги вытянутых вдоль общего направления берега островов, так же ориентированные полуострова, заливы «молотообразных» очертаний, с узкими входами, разветвляющиеся в обе стороны от устья. Яркие примеры — побережья Далмации (Адриатическое море), южного острова Новой Земли.

6. *Берега сбросово-глыбового расчленения*, образование которых обусловлено подтоплением тектонических впадин типа грабенов, причем разделяющие их горстовые возвышенности выступают мысами и полуостровами. В качестве примера такого типа расчленения можно назвать берега Халкидонского полуострова (греческое побережье Эгейского моря).

7. Более редкими типами ингрессионных берегов являются берега *аральского типа*, возникшие в результате ингрессии моря

в понижения рельефа эоловых равнин, а также берега, конфигурация которых обусловлена вулканической деятельностью, и некоторые другие.

Процесс выравнивания береговой линии в большей мере зависит не только от интенсивности волн, но и от того, как велика степень расчленения исходной береговой линии и сколь прочны породы, слагающие берег.

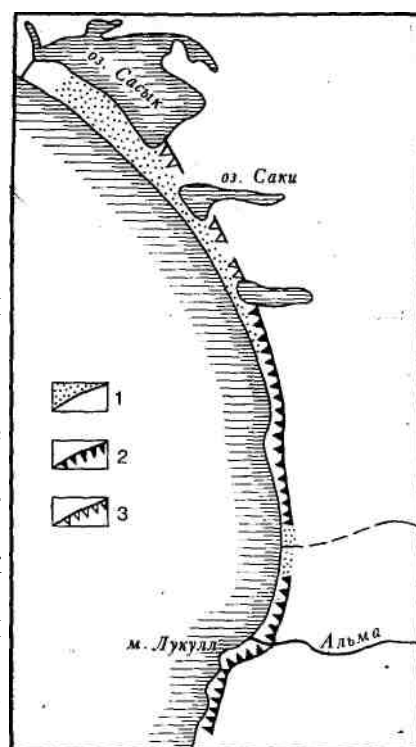
Важнейшее значение имеет также характер подводного берегового склона, в первую очередь его уклон. Представим себе ингрессионный берег, подводный склон которого имеет значительную крутизну как на мысах, так и в бухтах. Берег сложен легко размываемыми породами. Вследствие большей скорости отступления клифа на мысах береговая линия будет быстро выравниваться и в конечном счете сформируется *выровненный абразионный берег*.

Рассмотрим теперь ингрессионный берег с крутым подводным склоном на мысах и отлогим в бухтах. В этом случае на мысах будет развиваться абразия, а в бухтах и перед входами в бухты аккумуляция. В результате мысы будут срезаны, а бухты — либо заполнены наносами, либо отчленены от моря замыкающими аккумулятивными формами. Образуется *сложный, или абразионно-аккумулятивный выровненный берег* (рис. 52).

Рис. 52. Сложный выровненный берег

1 – береговые аккумулятивные формы; 2 – клифы; 3 – отмершие (древние) клифы

Ингрессионный берег может на всем своем протяжении иметь отлогий подводный склон. Тогда здесь будут преобладать аккумулятивные процессы. Если при этом на подводном склоне образуется бар, а затем он, постепенно смещаясь к берегу, причленится к одной или нескольким выступающим точкам берегового контура,



образуется *выровненный аккумулятивный берег, окаймленный береговым баром.*

Современные морские берега представлены огромным разнообразием типов, связанным с тем, что различные отрезки берегов Мирового океана находятся в разных стадиях выравнивания, имеют различный характер исходного расчленения, разное геологическое строение.

Значительная часть берегов сохранила практически неизменным свое исходное расчленение. В особенности это относится к сильно и глубоко расчлененным риасовым и фьордовым берегам, а также к берегам тектонического глыбового расчленения в тех случаях, когда они сложены очень прочными магматическими или метаморфическими породами. Такие берега составляют около 1/5 всего протяжения берегов Мирового океана и получили название берегов, *не измененных морем.*

10.4. Приливно-отливные берега

Наряду с волнением берега подвержены воздействию приливов и отливов, которые нередко играют значительную геоморфологическую роль. На приглубых берегах приливных морей прилив способствует усилению абразии, так как во время прилива глубина у берега возрастает, и волны способны более энергично воздействовать на клиф. Поэтому обычно на берегах приливных морей, подверженных абразии, подножье клифа приурочено к уровню прилива, а не отлива. На отмелях берегах приливы являются важным фактором аккумуляции наносов. У берега в зоне приливо-отливных движений воды происходит образование аккумулятивной формы, которая в нашей литературе получила название *осушки*, а в западноевропейской — *ваттов*.

Постепенное нарастание поверхности осушки приводит к тому, что она становится выше уровня приливов. На бывшей осушке поселяется растительность, начинает формироваться почвенный покров. Такие поверхности называют *маршами*. По мере дальнейшего накопления отложений поверхность маршей повышается настолько, что уже и во время

сизигийных приливов она не затопляется. Такие аккумулятивные образования не имеют специального наименования, но по аналогии с осушенными землями в Нидерландах их можно назвать *польдерами*. Таким образом, аккумулятивная деятельность приливов приводит к постепенному наращиванию суши, к образованию суши на месте моря.

Приливные течения в пределах прибрежного мелководья могут развивать значительные скорости, размывать дно, образуя желобообразные или руслообразные выработанные формы рельефа, а также подводные аккумулятивные формы: песчаные гряды. Крупные линейноориентированные образования длиной до нескольких десятков километров, шириной 1—2 км и до 20 м относительной высоты. Они ориентированы обычно в направлении приливного течения.

Песчаные волны - ритмические образования, возникающие на склонах песчаных гряд и ориентированные фронтально по отношению к направлению приливного течения.

Одной из аккумулятивных форм рельефа, свойственных как ветровым, так и настоящим осушкам, являются «*внутренние дельты*», или конусы выноса приливных (нагонных) потоков.

10.5. Коралловые берега

На побережьях тропических морей активная роль в формировании морских берегов может принадлежать некоторым морским организмам: известковым водорослям мшанкам. Эти организмы способны усваивать из морской воды известь и строить из нее свои скелеты, из которых в ходе отмирания кораллов и водорослей, их разрушения волнами и прибоем и последующей цементации продуктов разрушения формируется массивная горная порода — коралловый, или рифовый. Известняк. Аккумулятивные тела, построенные из рифового известняка, называются *коралловыми рифами*. Различают несколько типов коралловых построек: окаймляющие, или береговые, барьерные, кольцевые и внутрिलाгунные рифы (рис. 53).

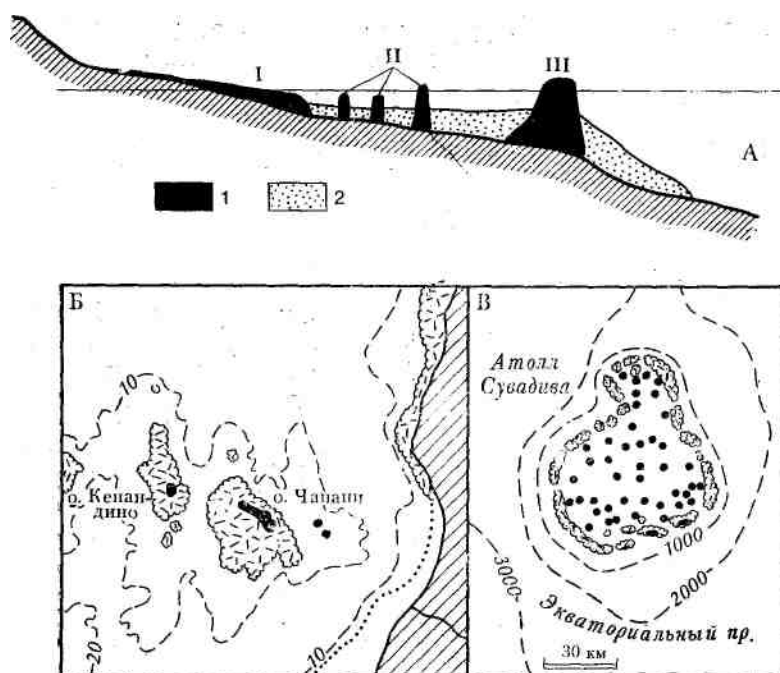


Рис. 53. Типы коралловых построек: *A* — соотношение окаймляющего (/), внутрилагунных (//) и барьерного (///) рифов на профиле кораллового берега; *Б* — окаймляющие рифы; *В* — коралловый атолл Сувадыва; / — коралловый известняк; 2 — рыхлые коралловые осадки

Окаймляющие рифы — это подводные известняково-коралловые террасы, примыкающие непосредственно к берегу и в своей внешней зоне покрытые живыми колониями кораллов. Поверхность рифа с удалением от внешней зоны все в большей степени оказывается покрытой чехлом наноса — кораллового гравия и песка, а у берега окаймлена белоснежным песчано-гравийным пляжем. На тектонически стабильных берегах мощность кораллового окаймляющего рифа обычно не превышает 50 м.

Барьерные рифы представляют собой кораллово-известняковые гряды или барьеры, отстоящие от берега на более или менее значительном расстоянии. Мощность барьерного рифа обычно во много раз больше мощности нормальных окаймляющих рифов. Из отмеченных выше экологических особенностей обитания рифообразующих кораллов следует, что большая мощность рифового известняка, слагающего барьерный риф, может быть достигнута лишь при условии тектонического погружения основания рифа.

При условии постоянного роста его внешнего края в высоту. Крупнейшим в мире сооружением этого рода является Большой Барьерный риф, протягивающийся вдоль северо-восточной окраины Австралии более чем на 2 тыс. км. Если барьерный риф формируется вокруг небольшого погружающегося острова, то он по мере погружения основания и продолжающегося наращивания внешнего края преобразуется в *кольцеобразный риф*, или *атолл*.

Акватория, располагающаяся внутри атолла или отгороженная от открытого моря барьерным рифом, называется *лагуной*.

10.6. Денудационные берега

Берега, сложенные очень прочными кристаллическими или метаморфическими породами в ряде случаев за время существования современной береговой зоны, т. е. за последние 5—6 тыс. лет, не испытали никаких изменений под действием волновых процессов. Так, например, на берегах Белого моря и во многих фиордах Норвегии береговые склоны в зоне современного уреза воды сохранили до сих пор следы ледниковой обработки эпохи последнего оледенения.

Поскольку в большинстве случаев такие неизменные морем берега встречаются в горных странах, они обычно имеют вид высоких обрывов, эрозионного, эрозионно-ледникового или тектонического происхождения. Но хотя эти обрывы и не подвержены непосредственному разрушению прибоем, они все же разрушаются под воздействием различных склоновых процессов. Поскольку развитие береговых склонов происходит преимущественно под действием субаэральной денудации. Такие берега называются *денудационными берегами*. Иногда особо сильные волнения все же оказываются способными воздействовать на подножья, нижние участки береговых обрывов или же на скопления обломочных масс, образовавшихся у подножий обрывов. Такие берега можно назвать *абразионно-денудационными*.

Морские террасы. Различные древние береговые формы, маркирующие изменение уровня моря в недавнем геологическом прошлом (древние клифы, реликтовые аккумулятивные формы) образовались в результате: а) многократного изменения уровня Мирового океана в четвертичное время благодаря сменам ледниковых и межледниковых эпох; б) вертикальным тектоническим движениям.

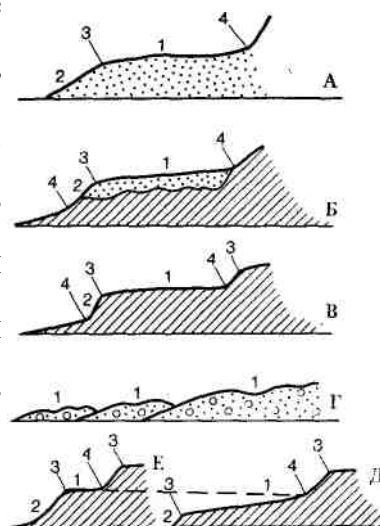


Рис. 54. Типы морских террас: *A* — аккумулятивная; *B* — цокольная; *B* — абразионная; *Г* — серия береговых аккумулятивных террас без четко выраженных бровок, но приуроченных к одной и той же древней береговой линии; *Е* и *Д* при одной и той же высоте тылового шва террасы высота бровки, неодинакова из-за различной степени размыва террасы.

Полосу суши, в пределах которой распространены «поднятые» древние береговые линии, вместе с современным берегом называют *побережьем*. Древние береговые линии, соответствующие стояниям уровня моря более низким, чем современный, и в настоящее время затопленные морем, являются реликтовыми элементами рельефа подводного берегового склона и шельфа.

Морфологически «поднятые» береговые линии выражены в виде *морских террас*. Это ряд ступеней, ограниченных со стороны моря уступом, который, собственно, и соответствует положению береговой линии во время выработки следующей, более молодой и расположенной на более низком гипсометрическом уровне — террасе. Ступени обычно вытянуты вдоль берега. В каждой террасе можно выделить такие элементы, как поверхность террасы, уступ, бровка и тыловой шов.

В зависимости от геологического сложения выделяются террасы аккумулятивные (полностью сложенные прибрежно-морскими отложениями), коренные (сложенные только коренными породами) и

цокольные (имеющие коренной цоколь, перекрытый морскими отложениями). Высота террасы определяется по высоте ее тылового шва.

ТЕМА 11. МОРФОСТУЛЬПТУРНЫЙ РЕЛЬЕФ ДНА ОКЕАНОВ

Различные агенты, действующие на морском дне, можно разделить на гравитационные, гидрогенные и биогенные.

11.1 Гравитационные подводные процессы

К гравитационным процессам относят такие, в возникновении и развитии которых основная роль принадлежит силе тяжести. Это аналоги склоновых гравитационных процессов, происходящих на суше. Для проявления склоновых процессов – *крипа* - на батимальных и абиссальных глубинах на морском дне условия особенно благоприятны, так как донные отложения вследствие высокого насыщения их водой обладают повышенной пластичностью.

Одним из проявлений крипа являются песчаные потоки и на резких перепадах профиля склона даже «пескопады», в каньонах. Более широко известны *подводные оползни*. Уже при уклонах порядка 3—5° может возникнуть сползание осадков. Для того чтобы спровоцировать подводное оползание, достаточно небольшого сейсмического толчка или даже серии ритмических колебаний давления столба воды в верхней части материкового склона или на бровке шельфа, возникающих при прохождении гребней и ложбин волн при крупных штормах. На более крутых склонах оползни могут возникать самопроизвольно при условии, что масса накапливающейся на наклонной поверхности толщи осадков превысит предел их прочности.

Подводные оползни могут быть «структурными»: сползают целые блоки пород без существенных нарушений структуры внутри блока, но более обычны пластичные подводные оползни: перемещение блока пород, постепенно переходящее в пластическое течение грунта с внутренним взаимодействием частиц, подобное лавинам или грязекаменным потокам на

суше. В результате массового развития подводных оползней на материковом склоне в его нижних частях и на материковом подножье формируется холмисто западинный рельеф.

Мутьевые потоки — гравитационное течение водной суспензии твердых частиц. Вследствие того, что суспензия содержит взвешенные минеральные частицы, она имеет большую плотность, чем просто морская вода. В результате суспензия погружается на наклонное дно и скатывается по нему, развивая большую скорость течения, обеспечивающую не только перенос взвешенного минерального материала, но и в ряде случаев и эрозию дна.

Мутьевые потоки получают питание, прежде всего на приустьевых участках шельфа во время речных паводков, когда резко возрастает взвешенный сток рек, в результате перехвата потоков наносов в береговой зоне моря и разжижения движущейся вниз по склону оползневой массы. Подводные оползни, следовательно, способны переходить в мутьевые потоки.

Формируемые мутьевыми потоками конусы выноса в отдельных случаях представляют собой грандиозные по размерам и мощности осадков образования. Величина их находится в прямой зависимости от величины твердого стока реки, которая питает своими выносами мутьевые потоки. Самым крупным подводным образованием такого рода является конус выноса каньона Ганга, который занимает весь Бенгальский залив и, не умещаясь в нем, выдвигается своим внешним краем далеко в пределы Центральной котловины ложа Индийского океана. Твердый сток Ганга — Брахмапутры равен почти 2180 млн. т, что составляет 12% твердого стока всех рек мира.

Если материковый склон густо изборозжен подводными каньонами, конусы выноса смежных каньонов сливаются друг с другом и в целом образуют волнистую наклонную равнину материкового подножья. Таким образом, мутьевые потоки представляют собой важнейший механизм формирования рельефа материкового подножья. Мощность неконсолидированных осадков, слагающих конусы, может достигать 5 км.

Мутьевые потоки, после того как большая часть переносимых ими минеральных частиц отложится в каньонах и в конусах выноса, еще сохраняют характер суспензии, хотя и гораздо менее насыщенной, чем ранее. Такие мутьевые потоки малой плотности эродируют поверхность конуса и устремляются дальше, в пределы ложа океана, где они служат одним из основных источников образования плоских абиссальных равнин, примыкающих к материковому подножью, образованному конусами выноса подводных каньонов. Наиболее значительные, далеко проникающие в пределы абиссальных равнин мутьевые потоки эродируют их поверхность, образуют крупнейшие долинообразные врезанные формы рельефа, которые называют *абиссальными долинами*. Такие же абиссальные долины, глубина вреза которых от 50 до нескольких сот метров, образуются и на крупных конусах выноса.

11.2. Геоморфологическая деятельность течений

На абиссальных глубинах на дне океана движутся мощные потоки плотных холодных вод, из которых, собственно, и формируются донные водные массы. Главным местом зарождения этих вод является шельф Антарктиды. Выхоложенные воды антарктического шельфа из-за повышенной плотности опускаются на дно и медленно растекаются по ложу океана, причем срединно-океанические хребты не являются для них препятствием.

В северо-западной части Атлантического океана основная роль в формировании донных водных масс принадлежит арктическим водам. Стекая по дну к югу, они образуют Западное Пограничное донное течение, скорость которого на глубинах 3500—4500 м местами достигает 35 см/с.

Западное Пограничное течение является причиной образования гигантских донных аккумулятивных форм, соизмеримых по своим масштабам с крупными поднятиями дна эндогенного генезиса. К числу таких форм относятся, например, «хребты» Ньюфаундлендский и Багама-Блейк.

В восточной экваториальной части Тихого океана была обнаружена другая гигантская аккумулятивная форма, которая образована деятельностью поверхностного Экваториального течения. Зона этого течения выделяется очень высокой биологической продуктивностью.

Разнос течением остатков отмирающего планктона привел в конечном счете к образованию огромной по протяженности (более 2 тыс. км), ширине (до 400 км) и высоте (до 1,5 км) аккумулятивной формы.

11.3. Биогенные факторы рельефообразования

Биогенные факторы геологической жизни океана очень разнообразны. В ходе жизнедеятельности и в результате отмирания различных морских организмов происходит: а) накопление рыхлого осадочного материала — скелетов и покровных частей различных организмов, обычно кремнистого или известкового состава; б) формирование массивных пород типа рифовых известняков и образуемых ими форм рельефа — коралловых рифов; в) разрушение и разрыхление горных пород вследствие деятельности различных «камнеточцев» — некоторых двустворчатых моллюсков; г) переработка донных грунтов илоедами путем пропускания их через пищеварительный тракт, в результате чего донные отложения утрачивают слоистость и приобретают мелкокомковатую, копролитовую структуру. Многие организмы улавливают взвеси и способствуют их осаждению. Так, например, мидии пропускают через свой организм в среднем 1,5 л воды в час, начисто отфильтровывая все взвеси, содержащиеся в воде, и осаждая их.

Многие жители моря обладают избирательной способностью концентрировать в своих покровах и мягких тканях различные элементы и неорганические соединения, обычно содержащиеся в морской воде. Особенно большое значение имеет способность многих организмов усваивать известь или кремнезем из морской воды. Эти элементы практически безвозвратно выбывают из кругооборота. Извлечение извести из морской воды и ее осаждение в донных осадках — один из важнейших геохимических

процессов, протекающих в поверхностных оболочках Земли, начиная с архея, с постепенно нарастающей интенсивностью.

Процесс биогенного осаждения кремнезема имеет меньшие масштабы. Скелетные и покровные остатки организмов, усваивающих известь и кремнезем, после их смерти выпадают на дно и накапливаются здесь, образуя различные типы донных морских отложений.

Наиболее важное значение среди известковых организмов для этого процесса имеют одноклеточные простейшие — фораминиферы, а также одноклеточные зеленые водоросли кокколитофорида. Из кремнистых организмов наибольшая роль принадлежит одноклеточным диатомовым водорослям, за ними следуют радиолярии и кремнежгутиковые. Общее поступление биогенного осадочного материала на дно океана оценивается величиной 1,82 млрд. т в год.

11.4. Аккумулятивные факторы рельефообразования.

Океан — это прежде всего область аккумуляции огромных масс поступающего в него осадочного материала. Реки выносят ежегодно в море в среднем 18,35 млрд. т твердых частиц и около 3,2 млрд. т растворенного материала. Ледники вместе с айсбергами поставляют в океан около 1,5 млрд. т, эоловые процессы — около 1,6, абразия — около 0,5 млрд. т осадочного материала. Весь материал, образующийся в результате разрушения горных пород суши, называется *терригенным*. Количество ежегодно поступающего биогенного материала оценивается, как уже упоминалось, в 1,82 млрд. т. Кроме того, значителен объем поступающих в океан пирокластических продуктов вулканических извержений, вероятно, достигающий 3 млрд. т. Некоторая часть осадочного материала формируется в океане за счет химических превращений поступающих сюда терригенных и вулканогенных частиц.

Таким образом, в океан ежегодно поступает более 30 млрд. т осадочного материала. Осаждение его на дно происходит постепенно, подавляющая часть осадочного материала долго еще пребывает во

взвешенном состоянии. Общее количество взвешенного материала в океане составляет 1370,32 млрд. т, следовательно, среднее пребывание осадочных частиц во взвеси составляет около 45 лет.

В зависимости от генезиса преобладающего осадочного материала донные отложения делятся на терригенные, биогенные, хемогенные и полигенные. Последняя группа включает один тип глубоководных отложений — так называемую глубоководную красную глину, которая формируется в результате примерно равнозначного участия нескольких источников поступления материала. Скорость накопления донных отложений различна, наибольшая характерна для терригенных отложений (до нескольких миллиметров в год) и наименьшая — для красной глины (порядка 0,3—0,8 мм за тысячу лет). Соответственно и эффект аккумуляции, ее влияния на облик рельефа дна различен. Кроме того, эффект осадкообразования зависит от того, где образуются осадки: на шельфе, материковом склоне, материковом подножье, в глубоководных желобах, котловинах окраинных морей и океанических котловинах или на океанических возвышенностях (рис 55).

Высокая подвижность придонных вод в пределах шельфа препятствует накоплению здесь мощной толщи осадков, т.к. значительная масса осадочного материала минует зону шельфа. Аккумуляция на шельфе ограничена, главным образом, впадинами и котловинами рельефа дна. Но та же высокая подвижность придонных вод обеспечивает подводную эрозию выступов рельефа шельфа. Благодаря этому на шельфе происходит комплексное выравнивание донного рельефа: как путем аккумуляции во впадинах, так и путем срезания выступов рельефа действием подводной эрозии или денудации.

На материковом склоне имеется ряд условий, препятствующих осуществлению интенсивной аккумуляции, и в первую очередь значительные уклоны поверхности и вертикальная циркуляция водных масс, благоприятствующие выносу материала, а также взвешиванию значительного количества осадочных частиц. Подводные оползни и в особенности

суспензионные потоки также в большой мере способствуют выносу осадочного материала, а не накоплению его в зоне материкового склона. Благоприятными участками для накопления осадков на материковом склоне являются только окраинные плато и отдельные достаточно широкие ступени или площадки при ступенчатом строении склона.

Материковое подножье исключительно благоприятно для накопления мощной толщи осадков. Интенсивность вертикальной циркуляции вод в этой зоне гораздо ниже, чем на материковом склоне. Осадки, поступающие с него, выносы суспензионных потоков, оползающие со склона массы пластичных осадков, встречаются здесь зону очень пологих уклонов поверхности или даже зону с обратными уклонами. Материковое подножье представляет собой идеальную ловушку для осадочного материала. Здесь в максимальной степени идет его накопление, и как морфологический результат аккумулятивного выравнивания образуется наклонная пологоволнистая аккумулятивная равнина.

Сходные условия для накопления осадков, поступающих с суши и шельфа, характерны для котловин окраинных морей в геосинклинальных областях. Здесь также аккумулируются мощные толщи осадков, обеспечивающие погребение коренного рельефа и формирование плоской или субгоризонтальной абиссальной равнины.

Ловушками для осадочного материала являются также глубоководные желоба, если они прилегают к достаточно зрелым островным дугам типа Курильской или Японской. Главным источником поступления материала являются вулканические выбросы и твердый сток рек. В результате на дне глубоководного желоба происходит аккумулятивное выравнивание рельефа.

В пределах ложа океана наиболее благоприятными для аккумулятивного выравнивания являются те океанические котловины или части котловин, которые ближе расположены к подводным окраинам материков. Медленное и длительное накопление осадков приводит к формированию плоских абиссальных равнин - равнин предельного аккумулятивного выравнивания.

Все неровности коренного рельефа оказываются погребенными под мощной толщей осадков.

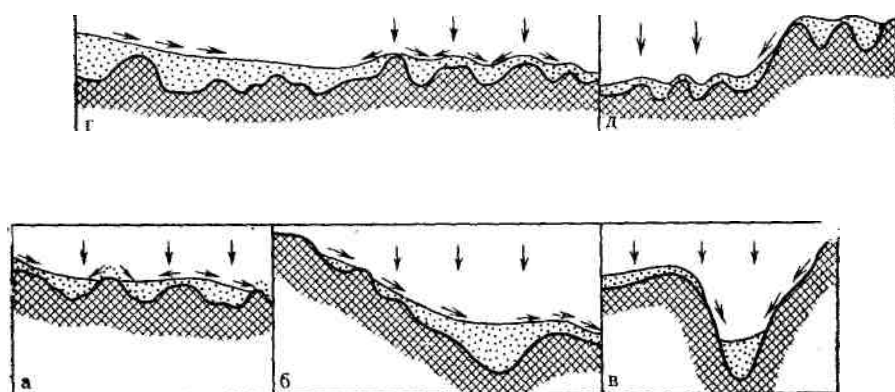


Рис. 55. Проявление выравнивающей деятельности осадкообразования в различных условиях: *а* — на шельфе; *б* — на материковом склоне и подножье; *в* — в глубоководном желобе; *г* — в пределах ложа океана (образование плоских абиссальных равнин в левой и сохранение холмистого рельефа в правой части рисунка); *д* — рисунок, иллюстрирующий более быстрое аккумулятивное выравнивание на поверхности плато, чем на дне соседней котловины.

На дне удаленных от подводной окраины материков котловин осадков отлагается гораздо меньше. Здесь образуется маломощный плащ отложений, который лишь облекает неровности коренного рельефа, но не нивелирует его. Это области распространения холмистого абиссального рельефа.

Донная аккумуляция, ведущая к изменению рельефа дна за счет погребения коренных неровностей, является важнейшим интегрирующим геолого-геоморфологическим процессом на дне морей и океанов, обеспечивающим в конечном счете выравнивание рельефа дна Мирового океана.