

Минобрнауки России
Федеральное государственное бюджетное
образовательное учреждение высшего образования
«Сыктывкарский государственный университет имени Питирима Сорокина»
(ФГБОУ ВО «СГУ им. Питирима Сорокина»)



Л.Н. Андреичева

ГЕОМОРФОЛОГИЯ С ОСНОВАМИ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ГЕОЛОГИИ

Учебное пособие

Сыктывкар
Издательство СГУ им. Питирима Сорокина
2015

ISBN 978-5-87661-332-5

© Андреичева Л.Н., 2015
© ФГБОУ ВО «СГУ
им. Питирима Сорокина», 2015
© Оформление. Издательство СГУ
им. Питирима Сорокина, 2015

УДК 551.34
ББК 26.823
А65

Все права на размножение и распространение в любой форме остаются
за организацией-разработчиком.
Нелегальное копирование и использование данного продукта запрещено.

*Издается по постановлению научно-методического совета
ФГБОУ ВО «СГУ имени Питирима Сорокина»*

Рецензенты:

М.М. Пахомов, д-р геогр. наук, проф. кафедры географии ВятГГУ;
А.М. Плякин, проф. кафедры геологии горючих и твердых полезных
ископаемых Ухтинского государственного технического университета (УГТУ).

Андреичева, Л.Н.

А65 Геоморфология с основами четвертичной геологии [Электронный ре-
сурс] : учебное пособие : текстовое учебное электронное издание на ком-
пакт-диске / Л.Н. Андреичева; Федер. гос. бюдж. образоват. учреждение
высш. образования «Сыктыв. гос. ун-т им. Питирима Сорокина». – Элек-
трон. текстовые дан. (11,1 Мб). – Сыктывкар: Изд-во СГУ им. Питирима
Сорокина, 2015. – 1 опт. компакт-диск (CD-ROM). – Систем. требования:
ПК не ниже класса Pentium III ; 256 Мб RAM ; не менее 1,5 Гб на винче-
стере ; Windows XP с пакетом обновления 2 (SP2) ; Microsoft Office 2003
и выше ; видеокарта с памятью не менее 32 Мб ; экран с разрешением не
менее 1024 × 768 точек ; 4-скоростной дисковод (CD-ROM) и выше ;
мышь. – Загл. с титул. экрана. – ISBN 978-5-87661-332-5.

В учебном пособии рассматриваются основные положения геоморфологии, задачи и
методы геоморфологических исследований, факторы рельефообразования и рельефооб-
разующая роль эндогенных (тектонические движения, магматизм и землетрясения) и
экзогенных (склоновых, флювиальных, карстовых, гляциальных, криогенных и эоловых)
процессов. Приводится характеристика четвертичного периода и его отложений, генети-
ческие типы четвертичных отложений: элювиальных, склоновых, водных, субтерраль-
ных, ледниковых и эоловых. Рассмотрены принципы стратиграфического расчленения
четвертичных отложений и стратиграфические подразделения плейстоцена. Обосновы-
ваются закономерности формирования основных генетических типов четвертичных от-
ложений и их связь с формированием рельефа.

Данное учебное пособие предназначено для реализации учебных планов при подго-
товке специалистов-геологов.

УДК 551.34
ББК 26.823

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	5
Часть первая. ОБЩАЯ ГЕОМОРФОЛОГИЯ	6
Глава 1. ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ГЕОМОРФОЛОГИИ	6
1.1. Задачи и методы геоморфологических исследований	6
1.2. Некоторые сведения о рельефе: формы, генезис, возраст	11
Глава 2. ФАКТОРЫ РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ	22
2.1. Вещественный состав пород и рельеф	23
2.2. Геологические структуры и рельеф	25
2.3. Климат и рельеф	30
Глава 3. РЕЛЬЕФООБРАЗУЮЩАЯ РОЛЬ ЭНДОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ	34
3.1. Тектонические движения земной коры и формы рельефа	34
3.2. Магматизм и рельефообразование	44
3.3. Землетрясения как фактор эндогенного рельефообразования	56
Глава 4. РЕЛЬЕФООБРАЗУЮЩАЯ РОЛЬ ЭКЗОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ	60
4.1. Склоны, склоновые процессы и рельефообразование	64
4.2. Флювиальные процессы и формы рельефа	81
4.3. Карст и карстовые формы рельефа	113
4.4. Гляциальные процессы и гляциальные формы рельефа	127
4.5. Рельефообразование в областях распространения вечной мерзлоты	142
4.6. Формы рельефа аридных стран	151
Глава 5. СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ПЛАНЕТАРНЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА	157
Глава 6. МЕГАРЕЛЬЕФ ПОГРАНИЧНЫХ ОБЛАСТЕЙ «КОНТИНЕНТ–ОКЕАН»	166
Глава 7. БЕРЕГОВЫЕ МОРСКИЕ ПРОЦЕССЫ И ФОРМЫ	178

Глава 8. ОКЕАНСКИЕ ВПАДИНЫ	186
8.1. Рельеф ложа Северного ледовитого океана (СЛО). Арктический срединный хребет.....	189
8.2. Рельеф ложа Атлантического океана. Срединно-Атлантический хребет.....	191
8.3. Рельеф ложа и срединных хребтов Индийского океана	193
8.4. Рельеф ложа и срединных хребтов Тихого океана	195
Глава 9. МЕТОДЫ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ И ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ КАРТИРОВАНИЕ	199
Часть вторая. ОСНОВЫ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ГЕОЛОГИИ	204
Глава 1. ХАРАКТЕРИСТИКА ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА И ЕГО ОТЛОЖЕНИЙ	204
1.1. Особенности четвертичного периода и его отложений	207
1.2. Краткая история изучения четвертичных отложений на Европейском севере России	209
1.3. Методы исследования четвертичных отложений	211
1.4. Научное и практическое значение четвертичной геологии	218
Глава 2. ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ	220
2.1. Элювиальный ряд	221
2.2. Склоновый (коллювиальный) ряд континентальных отложений	234
2.3. Водный (флювиальный) ряд континентальных отложений	237
2.4. Подземно-водный (субтерральный) ряд континентальных отложений	244
2.5. Ледниковый (гляциальный) ряд континентальных отложений	246
2.6. Ветровой (эоловый) ряд континентальных отложений	251
Глава 3. СТРАТИГРАФИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ. ПРИНЦИПЫ И СХЕМЫ СТРАТИГРАФИЧЕСКОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ	256
3.1. Стратиграфическая классификация и номенклатура плейстоценовых отложений	260
3.2. Общие стратиграфические подразделения плейстоцена	263
3.3. Региональные стратиграфические подразделения плейстоцена	264
РЕКОМЕНДУЕМЫЙ БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК	266

ВВЕДЕНИЕ

Курс «Геоморфология с основами геологии четвертичных отложений» базируется на двух дисциплинах: геоморфологии и четвертичной геологии. Геоморфология – наука о рельефе, его генезисе, развитии и закономерностях строения. Четвертичная геология, в свою очередь, изучает различные типы отложений, слагающих формы рельефа, и стратиграфию.

В основу учебного пособия положены материалы к лекциям и практическим занятиям учебного курса, который преподается студентам, обучающимся по специальности «011100 – Геология». Программа соответствует государственным образовательным стандартам этой специальности, читаемой в университетах. Данное учебное пособие предназначено для реализации учебных планов при подготовке специалистов-геологов. Для улучшения восприятия учебного материала приведены многочисленные фотографии и рисунки, иллюстрирующие основные формы рельефа и внешний облик отложений разных генетических типов континентальных отложений.

При подготовке учебного пособия по «Геоморфологии с основами геологии четвертичных отложений» использовались учебники, методические рекомендации, практические руководства, а также многочисленные научные публикации отечественных и зарубежных исследователей и собственные материалы научно-исследовательской работы автора.

Учебное пособие состоит из двух частей. Первая часть, состоящая из девяти глав, посвящена общей геоморфологии, где рассматриваются задачи и методы геоморфологических исследований, факторы рельефообразования и рельефообразующая роль эндогенных (тектонические движения, магматизм и землетрясения) и экзогенных (склоновых, флювиальных, карстовых, гляциальных, криогенных и эоловых) процессов. Приводятся краткие данные по планетарным формам и мегаформам рельефа, береговым процессам и формам. В последней главе рассмотрены методы полевых геоморфологических исследований и геоморфологическое картирование.

Вторая часть состоит из трех глав. В ней дана характеристика четвертичного периода и его отложений, генетические типы четвертичных отложений: элювиальных, склоновых, водных, субтерральных, ледниковых и эоловых. Рассмотрены принципы стратиграфического расчленения четвертичных отложений и стратиграфические подразделения плейстоцена.

Часть первая

ОБЩАЯ ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Глава 1

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ГЕОМОРФОЛОГИИ

Наука о строении, происхождении, истории развития и современной динамике рельефа земной поверхности во времени и пространстве называется *геоморфологией* (греч. *гео* – земля, *логос* – познание, *морфе* – форма). Объектом изучения геоморфологии является *рельеф* – совокупность неровностей земной поверхности разного масштаба, представляющих собой комплекс форм, имеющих определенное геологическое строение и подверженных постоянному воздействию атмосферы, гидросферы и внутренних сил Земли.

Выяснение происхождения рельефа требует его всестороннего изучения, включающего количественную и морфологическую оценку орографических форм, а также сравнительный анализ геологической, исторической и физико-географической обстановок формирования форм рельефа. По мере развития геоморфологии как науки усложняются задачи, стоящие перед ней, и совершенствуются геоморфологические методы исследования.

1.1. ЗАДАЧИ И МЕТОДЫ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Разработка научных геоморфологических проблем тесно связана с решением ряда практических задач. Так, изучение рельефа необходимо при поисках некоторых типов полезных ископаемых, в частности месторождений россыпей, стройматериалов, а также нефтегазовых структур. В последнее время большое значение отводится решению обратной задачи – установлению коренных источников ценных минералов по характеру металлоносности рек и реконструкции речной сети. Геоморфологические исследования необходимы в процессе горных работ при выборе мест заложения разведочных и эксплуатационных выработок (скважин, шурфов), установления возможной глубины зон окисления и т.д. Геоморфологические исследо-

вания являются совершенно необходимой частью инженерно-геологических изысканий. При этом не только обязателен учет форм рельефа, но и должен исследоваться состав пород, главным образом их трещиноватость и закарстованность. В горных районах при проектировании плотин, водохранилищ, электростанций и других технических сооружений большое значение имеют данные детального изучения характера новейшего тектонического развития и сейсмичности конкретного района. Важным является проведение этих работ в оползневых районах, в условиях аридных подгорных равнин и т.д. Актуальными являются геоморфологические исследования в сельскохозяйственной отрасли при оценке направленности процессов эрозии и оврагообразования, что генетически связано с новейшим тектоническим режимом территории. Очень важной геоморфологической задачей является изучение новейшего тектонического развития деформаций разрывов в местах разгрузки подземных вод для выяснения особенностей строения криогенного рельефа и изменений температурного режима. Перечисленные задачи геоморфологических исследований, конечно, не исчерпываются приведенным кратким их перечнем, однако достаточно очевидно, что геоморфология очень тесно связана с нуждами человека в самых разнообразных областях его деятельности.

При геоморфологических исследованиях, направленных на всестороннее изучение рельефа с целью его происхождения, используются следующие методы: *морфометрический, морфологический, генетический, структурно-геоморфологический и палеогеографический.*

1. ***Морфометрический метод*** позволяет дать обобщенную оценку рельефа территории на основе топографического материала: гипсометрию, крутизну склонов, глубину и густоту расчленения поверхности и др. После анализа материалов топографии составляются морфометрические карты (Спиридонов, 1974).

2. ***Морфологический метод*** включает описание внешних особенностей и естественных сочетаний форм рельефа. Различают простые и сложные формы рельефа. Простые формы характеризуются единством и простотой внешних очертаний, например песчаная дюна, карстовая воронка. Сложные формы возникают при сочетании ряда различных по внешнему виду и генезису простых форм, например древние ледниковые равнины с наложенной гидрографической сетью.

Кроме того, различают крупные формы рельефа – макрорельеф (равнины, горные возвышенности, плоскогорья), мелкие – микрорельеф (песчаная рябь на побережьях, ячейки выветривания «сотового» типа и др.), а также промежуточную категорию – мезорельеф, который выделяется не очень четко.

3. **Генетический метод.** Геоморфология должна устанавливать происхождение рельефа и генетическую связь между его отдельными элементами, поскольку все формы рельефа земной поверхности находятся в непрерывном изменении. Выявление естественных сочетаний элементов земной поверхности с целью определения их происхождения и характера развития рельефа является одним из важных методов исследований. Для выяснения характера эндогенного (глубинного) развития и возраста рельефа используются методы структурной геоморфологии и палеогеоморфологии.

4. **Структурно-геоморфологический метод.** Основной задачей и содержанием этого метода является определение характера новейшего развития структурных форм по данным рельефа и геологического строения. Оценка рельефообразующей формы требует сравнительного анализа ряда факторов: устойчивости пород, слагающих рельеф, а также изучения характера экзогенных и эндогенных процессов. Сравнительный анализ тектонических деформаций и соответствующих орографических форм представляет один из важных методов при структурно-геоморфологических исследованиях.

5. **Палеогеографический метод.** Изучение неровностей земной поверхности в областях длительной денудации требует применения комплекса геолого-геоморфологических методов, тогда как аккумулятивный погребенный рельеф изучается различными геологическими методами. Денудационный рельеф формируется параллельно с протекающим накоплением отложений в сопряженной области аккумуляции. Анализ и сопоставление новейших отложений в седиментационных депрессиях с отложениями, коррелятными этапу формирования денудационного рельефа, позволяет выявить сходство развития сопряженных областей сноса и накопления. Если такое сопоставление невозможно, определяется относительный возраст рельефа, т.е. последовательность его формирования – выделяются основные этапы расчленения исследуемого региона. Наука, изучающая историю раз-

вития денудационного рельефа и возраст денудационных форм, называется *палеогеоморфологией*.

При исследовании рельефа впадин эпиконтинентальных морей и океанов геоморфологические методы широко используются в сочетании с геологическими и географическими, что дает основание для выделения еще одной быстро развивающейся отрасли – *морской геоморфологии*. В этой отрасли выделяются два самостоятельных направления: геоморфология морских берегов и геоморфология дна морей и океанов.

Как и все науки о Земле, геоморфология основывается, прежде всего, на данных полевых исследований. Важное значение для познания рельефа и истории его развития, наряду с полевыми работами, имеют камеральные исследования, охватывающие широкий и разнообразный круг вопросов и методов. Кроме того, в отдельную часть выделяются экспериментальные геоморфологические исследования, целью их является изучение природных геоморфологических процессов на полевых стационарах или моделирование их в лаборатории. Завершаются геоморфологические исследования составлением геоморфологической карты, которая обязательно сдается по окончании работ вместе с научным отчетом.

В зависимости от основной цели исследований выделяются *общие и частные исследования* (общая и частная методики).

Общие исследования имеют своей целью получение комплексной характеристики, включающей данные по морфографии, морфометрии, генезису, возрасту, истории развития и динамике рельефа. Финал таких исследований – составление общей геоморфологической карты. Различают мелкомасштабные (<1:1000000); среднемасштабные (1:200000–1:1000000) и крупномасштабные карты и, соответственно, геоморфологические съемки тех же масштабов. Геоморфологическая съемка – это часть государственной геологической съемки.

Частные исследования проводятся с целью изучения отдельных геоморфологических объектов (например, карстового или овражно-эрозионного рельефа и т.п.). Результат таких исследований – частные геоморфологические карты. Частные исследования организуют для решения определенных теоретических или прикладных задач.

По содержанию геоморфологические карты тоже делятся на *частные и общие*. *Частные карты* – карты густоты расчленения рельефа, крутизны земной поверхности и т.д. На основе *общих карт* могут производиться любые геоморфологические работы, а также путем нанесения дополнительной информации могут быть составлены карты более узкого назначения. Основной сложностью при составлении геоморфологических карт является отсутствие единой легенды. Но в любом случае легенда должна быть такой, чтобы геоморфологическая карта давала наиболее полное представление о характере рельефа территории, истории его формирования, возрасте и тенденциях развития рельефа.

Полный цикл геоморфологических исследований включает три этапа: очень важен *подготовительный* (изучение литературных и картографических источников, составление легенды, дешифрирование аэрофотоснимков); *основной полевой и камеральный*. В конце полевого сезона составляется полевая геоморфологическая карта. Полевой этап также подразделяется на три подэтапа: *рекогносцировочный, основной (рабочий) и заключительный*. В течение камерального этапа обрабатывается весь материал, и на основании всех полученных данных составляется отчет.

Методы полевых геоморфологических исследований делятся на *визуальные и инструментальные*. Нередко визуальные методы заверяются аэровизуальными с вертолетов или самолетов. При наземных визуальных работах основные исследования проводятся в точках наблюдений, которые выбираются так, чтобы они характеризовали какую-либо форму или комплекс генетически единых форм. Описывается их внешний облик, размещение, ориентировка, картируются террасы, относительные превышения их друг над другом и т.д. Изучают естественные разрезы, береговые обнажения, если их нет, копают шурфы, проводят бурение. Обязательна высотная и плановая привязка изучаемых объектов.

Густота точек наблюдения определяется масштабом геоморфологической съемки. Между точками ведутся наблюдения по ходу маршрута. Совершенно необходимы зарисовки, фотографирование, со-

ставление схематических геолого-геоморфологических профилей, при котором используют нивелиры и теодолиты-тахеометры.

В целом методика полевых геоморфологических исследований весьма разнообразна и определяется задачами и характером исследуемых объектов. Это отдельный предмет и рассматривается он в руководствах по проведению полевых геоморфологических исследований.

1.2. НЕКОТОРЫЕ СВЕДЕНИЯ О РЕЛЬЕФЕ: ФОРМЫ, ГЕНЕЗИС, ВОЗРАСТ

Формы рельефа

Формы рельефа бывают *замкнутыми* (моренный холм, моренная западина) или *открытыми* (овраг, балка), *простыми* и *сложными, положительными* (рис. 1) и *отрицательными* (рис. 2). **Простые формы** имеют более или менее правильную геометрическую форму, они обычно невелики по размерам. **Сложные формы** представляют собой комбинацию нескольких простых форм.



Рис. 1. Положительная замкнутая форма рельефа (г. Калкан, фото Г.А. Данукаловой)



Рис. 2. Отрицательная форма рельефа оз. Калкан
(фото Г.А. Данукаловой)

В зависимости от характера деятельности экзогенных факторов различают *аккумулятивные формы рельефа*, сформировавшиеся в процессе накопления материала (моренный холм, бархан), и денудационные (выработанные), которые образовались за счет выноса материала (котловина выдувания, овраг, балка).

Генетически связанные друг с другом формы рельефа имеют сходное строение, закономерно повторяются в пределах определенной территории, образуя генетические типы рельефа.

По масштабу формы рельефа делятся на: а) *планетарные*; б) *мегаформы*; в) *макроформы*; г) *мезоформы*; д) *микроформы* и е) *формы нанорельефа*.

А). Планетарные формы рельефа подразделяются на: 1) *материки*; 2) *ложе океана*; 3) *пограничные области системы континент–океан*; 4) *срединно-океанические хребты*. Планетарные формы занимают площади в сотни тысяч и миллионы км², количество их невелико, поскольку вся площадь земного шара составляет 510 млн. км².

Материки – крупнейшие положительные формы рельефа земной поверхности, представленные в основном сушей. Однако значительная по площади часть материков участвует в строении дна Мирового океана. Особенность этих материков состоит в том, что они сложены земной корой материкового типа.

Ложе океана – основная часть дна Мирового океана, лежащая обычно на глубинах больше 3 км и характеризующаяся распространением земной коры океанического типа.

Пограничные области системы континент–океан выражены в рельефе и располагаются, как правило, на границах между материками и океанами. На большей же части Атлантического, Индийского и Северного Ледовитого океанов материки контактируют с ложем океана непосредственно.

Срединно-океанические хребты – самые большие по площади и протяженности горные системы, проходящие через все океаны, но имеющие строение земной коры, существенно отличающееся от ложа океана.

Б). **Мегаформы** представляют собой впадины морей и океанов, например, впадины Мексиканского залива или Карибского моря, горные системы Альп, Большого Кавказа и др. площади мегаформ составляют порядка сотен и десятков тыс. км².

В). **Макроформы** являются составными частями мегаформ и занимают площади, измеряемые сотнями и тысячами, реже десятками тысяч км². К макроформам относятся отдельные хребты и впадины какой-либо горной страны.

Г). **Мезоформы** представляют собой овраги, балки, долины ручьев, отдельные горные хребты, крупные аккумулятивные формы типа барханных цепей и т.д. площади мезоформ измеряются от нескольких км² до десятков км².

Д). **Микроформы** – неровности, осложняющие поверхность мезоформ: береговые валы, эрозионные рытвины, карстовые воронки и т.д.

Е). **Формы нанорельефа** – мелкие неровности, которые осложняют поверхность макро-, мезо- или микроформ: например, луговые

кочки, мелкие эрозионные бороздки, знаки ряби на морском дне, пляже или на поверхности эоловых форм рельефа.

В природе нет четких границ между указанными выше градациями форм рельефа, и деление их по величине достаточно условно. Однако различие в масштабе форм несет определенную генетическую информацию. Так, например, планетарные формы рельефа и многие мега- и макроформы сформировались в результате деятельности эндогенных процессов, а мезо-, микро- и наноформы образовались в основном под воздействием экзогенных процессов. На основе этой градации И.П. Герасимовым и Ю.А. Мещеряковым предложена генетическая классификация, согласно которой планетарные формы рельефа и формы мегарельефа относятся к *геотекстурам*, формы макрорельефа – к *морфоструктурам*, а мезоформы – к *морфоскульптурам*.

Генезис рельефа

Главный исходный тезис современной геоморфологии заключается в том, что рельеф формируется в результате взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов и процессы эти взаимосвязаны: экзогенные процессы в ходе своей деятельности либо усложняют, либо упрощают рельеф эндогенного происхождения. В одних случаях под воздействием экзогенных факторов вырабатываются более мелкие мезо- и микроформы, в других происходит срезание неровностей коренного рельефа, в третьих случаях эндогенные формы рельефа оказываются погребенными или усложненными за счет образования различных аккумулятивных форм. Характер влияния экзогенных агентов на эндогенный рельеф в значительной степени определяется тенденцией развития рельефа, т.е. тем, какие движения земной коры являются господствующими: восходящие (положительные) или нисходящие (отрицательные).

Основным источником энергии эндогенных рельефообразующих процессов является тепловая энергия. Расширение земной коры при нагревании сопровождается возникновением восходящих вертикальных движений значительных масштабов. Возникают *пликативные* (без разрыва слоев-пластов) деформации земной коры и *дизъюнктив-*

ные (с разрывом и перемещением блоков земной коры). Разрывы могут проникать в толщу земной коры, проходить сквозь нее и достигать очагов расплавления пород. При этом гигантские трещины превращаются в каналы, по которым расплавленное вещество (магма) устремляется вверх. Если она не достигает поверхности Земли и застывает в земной коре, образуются интрузивные тела, часто крупные – *батолиты* и *штоки*, что неизбежно приводит к механическому перемещению вверх перекрывающих их толщ пород, способствуя образованию как пликативных, так и дизъюнктивных дислокаций. При этом внедряющиеся магматические породы оказывают динамическое, термическое и химическое воздействие на осадочные образования, которые в результате такого воздействия превращаются в метаморфические породы.

Излияние расплавленного материала на поверхность, сопровождаемое выбросами паров воды и газов, называется эффузивным магматизмом или вулканизмом. Мгновенные перемещения масс и образование разломов в земной коре сопровождаются резкими толчками, на поверхности Земли проявляющимися в виде землетрясений, – наиболее заметных проявлений современных тектонических процессов, протекающих в недрах Земли.

Итак, к рельефообразующим процессам, источником энергии которых являются внутренние силы Земли, относятся вертикальные колебательные движения земной коры, которые сопровождаются образованием разломов, перемещением блоков коры и складчатостью, глубинный магматизм, вулканизм и землетрясения. Но формы рельефа, создаваемые этими процессами, уже с момента своего зарождения начинают подвергаться воздействию экзогенных процессов и преобразованию ими.

Источником энергии экзогенных процессов является энергия Солнца, которая трансформируется на земной поверхности в энергию движения воды, воздуха, материала литосферы. Во всех этих процессах принимает участие гравитационная энергия, и поэтому эти процессы не являются чисто экзогенными. К экзогенным процессам относятся рельефообразующая деятельность текучих вод, а

также вод океанов, морей, озер, поверхностных и подземных вод и их растворяющая деятельность, деятельность льда и ветра. Кроме того, существует целая группа процессов, протекающих на склонах, – так называемые склоновые процессы. И, наконец, две группы процессов, которые тоже можно отнести к экзогенным геоморфологическим: рельефообразующая деятельность организмов и техногенные процессы, сводящиеся к хозяйственной деятельности человека. Действие всех этих процессов, как правило, не протекает обособленно, поэтому при определении генезиса рельефа почти всегда возникает вопрос: какому геоморфологическому процессу следует отдать предпочтение, какой из них является ведущим и в наибольшей степени определяет генезис рельефа. Однако вопрос о генезисе рельефа в зависимости от масштаба его форм решается различно. Поскольку образование планетарных форм рельефа, мегаформ и в ряде случаев макроформ связано с эндогенными процессами, то генезис этих форм рельефа по большому счету обусловлен эндогенными факторами. Подавляющая часть мезоформ и более мелкие формы рельефа связаны с экзогенными процессами, протекающими в различных геологических обстановках по-разному. В этих случаях проблема заключается в установлении ведущего экзогенного процесса, который придал основные черты данной форме или данному комплексу форм рельефа, даже если в настоящее время этот процесс перестал действовать. В качестве примера можно привести ледниково-аккумулятивный рельеф области последнего оледенения в позднем плейстоцене, четвертичные морские или аллювиальные террасы. Сейчас эти образования находятся под воздействием других экзогенных процессов, но, будучи изначально ледниковыми, прибрежно-морскими или флювиальными формами, они в достаточной степени сохранили морфологические черты, приобретенные в результате еще недавно действовавших процессов.

Когда же в образовании формы или группы форм рельефа одновременно участвуют два или несколько факторов, вполне соизмеримых по своему морфологическому значению, следует говорить о сложном, комплексном происхождении рельефа. Генезис рельефа оп-

ределяется в процессе полевых работ: устанавливаются признаки денудационных или аккумулятивных форм рельефа, характерные особенности того или иного генетического типа рельефа. Чрезвычайно важным при установлении генезиса рельефа является детальное изучение отложений, слагающих аккумулятивные формы рельефа. Аллювиальные, пролювиальные, морские, ледниковые отложения характеризуются вполне определенными литологическими признаками, позволяющими установить генезис слагаемых ими аккумулятивных форм. Но специфические особенности и диагностика генетических и фациальных типов отложений будет рассмотрена при описании различных генетических групп рельефа.

Возраст рельефа

В геологии одной из важнейших геологических характеристик является возраст пород. Основное содержание общих геологических карт составляет, по существу, отражение на них возраста пород. Определение геологического возраста пород основывается на данных палеонтологии, литологии и абсолютной геохронологии. Выяснение возраста рельефа является важной задачей геоморфологии и, может быть, даже более сложной, чем в геологии, особенно когда речь идет об определении возраста форм денудационного рельефа. В геоморфологии, как и в геологии, обычно используют понятия «относительный» и «абсолютный» возраст.

Относительный возраст рельефа. Это понятие в геоморфологии имеет несколько аспектов.

1. Определение стадии развития рельефа по комплексу характерных морфологических и динамических признаков.
2. Изучение временных взаимоотношений одних форм с другими.
3. Установление геологического отрезка времени, когда рельеф приобрел черты, аналогичные его современному облику.

Итак, что касается первого аспекта, то развитие рельефа какой-либо территории или отдельно взятой формы, является стадийным процессом, как показал еще Вильям Дэвис в конце XIX века. Поэтому под относительным возрастом рельефа можно понимать определение

стадии его развития. В качестве примера можно рассмотреть развитие рельефа морского берега или речной долины. Около 20 тыс. лет назад во время последнего покровного оледенения уровень морей и океанов был ниже современного на 100–150 м. По мере таяния материковых ледниковых покровов уровень Мирового океана постепенно повышался и достиг современной отметки. Воды океанов и морей затопили прибрежные равнины, возникли береговые линии, характеризующиеся сильной изрезанностью. Образование изрезанных берегов, которые называются ингрессионными, можно рассматривать как начальную стадию развития современного берега. Далее в процессе абразии происходило образование уступов в высоких склонах мысов и постепенное их срезание разрушительной работой волн. В это же время в вершинах заливов сформировались первые береговые аккумулятивные формы. Это *стадия юности развития берега*. Позднее мысы были срезаны, а бухты (заливы) полностью отшнурованы от моря аккумулятивными образованиями, берег стал ровным. Выравнивание береговой линии отражает *стадию зрелости берега*. Дальнейшее развитие привело к затуханию абразионного процесса, у мысов началась аккумуляция. Сокращение поступления обломочного материала часто приводит к частичному размыву аккумулятивных форм, уже сформированных ранее в устьях бухт. Это *стадия дряхлости, или старости берега*.

По аналогичной схеме происходит формирование речной долины на поверхности, освободившейся недавно из-под ледникового покрова. Вначале река имеет слабо врезанное в подстилающие породы, невыработанное русло. Постепенно русло врезается в подстилающие породы, но в его продольном профиле еще остаются многочисленные неровности. Это *стадия юности речной долины*. В результате дальнейшего врезания вырабатывается закономерно вогнутый продольный профиль, врезание русла по вертикали сменяется размывом бортов долины. Наряду с руслом формируется пойма, и речная долина вступает в *стадию зрелости*. Далее в процессе боковой эрозии пойма становится значительно шире, река блуждает в ее пределах, течение

реки становится замедленным, а русло чрезвычайно извилистым. Наступает *стадия старости речной долины*.

Понятие «относительный возраст рельефа» применяется также для установления взаимоотношений одних форм с другими. В общем случае любая геоморфологическая форма имеет более древний возраст по отношению к формам, осложняющим ее поверхность и, следовательно, сформированным в более позднее время. Например, на территории Прикаспийской низменности выделяется морская равнина, сформированная в позднечетвертичное (хвалынское) время. После регрессии хвалынского моря поверхность этой равнины в одних местах была расчленена эрозионными процессами, в других – переработана эоловыми процессами с образованием разнообразных форм эолового рельефа. Очевидно, что эрозионные и эоловые формы рельефа здесь являются вторичными по отношению к хвалынской морской равнине.

Установление относительного геологического возраста рельефа сводится к определению того геологического отрезка времени, когда рельеф приобрел черты, в основном аналогичные его современному облику. Если нужно установить возраст аккумулятивной формы рельефа, то обычными геологическими методами определяется возраст отложений, слагающих эту форму. Так, например, аллювиальная терраса, сложенная нижнечетвертичными отложениями, имеет раннечетвертичный возраст, а древние дюны, сложенные эоловыми отложениями плиоцена, имеют плиоценовый возраст. Но это относится к аккумулятивным формам рельефа. Значительно сложнее обстоит дело с установлением возраста денудационных (выработанных) форм рельефа. Известный палеогеограф и геоморфолог К.К. Марков рекомендует несколько способов определения возраста денудационных форм рельефа.

1. *Определение возраста по коррелятным отложениям.* Это означает, что при образовании какой-либо денудационной формы, например оврага, в его устье идет накопление продуктов разрушения пород, в которые врезается овраг, в виде аккумулятивной формы рельефа – конуса выноса. Далее остается лишь устано-

вить геологическими методами возраст осадков, слагающих конус выноса, что позволяет определить возраст денудационной формы рельефа – оврага.

2. *Метод возрастных рубежей* сводится к определению возраста двух горизонтов отложений, фиксирующих верхний и нижний рубежи образования конкретной денудационной формы рельефа. Рассмотрим это на примере. Долина реки врезана в поверхность, сложенную неогеновыми отложениями (рис. 3). На дне долины под современным аллювием залегают нижнечетвертичные ледниковые осадки. Следовательно, долина эта сформировалась на границе неогена и раннечетвертичного времени: долина врезана в неогеновые отложения, т.е. она моложе их, и выполнена нижнечетвертичными ледниковыми образованиями, т.е. старше их. Этот метод используется для определения относительного геологического возраста как денудационного, так и аккумулятивного рельефа.

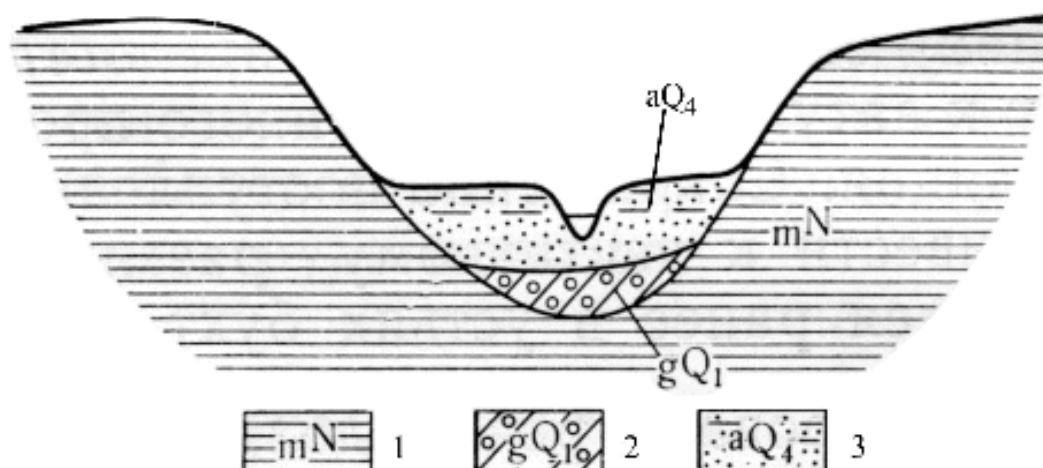


Рис. 3. Определение возраста выработанной формы рельефа (речной долины) методом возрастных рубежей (по: Леонтьев, Рычагов, 1979): **1** – морские отложения неогенового возраста; **2** – ледниковые отложения раннечетвертичного возраста; **3** – современные аллювиальные отложения

3. *Определение времени «фиксации» денудационного рельефа.* В ряде случаев денудационные (выработанные) поверхности перекрыты (фиксированы) корой выветривания. Определение возраста коры выветривания различными методами (палеонтологическим, па-

леофлористическим и др.) позволяет дать ответ на вопрос о возрасте денудационной поверхности.

4. **Определение относительного геологического возраста рельефа путем прослеживания фациальных переходов.** Метод применяется при установлении возраста аккумулятивных форм, сложенных «немыми» осадками, т.е. не содержащими палеонтологических остатков. Прослеживая в пространстве данную пачку осадков до фациальной смены ее отложениями с палеонтологическими остатками, устанавливают одновозрастность обеих пачек отложений и, следовательно, форм рельефа, образуемых ими. Можно установить возраст аллювиальной террасы, если ее удастся проследить до перехода в прибрежно-морские отложения, возраст которых определяется палеонтологическим методом. Можно определить возраст денудационных форм рельефа путем прослеживания абразионной морской террасы до ее сопряжения с аккумулятивной.

Абсолютный возраст рельефа. Благодаря интенсивному развитию радиоизотопных методов исследования в последние десятилетия широко применяется определение возраста отложений и форм рельефа в годах. Для определения абсолютного возраста пород используются калий-аргоновый (K-Ar), рубидий-стронциевый (Rb-Sr), радиоуглеродный (^{14}C), метод неравновесного урана и прочие методы, каждый из которых имеет предел применимости. Кроме того, для определения абсолютного возраста пород и форм рельефа используются и другие физические методы: палеомагнитный, термолюминесцентный, аминокислотный (это, скорее, химический метод).

Контрольные вопросы

1. Что изучает геоморфология?
2. Методы и задачи геоморфологии.
3. Что такое рельеф? Формы рельефа.
4. Генезис рельефа.
5. Возраст рельефа. Методы определения возраста аккумулятивных и денудационных форм рельефа.

Глава 2

ФАКТОРЫ РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ

Процессы, непосредственно влияющие на формирование рельефа, условно объединяются в группу рельефообразующих земных факторов. К основным рельефообразующим факторам относятся *экзогенные* и *эндогенные процессы*. Кроме того, существует ряд факторов, непосредственно не участвующих в образовании рельефа, но существенно влияющих на его формирование. Такими факторами являются: 1) *вещественный состав пород*, 2) *геологические структуры* и 3) *климат*.

Выяснение происхождения рельефа требует его всестороннего изучения, которое включает количественную и морфологическую оценку орографических форм, а также сравнительный анализ геологической, исторической и физико-географической обстановок их образования.

Рельеф сложен многократно повторяющимися и чередующимися между собой элементами, которые называются *формами рельефа*. Формы рельефа бывают простыми или сложными, положительными (относительно повышенными) или отрицательными (относительно пониженными), замкнутыми (моренный холм, моренная западина) или открытыми (овраг, балка). Простые формы невелики по размерам и обычно имеют правильные геометрические очертания. Сложные формы представляют собой комбинацию нескольких простых форм. *Типы рельефа* – это комплексы закономерно сочетающихся и генетически связанных между собой элементарных форм, занимающих на земной поверхности определенное пространство. Выделяют два основных типа рельефа экзогенного происхождения: *денудационный* и *аккумулятивный*. Денудационные формы рельефа образуются за счет выноса материала (котловина выдувания, овраг, балка), тогда как аккумулятивные формируются за счет накопления материала (береговой вал, моренный холм, бархан).

По размерам формы рельефа делятся на шесть групп: *планетарные*, *мегаформы*, *макроформы*, *мезоформы*, *микроформы* и *наноформы*.

Планетарные формы рельефа являются самыми крупными, площадь их составляет до миллионов квадратных километров. По этой

причине количество их невелико. Площади *мегаформ* достигают сотен тысяч квадратных километров. В зависимости от масштаба различают крупные формы рельефа – *макрорельеф* – и мелкие – *микрорельеф*. Макроформы занимают площади до тысяч квадратных километров, являясь составными частями мегаформ. К макрорельефу относятся горные возвышенности, равнины, плоскогорья и т.д. К микрорельефу – мелкие детали: песчаная рябь на побережьях, ячейки «сотового типа» выветривания и т.д. Кроме того, выделяют еще *мезорельеф*, охватывающий промежуточные категории. Он выделяется не столь четко и порой провести границу между мезо- и микрорельефом очень сложно. Площади мезоформ составляют до нескольких десятков квадратных километров. Микроформы обычно осложняют поверхность мезоформ. Очень мелкие неровности рельефа, осложняющие поверхности макро-, мезо- или микроформы, называются *формами нанорельефа*. Однако в природе между формами рельефа нет четких границ по размеру, и поэтому приведенная градация является достаточно условной.

2.1. ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ПОРОД И РЕЛЬЕФ

Общеизвестно, что земная кора сложена горными породами различного генезиса и разного химического и минерального состава, что обуславливает различные свойства пород и их устойчивость по отношению к воздействию внешних сил. Различают породы более устойчивые и менее устойчивые по отношению к процессам выветривания и разрушения. Кроме того, по степени воздействия на породы текучих вод, ветра и других экзогенных факторов горные породы подразделяют на более податливые и менее податливые.

На воздействие внешних сил разные группы пород реагируют также по-разному. *Осадочные породы* (мергели, галечники, пески, суглинки, глины, лесс и др.) довольно устойчивы к процессам выветривания, но легко разрушаются водой и ветром. *Магматические* и *метаморфические породы*, наоборот, подвержены сравнительно легкому разрушению процессами выветривания, но устойчивы к размыву водой. Породы равномерно- и мелкозернистые, с массивной текстурой, мономинеральные, светлоокрашенные более устойчивы к про-

цессам выветривания, в частности физическому выветриванию, чем крупнокристаллические и темноокрашенные. Породы основные и ультраосновные разрушаются в результате выветривания быстрее пород кислого и среднего состава.

Существенное влияние на морфологические процессы оказывает *степень проницаемости* горных пород. Для легко проницаемых пород характерно слабое развитие эрозионных форм, а склоны их долгое время способны сохранять большую крутизну. В случаях залегания водоупорных пластов в основании крутых склонов долин рек, берегов озер и морей широкое развитие получают оползневые процессы, и создается рельеф, характерный для районов развития оползней. Проницаемость горных пород обусловлена их структурой либо трещиноватостью, часто определяющей рисунок гидрографической сети в плане.

На устойчивость горных пород к процессам физического выветривания оказывают влияние их *теплопроводность и теплоемкость*: чем меньше теплопроводность, тем менее устойчива порода к процессам разрушения за счет большой разницы температур на соседних участках ее поверхности при нагревании и охлаждении породы.

Огромное морфологическое значение имеет *растворимость горных пород*. В местах, где широко развиты легкорастворимые породы: каменная соль, гипс, известняки, доломиты, – формируются морфологические комплексы, обусловленные карстовыми процессами, связанными с растворением пород.

Просадочность горных пород также находит отражение в рельефе и выражается это в уменьшении объема породы при намокании, что приводит к образованию неглубоких отрицательных форм рельефа. Просадочность характерна для лессов и лессовидных суглинков.

Степень устойчивости горных пород к воздействию внешних сил и их морфологическое значение определяются и другими их свойствами. Для одной и той же породы в разных условиях характерна различная степень устойчивости, зависящая не только от ее химического и минерального состава, но и от условий окружающей среды. Совокупность физических и химических свойств горных пород приводит к тому, что более устойчивые породы образуют, как правило, положительные формы рельефа, менее устойчивые – отрицательные.

2.2. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ И РЕЛЬЕФ

В земной коре все горные породы находятся в различных соотношениях друг с другом и в различных условиях залегания, что определяет геологическую структуру того или иного участка земной поверхности. Под воздействием экзогенных процессов происходит преобразование геологических структур и возникают формы рельефа, называемые *структурными*, поскольку их облик в значительной степени обусловлен структурами. Различная степень устойчивости горных пород по отношению к воздействию внешних сил выражается в рельефе через геологические структуры, обуславливающие различные типы структурно-денудационного рельефа.

Влияние геологических структур на облик рельефа различно и зависит от конкретных физико-географических условий, а также от соотношения взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов. Облик и размеры отдельных структурных форм зависят также от характера и интенсивности воздействия внешних сил, от степени устойчивости горных пород, слагающих данную структуру, от их мощности, от переслаивания пород различной степени устойчивости. Литологическое сходство толщ пород, слагающих структуры, приводит к слабому отражению их в рельефе. Наиболее четкий структурный рельеф характерен для тектонически активных территорий с преобладанием процессов денудации.

Горизонтальные структуры, свойственные платформенному чехлу, пользуются широким развитием. Сложены они осадочными, реже вулканическими породами. В рельефе им соответствуют плоские равнины и плато – *столовые страны* (рис. 4).

В условиях эрозионного расчленения структур, сложенных устойчивыми породами, возникает *плоскогорный тип рельефа*. При длительном воздействии эрозионно-денудационных процессов и тектонической стабильности территории происходит преобразование плоскогорного рельефа в рельеф *островных столово-останцовых возвышенностей*, где отрицательные формы рельефа преобладают над положительными. Такой рельеф развит в Средней Азии и в Африке.



Рис. 4. Столовая глыбовая гора (из Интернета)

Под воздействием избирательной денудации при *моноклиналином залегании* переслаивающихся устойчивых и неустойчивых пород вырабатывается структурно-денудационный рельеф – *куэстовый* (рис. 5, 6).

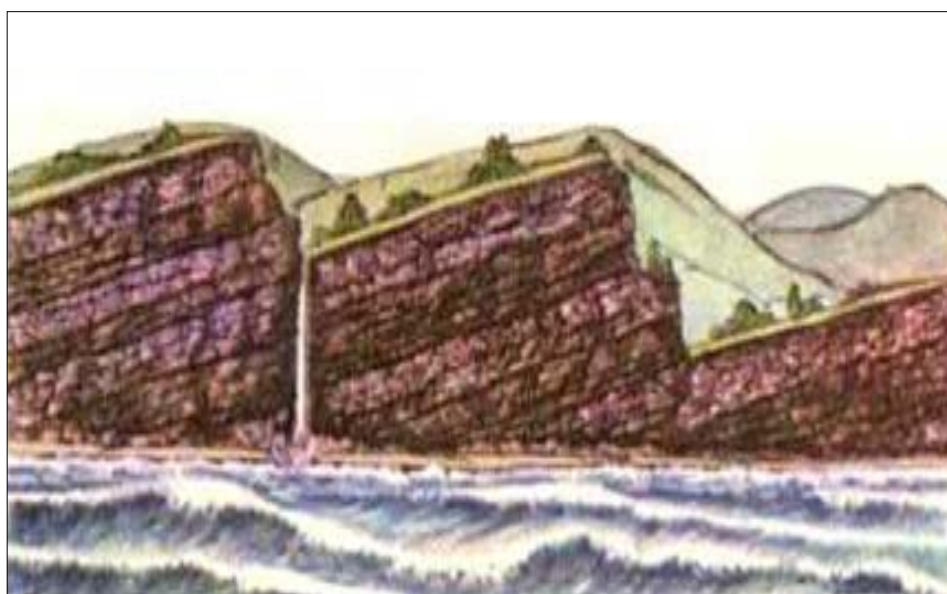


Рис. 5. Куэста на берегу Берингова моря (из Интернета)



Рис. 6. Куэсты второй гряды Крымских гор (из Интернета)

Куэстой называется грядообразная возвышенность с асимметричными склонами: пологим и крутым. Образуется куэста при размыве легкоразрушающихся пород в областях моноклиналиных структур, состоящих из пород различной плотности. Пологий (структурный) склон совпадает с углом падения пласта, сложенного устойчивыми породами, пологий (аструктурный) склон срезает головы пластов. Размеры куэстовых гряд сильно варьируют в зависимости от абсолютной высоты местности, глубины эрозионного расчленения, мощности пластов пород различной степени устойчивости и углов их падения. В одних случаях это небольшие гряды с относительными превышениями 10–20 м, в других они образуют высокие горные хребты (Скалистый хребет северного склона Большого Кавказа).

При горизонтальном переслаивании пород различной степени устойчивости возникает *пластово-ступенчатый рельеф*. При этом на склонах эрозионных форм образуются *структурные террасы* (рис. 7).

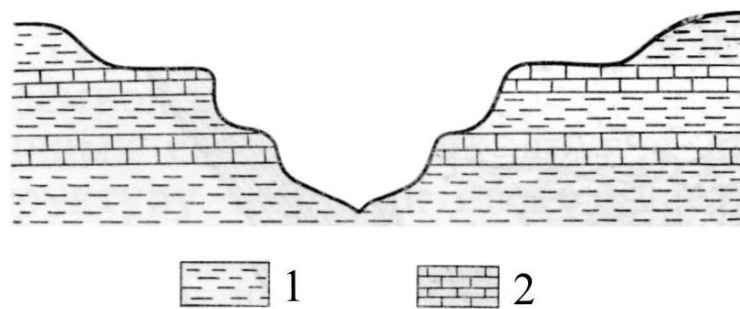


Рис. 7. Структурные террасы на склонах речной долины (по: Леонтьев, Рычагов, 1979):
 1 – податливые породы; 2 – пласты стойких пород

Рисунок и характер эрозионной сети в условиях куэстового рельефа весьма своеобразны. Соотношения речных долин с элементами куэстового рельефа и залеганием пластов горных пород определяют типы речных долин (рис. 8).

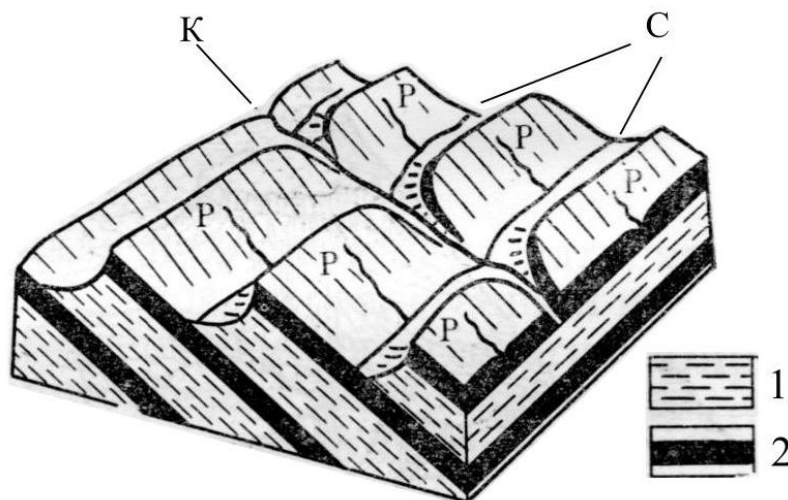


Рис. 8. Блок-диаграмма моноклиналино-грядового (куэстового) рельефа (по: Леонтьев, Рычагов, 1979). 1 – пласты податливых пород; 2 – стойкие породы: К – консеквентная долина; С – субсеквентные долины; Р – ресеквентные долины

Консеквентные долины совпадают с общим наклоном топографической поверхности и с направлением падения пластов.

Субсеквентные долины совпадают с простиранием моноклиналино залегающих пластов, т.е. они перпендикулярны консеквентным долинам. На склонах долин субсеквентных рек могут возникать притоки.

Ресеквентные долины – это долины притоков, стекающих по более пологим и длинным (структурным) склонам куэст.

Долины противоположно направленных притоков, стекающих с крутых и коротких (аструктурных) склонов куэст, называются *обсеквентными*.

Отпрепарированные моноклиналильные гряды при крутом залегании переслаивающихся устойчивых и неустойчивых пород и значительном эрозионном расчленении территории распадаются на отдельные мелкие массивы треугольной формы, которые накладываются друг на друга в виде черепицы. И.С. Щукин такой рельеф называет *шатровым* или *чешуйчатым*.

Крылья и периклиналили крупных антиклинальных складок обычно сложены моноклиналильно залегающими породами. Если складки сложены породами разной степени устойчивости, то в результате избирательной денудации возникают моноклиналильные гряды или куэсты, своими крутыми склонами обращенные к ядрам антиклиналей.

При очень крутом или вертикальном падении пород происходит образование симметричных гряд, вытянутых согласно простиранию пластов, сложенных устойчивыми породами. Между грядами пластов неустойчивых пород закладывается параллельная эрозионная сеть.

При частых изменениях направления и углов падения пластов в складчатых структурах возникает более сложный рельеф. Рельеф складчатых областей определяется также глубиной расчленения и длительностью воздействия экзогенных процессов и составом пород, смятых в складки. Между формой рельефа и геологической структурой наблюдается соответствие либо несоответствие. Если антиклиналям в рельефе соответствуют возвышенности или хребты, а синклиналям – понижения, то рельеф *прямой*. Такой тип рельефа типичен для молодых складчатых гор. Чаще же для складчатых областей характерен рельеф с обратным соотношением между топографической поверхностью и геологической структурой: т.е. на месте положительных геологических структур образуются отрицательные формы рельефа, а на месте отрицательных – положительные. Связано это с тем, что ядра антиклиналей начинают разрушаться под действием процес-

сов денудации раньше, чем осевые части синклиналей. Поскольку ядра антиклиналей сложены раздробленными породами, их разрушение под действием экзогенных процессов происходит значительно интенсивнее. Такой рельеф называется *обращенным*, или *инверсионным*.

Часто геологические структуры осложнены разломами, по которым блоки земной коры смещены относительно друг друга в вертикальном и горизонтальном направлениях, оказывая тем самым существенное влияние на облик возникающего при этом рельефа. Еще существеннее геологические структуры усложняются под воздействием интрузивного и эффузивного магматизма.

Взаимосвязи, существующие между геологическими структурами и рельефом, имеют большое научное и практическое значение. Понимание этих взаимосвязей позволяет объяснить особенности морфологии современного рельефа и определить дальнейшее направление его развития, т.е. дает возможность для геоморфологического прогноза. По характеру рельефа можно судить о геологических структурах, направлении и интенсивности тектонических движений отдельных участков земной коры. В последнее время в практике геолого-съемочных и геолого-поисковых работ широкое развитие получило выявление геоморфологическими методами глубинного строения земной коры. Особенно перспективны геоморфологические методы при поисках нефтегазоносных структур, что 40–45 лет назад привело к возникновению научного направления в геоморфологии, называемого *структурной геоморфологией*.

2.3. КЛИМАТ И РЕЛЬЕФ

Одним из наиболее важных факторов рельефообразования является климат. От него зависят набор и характер экзогенных процессов, климат определяет степень интенсивности процессов выветривания и денудации. На процессы рельефообразования климат влияет как непосредственно, так и опосредованно, через другие природные компоненты: гидросферу, почвенно-растительный покров и т.д. Экзогенный рельеф подчиняется климатически обусловленной зональности. Поэтому в разных климатических условиях возникают разные, часто

специфичные формы рельефа. Формирование рельефа эндогенного происхождения не подчиняется климатической зональности, поэтому он называется азональным.

Растительный покров оказывает весьма существенное влияние на процессы рельефообразования. При разреженном характере растительного покрова либо полном отсутствии растительности на земной поверхности процессы выветривания происходят очень интенсивно.

В начале XX века немецким ученым Альбрехтом Пенком была предпринята попытка создания классификации климатов по их рельефообразующей роли. Им выделены три основных типа климатов:

- 1) *нивальный* (от лат. *Nivalis* – снежный);
- 2) *гумидный* (богатый осадками в жидком виде);
- 3) *аридный* (сухой и жаркий).

Впоследствии эта классификация была дополнена и детализирована И.С. Щукиным. В его классификации выделены *нивальный, полярный, гумидный и аридный* типы климатов.

Нивальный климат характерен для высоких широт (Антарктида, Гренландия, острова Северного Ледовитого океана) и вершин гор, поднимающихся выше снеговой границы. Осадки выпадают во все сезоны года в твердом виде (в форме снега) и больше, чем может растаять и испариться в течение очень короткого и холодного лета. Основными рельефообразующими факторами в условиях нивального климата являются снег и лед в виде движущихся ледников. Часто широким фронтом или фрагментами ледники спускаются с суши в море, образуя плавучие *айсберги*. В местах, не покрытых снегом или льдом, интенсивно развиваются процессы физического выветривания (главным образом, морозного). Существенное влияние на рельефообразование оказывает вечная мерзлота.

Полярный климат типичен для областей распространения многолетнемерзлых пород (грунтов), в основном для зоны тундры. Этот тип климата характеризуется суровой и длинной зимой, прохладным и коротким летом, малым количеством осадков, сильными ветрами, слабой солнечной радиацией. Важнейшим фактором денудации в условиях полярного климата является *солифлюкция* – медлен-

ное течение протаивающих переувлажненных почв и дисперсных грунтов по поверхности мерзлого основания. При низких температурах даже летом здесь преобладает физическое (морозное) выветривание.

Гумидный климат характеризуется большим количеством выпадающих в течение года осадков: их выпадает существенно больше, чем может просочиться в почву или испариться. По поверхности склонов избыток атмосферной воды стекает в виде мелких струек, кроме того, возникают постоянные или временные водотоки (реки, ручьи), которые образуют самые разнообразные эрозионные формы рельефа – балки, овраги, долины, преобладающие при гумидном климате. По причине большого количества тепла и влаги активно протекают процессы химического выветривания, при наличии растворимых карбонатных горных пород широкое развитие имеют карстовые процессы. На Земле существуют три зоны гумидного климата: две в умеренных широтах Северного и Южного полушарий, третья – в районе экваториального пояса.

Аридный климат, напротив, характеризуется крайне низким количеством выпадающих осадков, сухостью, интенсивной испаряемостью, превышающей сумму годовых осадков, малой облачностью, высокой ясностью неба при достаточно высоком стоянии Солнца, что обуславливает существенную разницу между высокими дневными температурами и пониженными ночными. Растительный покров сильно разрежен либо вовсе отсутствует, интенсивно идет физическое, главным образом, температурное выветривание. Главный рельефообразующий агент в аридном климате – ветер. Быстрому удалению продуктов выветривания способствует их сухость. В аридном климате наблюдается более четкое отражение геологических структур в рельефе в результате препарировки более устойчивых пород. Аридный климат характерен для северной и южной широт материков между 20 и 30°. Области с аридным климатом располагаются и за пределами этих широт, например в Северном полушарии в районе Восточной Азии аридная зона проникает почти до 50° северной широты.

Один тип климата переходит в другой постепенно, по этой причине также постепенно меняются и доминирующие процессы экзогенного рельефообразования. На границе двух климатов формируются переходные зоны, образующие особые морфологические подтипы климатов, где рельеф, характерный для обоих типов, приобретает специфические особенности.

Однако в ряде случаев взаимосвязь между климатом и рельефом нарушается. Так, в Северной Европе в настоящее время широко развиты ледниковые формы рельефа, хотя никаких покровных ледников сейчас здесь нет, и на территории доминирует гумидный климат умеренных широт. Это «несоответствие» можно связать с тем, что относительно недавно (в эпохи оледенений четвертичного периода) значительная часть Европейского Севера была перекрыта континентальным ледником и, следовательно, находилась в зоне нивального климата. Тогда сформировался и сохранился ледниковый рельеф, который в настоящее время оказался в несвойственной ему климатической зоне. Такой рельеф носит название *реликтового* (*relictus* – оставленный), и изучение его представляет большой научный интерес. Осадочные породы, слагающие рельеф, а также палеонтологические и растительные остатки, заключенные в породах, дают возможность восстанавливать палеоклиматы в различные этапы истории развития Земли. Рельеф меняет свой облик в связи с изменением климата значительно медленнее, чем меняются фауна и флора, что обуславливает сохранность реликтовых форм.

Следовательно, характер экзогенного рельефа земной поверхности определяется особенностями климата современного и прошлых геологических эпох.

Контрольные вопросы

1. Основные факторы рельефообразования.
2. Вещественный состав пород и его роль в рельефообразовании.
3. Геологические структуры и их роль в рельефообразовании.
4. Типы климатов и их роль в рельефообразовании.

Глава 3

РЕЛЬЕФООБРАЗУЮЩАЯ РОЛЬ ЭНДОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ

Эндогенные процессы являются причинами эффузивного и интрузивного магматизма, а также землетрясений. Эндогенными процессами обусловлены деформации земной коры, связанные с различными типами тектонических движений. Кроме того, эти процессы обуславливают дифференциацию вещества в недрах Земли и формирование различных типов земной коры, способствуя возникновению различных форм рельефа. В ряде случаев они контролируют интенсивность и характер экзогенных процессов. Эндогенные процессы играют исключительно важную роль в рельефообразовании на поверхности Земли.

3.1. ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ФОРМЫ РЕЛЬЕФА

Все тектонические движения делятся на три типа:

- 1) *складкообразовательные;*
- 2) *разрывообразовательные;*
- 3) *вертикальные (эпейрогенетические) колебательные движения.*

1. Складчатые нарушения и их проявление в рельефе

Элементарными видами складок – волнообразных изгибов пластов горных пород самой разнообразной формы и величины – являются *антиклинали* и *синклинали*. Складкообразование происходит под воздействием проявляющихся в земной коре тектонических движений.

Антиклинальная складка – положительная структура, в ядре которой выходят более древние породы, чем в ее крыльях.

Синклиналиальная складка – отрицательная структура, ядро которой сложено более молодыми породами, чем ее крылья.

Антиклинальные и синклиналиальные складки либо прямо выражаются в рельефе, либо на их месте формируется четко выраженный инверсионный рельеф. Чаще складчатые структуры и рельеф имеют более сложные взаимоотношения, которые определяются составом и степенью однородности пород, смятых в складки, интенсивностью и длительностью воздействия внешних сил и тектоническим режимом

территории. Размер и внутреннее строение складчатых структур также находят отражение в рельефе. Относительно простые по строению и небольшие по размерам складки образуют в рельефе невысокие небольшие хребты. При выраженности складчатых структур в рельефе выделяются синклинальные и антиклинальные морфоструктуры. *Антиклинории и синклинории* – структуры, занимающие относительно большие территории и сложные по внутреннему строению, выражены крупными горными хребтами и разделяющими их понижениями (например, Главный и Боковой хребты на Кавказе, Каратау и Актау на Мангышлаке). Антиклинории и синклинории обычно осложнены более мелкими антиклинальными и синклинальными складками.

Мегаформы рельефа представлены еще более крупными поднятиями, называемыми *мегантиклинориями* и включающих несколько антиклинориев и синклинориев. Они представляют собой горные страны, в состав которых входят несколько хребтов и разделяющих их впадин (например, горные сооружения Большого и Малого Кавказа соответствуют мегантиклинориям того же названия). В тектонически активных областях складкообразование обычно сопровождается разрывными нарушениями, интрузивным и эффузивным магматизмом, что приводит к проявлению в рельефе складчатых структур и к существенному усложнению структуры складчатых областей Земного шара.

2. Разрывные нарушения и их проявление в рельефе

Разрывные нарушения (дизъюнктивные дислокации) – это тектонические нарушения сплошности горных пород различного ранга: от трещин до крупных разрывных нарушений – глубинных разломов. Разрывные нарушения часто сопровождаются перемещением разорванных блоков геологических тел относительно друг друга (рис. 9).

Трещина – простейший вид разрыва горных пород величиной в миллиметры без заметного смещения. Трещины бывают открытыми, закрытыми и скрытыми. По способу образования – тектонические и нетектонические.

Глубинные разломы – разрывные нарушения земной коры на большую глубину (вплоть до верхней мантии) и имеющие значительную протяженность и ширину (сотни тыс. км). Они представляют собой более или менее широкие зоны интенсивного дробления пород. Разломы, уходящие своими корнями в мантию, называются *сверхглубинными* (рис. 10).



Рис. 9. Дизъюнктивные дислокации (из Интернета)



Рис. 10. Глубинный разлом Сан-Андреас в Калифорнии (из Интернета)

Линеаменты относятся к особому типу нарушений земной коры и представляют собой линейные или дугообразные нарушения ее сплошности, выраженные в изменении структуры рельефа, растительности и почв. Линеаменты хорошо выделяются на топокартах и космоснимках.

Разрывные нарушения, как и складчатые, прямо или опосредованно выражаются в рельефе, создавая уступы, впадины, хребты, горные речные долины и многие другие формы рельефа. Часто молодые сбросы или надвиги образуют в рельефе уступ топографической поверхности, высота которого в первом приближении может характеризовать величину вертикального смещения блоков. При системе сбросов (надвигов) в случае смещения блоков в одном направлении формируется ступенчатый рельеф, а если блоки сместились один относительно другого в разных направлениях, то возникает сложный горный рельеф, образуются *глыбово-тектонические*, или *сбросово-тектонические горы*. В зависимости от структурных особенностей перемещенных блоков различаются *столовые глыбовые горы*, возникающие на участках не смятой в складки горизонтальной или наклонной поверхности и широко развитые в Африке. *Складчато-глыбовые горы* (рис. 11) образуются на месте развития древних складчатых структур (Алтай, Тянь-Шань и др.).



Рис. 11. Складчато-глыбовые горы (из Интернета)

Глыбовые и складчатые горы занимают примерно равные площади на земной поверхности, но в пределах складчатых гор чрезвычайно велика роль разрывной тектоники. При обособлении антиклиналей и синклиналей (антиклинориев и синклинориев) происходит образование *горст-антиклиналей* (горст-антиклинориев) или *грабен-синклиналей* (*грабен-синклинориев*), определяющих внутреннюю структуру складчато-глыбовых гор.

Но далеко не всегда структуры, возникшие в результате разрывных нарушений, имеют прямое выражение в рельефе, что определяется характером экзарационных процессов. При более интенсивной денудации поднимающегося блока топографическая поверхность его может оказаться на уровне поверхности опущенного блока. При определенных условиях может происходить формирование инверсионного рельефа, и тогда гипсометрически выше будет находиться поверхность блока, испытавшего опускание. Иногда разные по происхождению структуры, возникшие в результате разрывных нарушений, могут одинаково отражаться в рельефе.

По трещинам и разломам образуются эрозионные формы рельефа разного порядка, чему способствует как раздробленность и податливость пород вдоль нарушенных зон, так и концентрация в них подземных и поверхностных вод. Эрозионные формы, сформировавшиеся по трещинам и разломам, обычно принимают их направление и на картах и аэро- и космоснимках имеют ортогональный характер: наблюдается чередование прямолинейных участков долин с изогнутыми участками под острыми углами. Наиболее часто с разрывными нарушениями связан рисунок речной сети, что является их основным дешифрируемым признаком. Выделяются следующие рисунки речной сети, характерные для вполне определенных территорий (рис. 12):

а) *древовидный* – для территории без упорядоченного расположения разрывных нарушений;

б) *прямоугольный* – для территории с преобладанием диагональных разрывных нарушений;

в) *радиальный центробежный* – для территории, где речная сеть дешифрирует свод и радиальные разломы;

г) *центростремительный* – для территории с современным опусканием центральной части.

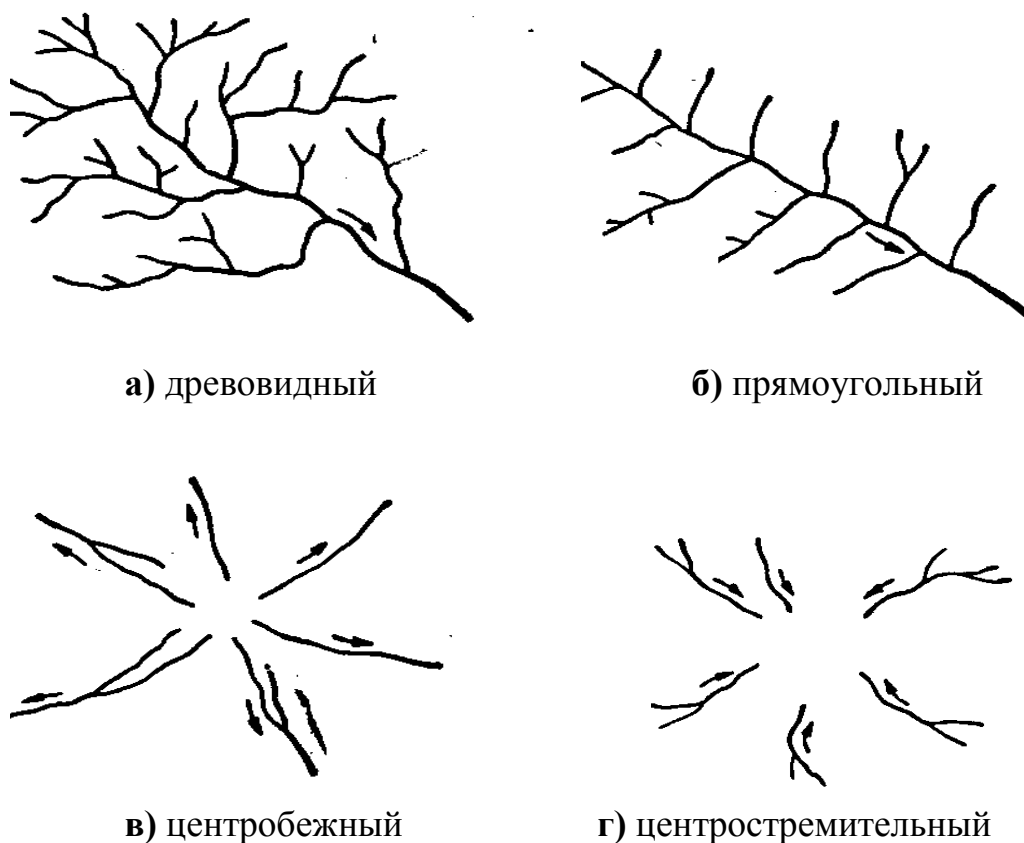


Рис. 12. Рисунки речной сети

Часто системы разломов определяют очертания морей и океанов (п-ов Сомали, Синайский п-ов и др.). Нередко вдоль линий разрывных нарушений отмечаются горячие и минеральные источники, цепочки вулканов, выходы магматических пород, специфические формы мезо- и микрорельефа, нетипичные для окружающей территории. С зонами глубинных и сверхглубинных разломов (глубины 500–700 км) связаны фокусы глубинных землетрясений. Сверхглубинные разломы на поверхности Земли иногда выражаются в рельефе *глубоководными желобами* – формами рельефа, связанными с максимальными глубинами океанов.

Весьма существенна рельефообразующая роль разрывных нарушений в пределах *рифтовых зон*, или *рифтогенов*, где формируются резко выраженные узкие, отрицательные формы рельефа – *рифтовые долины* (рифтовая впадина Мертвого моря, рифтовые долины сводовых частей срединно-океанических хребтов).

Таким образом, на формирование рельефа и его морфологию разрывные нарушения влияют значительно. Степень этого влияния опре-

деляется современной тектонической активностью территории и активностью региона в недавнем геологическом прошлом.

Вертикальные движения являются причиной складчатых и разрывных нарушений и определенно влияют на формирование рельефа земной поверхности. В этом тектонисты и геоморфологи единодушны. Однако в оценке рельефообразующей роли горизонтальных движений среди исследователей нет единого мнения. Ряд исследователей полагают, что горизонтальные движения земной коры являются причиной перемещения материков и образования целых океанов, таких как Атлантический или Индийский. Наиболее полно это отражено в учении Вегенера о перемещении материков в горизонтальном направлении, а в последние годы это направление рассматривается в гипотезе «глобальной тектоники», или «*тектоники плит*», в которой образование всех океанов связывается с глобальным горизонтальным раздвижением крупнейших плит литосферы.

Другая часть тектонистов считают, что, несмотря на то, что горизонтальные движения имеют место даже при образовании взбросов и надвигов земной коры, их не следует переоценивать. Крупномасштабные горизонтальные смещения блоков земной коры называются *сдвигами*. Горизонтальные движения при складчатых нарушениях образуют опрокинутые, иногда огромные лежачие складки (рис. 13).



Рис. 13. Лежачие складки в метаморфических отложениях. Берген, Норвегия (по: Короновский, 2011).

Массы земной коры при этом перемещаются на многие десятки и сотни километров, более молодые породы в этих случаях оказываются перекрытыми более древними перемещенными породами. Такие крупные лежащие складки называются *шарьяжами*. Например, в структуре Альп важнейшая роль в их строении принадлежит шарьяжам.

В отечественной геологии наиболее известные представители *мобилистского* направления – В.Е. Хаин, В.А. Дедеев, В.В. Юдин, В.Н. Пучков и др., *фиксистского* – Н.С. Шацкий, А.Д. Архангельский, В.В. Белоусов, Б.И. Чувашов и др.

При образовании *горстов, грабенов, рифтов* также происходят горизонтальные движения. Например, огромный молодой грабен-рифт представляет собой в настоящее время впадина Красного моря. Причем борта ее расширяются, смещаясь на несколько миллиметров в год в разные стороны относительно осевой линии рифта. В местах пересечения срединно-океанических хребтов с глубинно-океаническими разломами на дне океанов наблюдаются горизонтальные смещения земной коры до нескольких сотен километров.

Таким образом, можно считать доказанным существование горизонтальных движений земной коры и их весьма отчетливое проявление в рельефе Земли.

3. Колебательные движения земной коры и их рельефообразующая роль

Наряду со складкообразовательными и разрывообразовательными движениями существуют постоянные и повсеместные вертикальные колебательные движения земной коры различного знака и разные по масштабам распространения на площади. Такие движения называются *эпейрогенетическими*. Они не создают складчатых структур и имеют различные скорости и амплитуды. При этом рельефообразующая роль их весьма значительна. Они принимают участие в образовании форм рельефа различного масштаба: от крупных планетарных форм рельефа до антеклиз и синеклиз в пределах платформ, а также рельефа складчато-глыбовых и столово-глыбовых гор. По мнению ряда исследователей, вертикальные движения являются первопричиной складкообразовательных движений. Они обуславливают морские трансгрессии и регрессии, контролируя, таким образом, распределение площадей, занятых сушей и морем.

Говоря об отражении геологических структур в рельефе и о влиянии на рельеф различных типов тектонических движений, мы рассматривали эти процессы безотносительно ко времени проявления. К настоящему времени установлено, что главная роль в формировании основных черт современного рельефа эндогенного происхождения принадлежит *новейшим тектоническим движениям*, или *неотектонике*.

Новейшие тектонические движения связаны с неоген-четвертичным временем. Рельефообразующая роль неотектоники проявляется в создании как положительных, так и отрицательных форм рельефа, а также в деформации топографической поверхности. Скорость, амплитуда и контрастность новейших движений определяют интенсивность экзогенных процессов и отражаются в морфологии и морфометрии рельефа. В областях, где имеют место интенсивные, преимущественно положительные тектонические движения, происходит формирование гор (Кавказ, Памир, Тянь-Шань, горы Прибайкалья и Забайкалья). В областях со слабо выраженными вертикальными тектоническими движениями положительного знака в рельефе образуются равнины, невысокие плато и плоскогорья с маломощным чехлом четвертичных осадков. В областях интенсивных тектонических погружений формируются низменности с мощной толщей неоген-четвертичных отложений (Прикаспийская, Печорская, Северо-Сибирская, Колымская, значительная часть Туранской низменности и др.).

Выражение в рельефе структур, созданных неотектоническими движениями, зависит от их типа и характера, литологии пород и физико-географических условий территории. Одни структуры (особенно крупные) находят прямое отражение в рельефе, для других структур характерен инверсионный рельеф, на месте третьих формируются различные типы переходных форм от прямого рельефа к инверсионному, что особенно типично для мелких структур.

Формы рельефа, образованные эндогенными процессами, называются *морфоструктурами*, т.е. формы рельефа, возникшие в результате неотектонических движений, это тоже морфоструктуры. В настоящее время этот термин трактуется двояко: одни исследователи под морфоструктурой понимают любой рельеф (прямой и инверсионный), возникший на месте геологической структуры, другие – только прямой рельеф.

Земная кора, по данным геологии и геоморфологии, практически повсеместно испытывает деформации. Они имеют разный характер: это и колебательные, и складкообразовательные, и разрывообразовательные движения. Так, Фенноскандинавия и территория Северной Америки, примыкающая к Гудзонову заливу, в настоящее время испытывают поднятия, со скоростью до 10 мм в год. С XVIII века Фенноскандинавия поднялась на 1,5–2 м. Берега Северного моря в пределах Голландии и соседних с ней областей сейчас, напротив, опускаются, что вызывает наступание моря. Интенсивно поднимаются области альпийской складчатости: Альпы за неоген-четвертичное время поднялись на 3–4 км, Кавказ и Гималаи за четвертичное время – на 2–3, а Памир – на 5 км. В то же время отдельные участки в пределах территорий альпийской складчатости интенсивно погружаются: так, Куро-Араксинская низменность, расположенная между поднятиями Большого и Малого Кавказа, испытывает интенсивное погружение.

Проявление неотектонических движений сопровождается разнообразными и многочисленными признаками, которые называются *прямыми геоморфологическими*. Это в первую очередь: 1) морские и речные террасы, сформированные вне связи с изменениями климата; 2) деформации террас и поверхностей денудационного выравнивания; 3) глубоко погруженные или высоко приподнятые над уровнем моря коралловые рифы; 4) затопленные морские береговые формы и подводные карстовые источники, что нельзя объяснить эвстатическими колебаниями уровня Мирового океана или другими причинами; 5) антецедентные долины (долины прорыва), более древние, чем прорезаемые ими возвышенности.

На проявление неотектоники указывают и ряд *косвенных признаков*: например, реакция на неотектонические движения флювиальных форм рельефа. Долины рек при неотектонических движениях обычно становятся уже, склоны круче, наблюдаются изменения продольного профиля рек и резкие изменения их течения в плане. Глубина и густота эрозионного расчленения на активных в тектоническом отношении территориях, испытывающих поднятие, увеличивается в отличие от тектонически стабильных или погружающихся участков.

Таким образом, тесная связь между характером и интенсивностью новейших тектонических движений и морфологией рельефа позволя-

ет использовать геоморфологические методы при изучении неотектоники и геологической структуры земной коры.

Кроме новейших, различают *современные движения*, проявляющиеся в историческое время и сейчас. На их существование указывают историко-археологические данные и результаты повторных нивелировок. Учет их скоростей, часто довольно значительных, необходим при строительстве долговременных сооружений – плотин, каналов, железных и автомобильных дорог, нефте- и газопроводов.

3.2. МАГМАТИЗМ И РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЕ

Весьма разнообразную и значительную роль в рельефообразовании играет магматизм (интрузивный и эффузивный).

Интрузивный магматизм. Формы рельефа, связанные с ним, могут образовываться как непосредственно под влиянием магматических тел (*батолиты, лакколиты* и др.), так и в результате препарировки интрузивных пород, устойчивых к воздействию внешних сил.

Батолиты чаще всего располагаются в осевых частях антиклинорий, образуя крупные положительные формы рельефа. Поверхность их осложнена более мелкими формами, возникшими в различных физико-географических обстановках под воздействием экзогенных процессов. Крупные гранитные батолиты отмечены в Закавказье и в Средней Азии. Батолиты, а также *штоки, жилы, дайки* являются секущими интрузиями. В зависимости от устойчивости пород штоки образуют положительные либо отрицательные формы рельефа, жилы и дайки играют довольно скромную рельефообразующую роль.

Лакколиты обычно выражены в рельефе положительными формами в виде куполов или «караваев». Встречаются в одиночку и группами на Северном Кавказе и в Крыму. От лакколитов и других интрузивных тел часто отходят жилоподобные ответвления, которые называются *апофизами*. Лакколиты относятся к согласным интрузиям, к ним же относятся *лополиты* и *факолиты* – куполообразные и пластовые согласные интрузии. К пластовым согласным интрузиям относятся *силлы* – плоские магматические тела, внедряющиеся по поверхности напластования. Пластовые интрузии выражаются в рельефе в виде ступеней, аналогичных структурным ступеням, образующимся

в результате избирательной денудации в осадочных породах. Отпрепарированные пластовые интрузии связаны с внедрением пород *трапповой формации* (швед. *troppar* – ступени лестницы) и характерны для Среднесибирского плоскогорья.

Магматические тела, как правило, усложняют складчатые структуры и их отражение в рельефе.

Эффузивный магматизм. Образования, обусловленные *эффузивным магматизмом (вулканизмом)*, также находят четкое отражение в рельефе. *Вулканизм* – объект исследования вулканологии, но некоторые аспекты проявления вулканизма непосредственно связаны с геоморфологией. В зависимости от характера выводных отверстий различают *площадные, линейные (трещинные) и центральные* извержения. Площадные извержения образуют обширные по площади лавовые плато. Аналогичные сплошные и значительные по площади покровы возникают и при линейном (трещинном) магматизме. Наиболее распространенным в настоящее время является центральный тип извержений, при котором магма из недр к поверхности поступает по узкому питающему каналу. Продукты извержения отлагаются периклинально (с падением во все стороны) относительно выхода питающего канала на поверхность, а над центром извержения возвышается собственно вулкан, представляющий собой аккумулятивную форму рельефа (рис. 14).



Рис. 14. Ключевская сопка (из Интернета)

В вулканическом процессе почти всегда выделяются две стадии: 1) *эксплозивная*, или *взрывная*, 2) *эруптивная*, или стадия выброса и накопления вулканических продуктов.

В первую стадию на поверхность пробивается каналобразный путь. В процессе выхода лавы на поверхность происходит взрыв, в результате чего образуется отрицательная форма рельефа – *кратер* – за счет воронкообразного расширения верхней часть канала (рис. 15).



Рис. 15. Вулкан Везувий. Конус вулкана находится внутри обрушившегося внешнего кратера (из Интернета)

Далее при последующем излияния лавы по периферии кратера накапливаются продукты извержения вулкана – пирокластический материал.

В зависимости от стадии деятельности вулкана, а также характера накопления продуктов извержения выделяются несколько морфогенетических типов вулканов: *маары*, *экструзивные купола*, *щитовые вулканы* и *стратовулканы* (рис. 16).



Рис. 16. Стратовулкан Камень (4575 м), Центральная Камчатка, Восточный вулканический пояс (из Интернета)

Маар – отрицательная воронкообразная или цилиндрическая форма рельефа, с незначительным по высоте кольцеобразным валом. Маары образуются в результате однократного вулканического взрыва. Размеры мааров 0,2–3,5 км в поперечнике при глубине 60–400 м. В условиях влажного климата превращаются в озера, заполняясь водой (рис. 17).



Рис. 17. Небесно-голубые маары в горном массиве Эйфель (из Интернета)

Кратеры, у которых в процессе длительной денудации уничтожена поверхностная часть вулканического аппарата, называют *трубками взрыва*. Трубки взрыва по происхождению близки маарам. Они, особенно древние трубки взрыва, часто заполнены ультраосновной магматической алмазоносной породой – *кимберлитом*. Большинство месторождений алмазов (в Якутии, Бразилии, Южной Африке) связано именно с кимберлитовыми трубками (рис. 18).



Рис. 18. Кимберлитовая трубка Big Hole (Большая дыра), ЮАР
(из Интернета)

Морфология аккумулятивных вулканических образований определяется составом эффузивных пород.

Экструзивные купола – это вулканы, которые образуются при выдавливании на поверхность очень густой вязкой кислой лавы, например, имеющей липаритовый состав. Поскольку такая лава не способна растекаться и давать лавовые потоки из-за быстрого остывания и высокой вязкости, происходит ее караваеобразное нагромождение над жерлом вулкана в виде купола концентрической структуры высотой до 500 м и диаметром в несколько километров.

Щитовые вулканы образуются при извержении центрального типа. Извергают жидкую и подвижную базальтовую лаву, растекающуюся на значительные расстояния и застывающую постепенно, образуя весьма пологие ($3\text{--}10^\circ$) склоны. Иногда вокруг кратера возникает узкий кольцевой вал с крутыми склонами. Представляют собой слабовыпуклую щитовую возвышенность с центральным кратером. Это вулканы многократного действия, в результате их извержения накапливаются гигантские вулканические горы. Щитовые вулканы характерны для вулканического ландшафта Исландии, здесь они потухшие и относительно небольшие: высота до 0,5 км, а диаметр составляет до 6 км. В Тихом океа-

не некоторые вулканы имеют гигантские размеры: возвышаются на 3–4 км над морем, подводная часть их составляет 4–5 км, диаметр достигает 120 км (например, остров Гавайи с двумя кратерами). Иногда кратеры заполнены жидкой лавой, а их склоны образуют пологие лавовые потоки до 70 км и более. На вершинах вулканов, представляющих лавовые плато, посередине в виде лавового озера располагается гигантский кратер. Некоторые вулканы, которые называются *шлаковыми*, извергают лишь твердый обломочный материал – песок, пепел, вулканические бомбы. Шлаковые вулканы образуются при перенасыщении лавы газами, выделение которых сопровождается взрывами, лава при этом распыляется, ее брызги быстро отвердевают. Крутизна склонов шлаковых вулканов близка естественным откосам и составляет до 45°, и они тем круче, чем грубее слагающий их материал. Шлаковые конусы характерны для Армении, где большая часть их связана со склонами более крупных стратовулканов, тогда как мелкие формы часто возникают на лавовых потоках. Рост таких конусов происходит молниеносно: так, например, конус Монте-Нуова в Италии высотой около 140 м образовался на ровном месте в течение нескольких дней.

Стратовулканы – аккумулятивные конусообразные горы, самые крупные вулканические постройки (рис. 19).

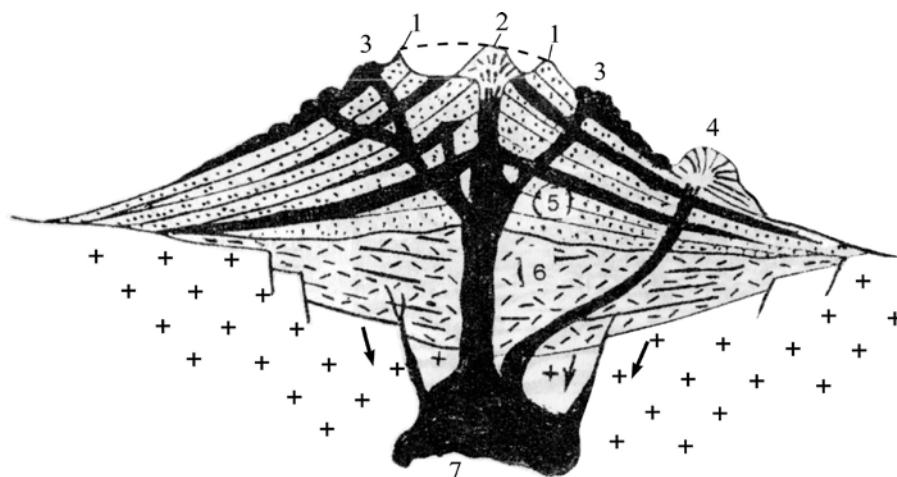


Рис. 19. Схема строения стратовулкана (по: Лунев, Наумова, 1998):
 1 – кальдера на вершине; 2 – вершинный конус; 3 – побочные лавовые вулканы;
 4 – экструзивный конус на склоне; 5 – основной конус вулкана
 с чередованием лавовых потоков и туфовых покровов;
 6 – более ранние кислые туфы в вулканотектонической впадине;
 7 – периферический магматический очаг

Представляют собой продукт последовательного наслаения лавовых потоков и слоев пирокластического материала (из пепла и вулканических бомб). Формирование вулканической горы происходит поэтапно. Вулканическое вещество наращивает высоту и площадь горного образования. Внутреннее строение горы напоминает слоеный пирог. В границах основной формы (основного конуса) создаются дополнительные более мелкие формы рельефа (побочные вулканы, экстррузивный конус). Большинство стратовулканов имеют почти правильную коническую форму: это Фудзияма в Японии, Ключевская и Кроноцкая сопки на Камчатке, Попокатепетль в Мексике. Некоторые вулканы имеют высоту 3–6 км, вершины их покрыты вечными снегами и ледниками. Состав лав стратовулканов преимущественно средний с отклонениями в сторону более основных или кислых разностей.

Крупные вулканы могут иметь несколько кратеров, некоторые располагаются на склоне. Это паразитирующие кратеры. У временно недействующих или потухших вулканов кратеры заняты озерами.

Многие вулканы имеют *кальдеры* – очень крупные, в настоящее время не действующие кратеры. Часто современные кратеры располагаются внутри кальдеры, достигающей до 30 км в поперечнике. Дно кальдеры относительно ровное, борта, обращенные к центру извержения, всегда очень крутые. Образуются они в результате разрушения жерла вулкана сильными взрывами, иногда в результате провалов. Расширение кальдер у потухших вулканов происходит обычно в результате деятельности экзогенных факторов.

Итак, жидкие продукты извержения вулканов образуют своеобразный рельеф. Текучесть лавы, излившейся из центрального или боковых кратеров, зависит от ее состава. Вязкая и густая лава липаритового или андезитового составов теряет подвижность и быстро затвердевает. Иногда она затвердевает еще в жерле вулкана, образуя *лавовые столбы*, или *лавовые пальцы*. Гигантский лавовый столб возник, например, при извержении вулкана Пеле на Мартинике в 1902 году. Среди продуктов кислого и среднего составов доминирующая роль принадлежит пирокластическому материалу, тогда как лавовый материал имеет подчиненное значение. Длина таких лавовых потоков редко превышает несколько километров. Базальтовые лавы дают очень длинные потоки, распространяющиеся на многие

километры: например, в Исландии и на Гавайских островах длина их достигает 60–70 км.

На поверхности застывшего лавового потока образуется своеобразный микрорельеф. Наиболее распространены два типа микрорельефа: 1) *глыбовый микрорельеф*; 2) *кишкообразная лава*.

Глыбовые лавовые потоки образуются при высоком содержании газов в составе лав и при сравнительно низкой температуре потока и представляют собой хаотическое нагромождение угловатых или оплавленных глыб с многочисленными провалами и гротами.

Кишкообразные лавы отличаются причудливым сочетанием застывших волн и извилистых складок и, по образной характеристике И.С. Щукина, напоминают «груды гигантских кишок или связки скрученных канатов». Возникает такой микрорельеф при наличии высокотемпературных лав с малым содержанием летучих компонентов. Выделение газов из лавы часто происходит взрывообразно, при этом на поверхности потока шлак нагромождается в виде конусов, иногда имеющих вид столбов высотой до нескольких метров. Эти формы рельефа называются *горнито*. Если газ из трещин в шлаке выделяется спокойно и в течение длительного времени, происходит образование *фумаролов*. Некоторые продукты выделения фумаролов в атмосфере конденсируются с образованием вокруг места выходов газа кратерообразных возвышений, сложенных продуктами конденсации.

При площадных и трещинных извержениях вулканов обширные пространства заполняются лавой. Классическая страна трещинных извержений – Исландия. Здесь большая часть вулканов и лавовых потоков находится в пределах депрессии, носящей название «Большой грабен Исландии» и пересекающей остров в направлении с юго-запада на северо-восток. Наблюдаются зияющие трещины, еще не совсем заполненные лавами, а также лавовые потоки, обрамляющие разломы. Объем лавовых потоков из «Большого грабена Исландии» достигает 10–12 км³. Трещинный вулканизм характерен для Армянского нагорья и Северного острова Новой Зеландии. Слившиеся лавовые потоки при площадных извержениях образуют сплошные плато. Грандиозные площадные излияния, покрывшие площадь в несколько сотен тысяч км², происходили в недалеком прошлом в Британской Колумбии, на плато Декан, в Южной Патагонии. Так, например, мощность лав, сла-

гающих лавовое плато Колумбии достигает 1800 м, а площадь его составляет более 500 тыс. км². Излившиеся лавы обусловили почти идеальное выравнивание рельефа путем заполнения всех отрицательных форм предшествующего рельефа. В настоящее время рельеф изрезан речной сетью, а на самых молодых лавовых покровах сохранился глыбовый микрорельеф, а также шлаковые конусы, лавовые желоба и пещеры.

Извержения вулканов и излияния лавы образуют специфические формы рельефа и влияют на существующий рельеф, перестраивая речную сеть, изменяя очертания береговой линии, образуя особый тип морских побережий. Иногда перед вулканическим извержением происходит заметное поднятие территории. Излияния лав и выброс пирокластического материала вызывают дефицит масс в недрах Земли, что приводит к опусканию земной поверхности. Например, перед извержением вулкана Усу на острове Хоккайдо образовался крупный разлом, вдоль которого блок земной поверхности площадью около 3 км² за три месяца поднялся на 155 м, а после извержения опустился на 95 м.

При вулканических извержениях рельеф и общее состояние окружающей местности меняется очень быстро, что является характерным при извержениях взрывного типа. Так, при извержении вулкана Кракатау в Зондском проливе, носившем характер серии взрывов, разрушилась большая часть острова с образованием глубин моря до 270 м. Взрыв вулкана вызвал гигантскую волну – *цунами*, которая обрушилась на берега островов Явы и Суматры, нанеся огромный вред их прибрежным районам. Вулкан Катмай на Аляске до извержения имел вид высокого (до 2,3 км) конуса, верхняя часть которого была разрушена при извержении с образованием кальдеры глубиной до 1,1 км и диаметром до 4 км.

В дальнейшем в результате воздействия экзогенных процессов происходит преобразование вулканического рельефа и формируются своеобразные вулканические ландшафты. Кратеры и вершины многих крупных вулканов являются центрами горного оледенения. Талые и атмосферные воды, грязевые потоки, возникающие при извержениях вулканов, воздействуют на склоны вулканов, образуя *барранкосы* – глубокие эрозионные борозды, радиально расходящиеся от вершины вулкана (рис. 20).



Рис. 20. Вулканические конусы. Хорошо видны кратеры и барранкосы на склонах (по: Леонтьев, Рычагов, 1979)

В вулканических районах радиальный характер имеет также общий рисунок речной сети. Особенностью речных долин здесь являются водопады и пороги, образующиеся при пересечении реками лавовых потоков или траппов. Иногда возникают плотинные озера или озеровидные расширения долин на месте спущенных озер при перегораживании реки застывшим лавовым потоком. В местах скопления пепла и на лавовых покровах из-за водопроницаемости пород водотоки могут отсутствовать, тогда обширные пространства принимают облик каменистых пустынь.

Для вулканических районов характерны выходы напорных горячих вод – *гейзеров*. Из-за большого содержания в них растворенных веществ, выпадающих в осадок при остывании, образуются натечные террасы, часто имеющие причудливую форму. Широкое распространение имеют гейзеры и террасы в Йеллоустонском парке в США, в Новой Зеландии, Исландии, на Камчатке (Долина гейзеров).

В вулканических областях мощные базальтовые покровы или потоки базальтовой, реже андезитовой, лавы при остывании и под воздействием экзогенных агентов разбиваются трещинами на столбчатые отдельные – многогранные столбы, которые эффектно выглядят в обнажениях. Выходы трещин на поверхность лавового покрова образуют полиго-

нальный микрорельеф. Такие лавовые выходы, разбитые системой полигонов – пяти- и шестиугольников, называются *мостовыми гигантами*.

При длительной денудации вулканического рельефа сначала разрушается пирокластический материал. Более устойчивые магматические и лавовые образования подвергаются препарировке экзогенными процессами и возникают характерные формы – *дайки* и *некки* – отпрепарированные лавовые пробки, застывшие в жерле вулкана.

Эрозионное расчленение и склоновая денудация приводят к разделению лавового плато на останцовые возвышенности – *мезы*, часто далеко отстоящие друг от друга. В вулканических районах могут возникать и инверсионные формы рельефа.

Вулканические формы характерны для суши и для океанов, где их даже больше, чем на материках: в Тихом океане, например, насчитывается не менее 3 тысяч подводных вулканов. Большинство современных вулканов суши приурочены к определенным зонам. Одна из зон имеет субмеридиональное простирание и протягивается вдоль западных побережий обеих Америк. Другая зона имеет широтное направление, охватывает районы, прилегающие к Средиземному морю, и тянется на восток, где в районе Индонезии пересекается с третьей зоной, соответствующей западной окраине Тихого океана. В пределах этой зоны большинство вулканов приурочено к *островным дугам*, которые представляют собой гирлянды островов, прилегающим к Азии и Австралии и обрамляющим окраины Тихого океана. Подводные вулканы расположены вблизи островов. Небольшое число вулканов связано с зонами разломов, секущими древние материковые платформы, такие как Африканская.

Многие вулканы в океане образуют острова, расположенные вдали от материков: это Гавайи, Азорские о-ва, Реюньон, Тристанда-Кунья и др. Уникальной вулканической областью является остров Исландия.

Холмистый рельеф океанского дна обусловлен в основном вулканическими извержениями. В строении дна океанов часто встречаются плосковершинные подводные горы *гайоты* – подводные вулканы, вершины которых при более низком относительном уровне моря бы-

ли срезаны абразией. По данным бурения и геофизики, коренные основания коралловых островов имеют также вулканическое происхождение. Все сказанное выше указывает на широкое развитие вулканических процессов в пределах Мирового океана.

Большинство форм рельефа, обусловленных интрузивным и эффузивным магматизмом, имеет очертания, близкие к изометрическим. При пересечении с земной поверхностью эти тела образуют в плане концентрическую и субконцентрическую формы и называются *кольцевыми структурами*. Существует генетическая связь кольцевых структур и форм рельефа, созданных магматизмом. Происхождение кольцевых структур объясняют две группы гипотез: 1) *магматогенная* и 2) *космогенная*.

Магматогенная связывает происхождение форм рельефа с историей развития приповерхностных частей Земли и особенно ее гранитного слоя.

Выделяются разные по возрасту и масштабам магматогенные структуры: вулканические, вулканоплутонические и плутонические, а также метаморфогенные: гранитогнейсовые купола. Наиболее распространенным является представление о том, что кольцевые структуры в большинстве своем являются магматогенными, и по этой причине их строение определяется принадлежностью к той или иной геоструктурной зоне. Так, в складчатых областях в раннюю стадию кольцевые структуры образованы кислыми дифференциатами базальтовых магм, в позднюю стадию в орогенных областях структуры эти образованы гранитами и их дериватами. На платформах состав структур изменяется от ультраосновных до ультракислых, что определяется глубиной заложения базальтовой и гранитной магм. Возраст самых древних магматогенных структур не превышает 2 млрд лет. Образование их сопоставляется с ранними стадиями формирования гранитного слоя и возникновения гранитогнейсовых овалов, а затем с образованием гранитных, гранитогнейсовых и гнейсовых куполов.

К магматогенной группе гипотез относятся представления, связывающие магматический диапиризм и кальдерное обрушение блоков

земной коры с образованием ряда кольцевых структур: трубок взрыва, вулканических жерловин, кальдер и кратеров, а также различных интрузий – кольцевых, конических и округлых форм с концентрическим внутренним строением. Размеры интрузивных тел самые различные: от 10 до 150 км в поперечнике. Согласно магматогенной группе гипотез формирование кольцевых структур сопоставляется с тектоническим режимом и с основными этапами развития гранитного слоя.

Космогенная (метеоритная) группа гипотез допускает возможность перманентного воздействия на поверхность планеты метеоритов с усилением в отдельные отрезки времени этого процесса. Кольцевые структуры рассматриваются как результат метеоритного удара, отсюда и название *астроблема*, или «звездная рана». Выделяются *гигантские астроблемы – гиаблемы*, или взрывные кратеры, с диаметром более 100 км и *собственно астроблемы*, или ударные кратеры, с диаметром менее 100 км. Гиаблемы характеризуются проявлением по периферии магматизма и вулканизма, а в центральной части – выходом раздробленных древнейших пород, вздутиями границы Моховичича.

Изучение морфологии кольцевых структур и косвенных геоморфологических признаков их присутствия на глубине имеет и практическое значение: их формирование связано с образованием эндогенных месторождений полезных ископаемых.

3.3. ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ КАК ФАКТОР ЭНДОГЕННОГО РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ

Землетрясение – колебание земной поверхности, вызванное внезапным освобождением потенциальной энергии земных недр при прохождении волн от подземного источника энергии. Они имеют очень важное и заметное рельефообразующее значение. Геоморфологическая роль землетрясений выражается в образовании трещин, в смещении по трещинам блоков земной коры в вертикальном и горизонтальном направлениях, в складчатых деформациях. Тектонические напряжения концентрируются и разряжаются в определенном очаге,

называемом *очагом землетрясения*. Большинство очагов расположено на глубинах 40–60 км. Центр очага называется *гипоцентром*. Проекция гипоцентра на земную поверхность называется *эпицентром землетрясения*. От гипоцентра в разные стороны отходят волны напряжения, на картах их изображение имеет вид концентрических линий. Это *изосейты* – линии одинаковой интенсивности сотрясений земной поверхности. Интенсивность землетрясений на поверхности Земли оценивается в сейсмических баллах. Наиболее распространена 12-балльная шкала землетрясений Рихтера, предложенная в 1935 г. американским сейсмологом Ч. Рихтером. По этой шкале самое слабое землетрясение оценивается в 1 балл, самое сильное – в 12 баллов. Для определения истинной интенсивности землетрясения в очаге служит понятие *магнитуда землетрясения* – величина, пропорциональная выделенной при данном землетрясении энергии и определяемая как десятичный логарифм амплитуды наибольшего колебания земной поверхности по отношению к стандартному колебанию.

В результате сильных подземных толчков на земной поверхности возникает множество трещин разной величины. Так, при Ашхабадском землетрясении в 1948 г. многие трещины достигали сотен метров, пересекая холмы и долины вне видимой связи с существующим рельефом. По трещинам массы перемещались в вертикальном направлении с амплитудой до 1 м. Во время землетрясения в Киргизии в 1885 г. в результате вертикального смещения по трещинам образовывались уступы высотой до 2,5 м. При землетрясении в Португалии в 1775 г. набережная Лиссабона мгновенно ушла под воду и глубина образовавшегося залива достигла 200 м. В Японии в 1923 г. одна часть залива Сагами быстро поднялась на 250 м, а другая опустилась на 200 м.

Часто в результате землетрясений образуются грабены, выраженные в рельефе в виде отрицательных форм. Так, грабен шириной 0,8 км и длиной 2,7 км с амплитудой перемещения по трещинам до 4 м образовался во время Гоби-Алтайского землетрясения в 1957 г. При этом возник уступ, протянувшийся более чем на 500 км, а ширина зияющих трещин достигла 20–60 м. В Прибайкалье в 1862 г. в ре-

зультате землетрясения значительный участок северо-восточной части дельты Селенги площадью 260 км² опустился и на этом месте образовался залив Провал глубиной до 8 м.

При землетрясениях возникают также специфические положительные формы рельефа. На севере Мексики во время землетрясения в 1887 г. между двумя сбросами образовались холмы высотой до 7 м, а во время Ассамского землетрясения в Индии в море выдвинулся ряд островов длиной до 150 м и шириной до 25 м.

Многие формы рельефа, образующиеся в результате землетрясений, имеют небольшие размеры и довольно быстро разрушаются под воздействием экзогенных процессов.

Значительную рельефообразующую роль играют некоторые процессы, вызванные землетрясениями. В результате сильных подземных толчков в сильно увлажненных породах образуются оползни и оплывины, мощность которых достигает нескольких десятков метров. Так, в результате Алма-Атинского землетрясения в 1911 г. оползни и оплывины заняли площадь более 400 км². На крутых склонах гор, берегах рек и морей возникают и активизируются обвалы и осыпи. При этом приходит в движение весь рыхлый материал, формируя у подножья мощные осыпные шлейфы. Обвалы перегораживают долины рек, образуя широкие и высокие плотины.

Материал у подножья склонов гор, в долинах рек служит источником для возникновения селей, производящих огромную разрушительную работу, а при выходе из гор формирующих обширные конусы выноса. Оползни, обвалы, перемещения блоков земной коры по разрывам вызывают изменения в гидросети: образуются озера, исчезают старые и появляются новые водные источники. В 1902 г. во время Андижанского землетрясения в долине р. Карадарья произошло образование грязевых вулканов.

Важное рельефообразующее значение имеют и землетрясения, очаги которых располагаются в море – *моретрясения*, под воздействием которых огромные массы рыхлых, насыщенных водой донных отложений перемещаются даже на пологих склонах морского дна. Иногда в результате моретрясений образуются гигантские морские

волны – *цунами*, которые обрушиваясь на берег, причиняют огромные разрушения населенным пунктам и промышленным сооружениям, а также оказывают 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. Известны два главных сейсмических пояса. Первый из них – *Тихоокеанский*, охватывает кольцом берега Тихого океана. *Средиземноморский* сейсмический пояс характеризуется высокой сейсмичностью и простирается через юг Евразии от Пиренейского п-ова на западе до Малайского архипелага на востоке. Кроме того, в пределах океанов сейсмичностью отличаются срединно-океанические хребты, область великих озер Восточной Азии и некоторые другие территории. Но в общем землетрясения приурочены к областям, в которых находится большая часть действующих и потухших вулканов. Разумеется, это не простое географическое совпадение, а результат единства проявлений внутренних сил Земли, что выявляется при сопоставлении карты вулканов и землетрясений с картой новейших тектонических движений: и вулканы, и землетрясения приурочены к областям наиболее интенсивных новейших тектонических движений.

Контрольные вопросы

1. Рельефообразующая роль эндогенных процессов.
2. Типы тектонических движений. Формы рельефа, связанные с тектоническими движениями.
3. Рельефообразующая роль интрузивного магматизма. Формы рельефа, связанные с интрузивным магматизмом.
4. Рельефообразующая роль эффузивного магматизма. Формы рельефа, связанные с эффузивным магматизмом.
5. Рельефообразующее значение землетрясений и связанные с ними формы рельефа.

Глава 4

РЕЛЬЕФООБРАЗУЮЩАЯ РОЛЬ ЭКЗОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ

В первозданном, «чистом», виде эндогенные формы рельефа встречаются редко. С момента зарождения и в процессе развития эндогенные формы подвергаются воздействию экзогенных процессов. Несмотря на ведущую роль эндогенных процессов, создающих различные неровности на поверхности Земли и определяющих направленность экзогенных процессов, значение обоих процессов в рельефообразовании соизмеримо. Сложный и разнообразный рельеф земной поверхности является результатом взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов. Формы микро- и мезорельефа, а в ряде случаев и макрорельефа, создаются в результате деятельности различных экзогенных факторов.

Под воздействием экзогенных процессов изменение рельефа происходит с высокой скоростью. Можно наблюдать, как быстро растут овраги, как быстро после паводков или прохождения по ним селей изменяется облик речных долин, как морские берега отступают в одних местах и наращиваются в других, как под влиянием хозяйственной деятельности человека меняется облик рельефа. Деятельность экзогенных факторов в итоге сводится к перемещению вещества с высоких гипсометрических уровней на низкие при непосредственном участии силы тяжести. В случае обвалов, осыпей, оползней вещество перемещается непосредственно под действием силы тяжести, а перемещение вещества через деятельность текучих вод, ветра, ледников происходит опосредованно.

Деятельность экзогенных факторов необходимо учитывать в практике повседневной жизни, а для этого важно изучать их характеристику и закономерности экзогенного рельефообразования.

Выветривание и рельефообразование

Рельефообразующий процесс – это процесс динамики вещества, слагающего земную кору. Эндогенные факторы способны перемещать целые блоки земной коры, тогда как экзогенные могут переме-

щать только дезинтегрированный материал. Поэтому первым этапом экзогенного процесса является подготовка горной породы к дезинтеграции. Совокупность процессов, осуществляющих дезинтеграцию (измельчение) пород под влиянием колебаний температуры, химического воздействия воды, углекислоты, а также различных органических веществ, образующихся при жизни растений и животных или при их отмирании и разложении, называется *выветриванием*. Приповерхностная часть земной коры, где действуют указанные факторы, – *зона выветривания*. В едином и сложном процессе выветривания достаточно условно выделяются различные его формы, связанные с определенными группами факторов физического, химического и биохимического характера. На этом основании процессы выветривания подразделяют на *физические, химические и органогенные*, действующие совместно и тесно связанные друг с другом. Выделение этих типов выветривания зависит от ряда факторов, воздействующих на породы, и результатов этого воздействия. В зависимости от конкретных условий: климата, рельефа, состава горных пород и т.д. – можно лишь говорить о преобладании физического или химического процесса. Органогенное выветривание связано с воздействием на горные породы растительных и животных организмов. Это воздействие, однако, можно всегда свести к процессам физического и химического выветривания.

Физическое выветривание в зависимости от температурных либо механических факторов подразделяется на *температурное* и *механическое*. При физическом выветривании происходит дезинтеграция горных пород, которая приводит к их разрушению и измельчению, но не изменяется их химический состав.

Температурное выветривание вызывается изменением температуры без участия внешнего механического воздействия. Интенсивность выветривания зависит от состава породы, ее строения, окраски, структурно-текстурных особенностей и ряда других факторов. Суточные колебания температуры играют большую роль, нежели сезонные. Определяющее значение при температурном выветривании имеет скорость изменения и амплитуда колебания температуры. На скорость выветривания горной породы оказывают влияние размер слагающих ее минеральных зерен и окраска: крупнозернистые и темно-

окрашенные породы разрушаются быстрее. Температурное выветривание присуще всем климатическим зонам, но наиболее характерно оно для областей тропиков и внетропических пустынь с резкими контрастами температур, иногда в течение суток достигающих амплитуды 40–50°С, сухостью воздуха и весьма слабым развитием растительного покрова, а также для крутых склонов высоких гор, где инсоляция гораздо сильнее, чем на соседних низменностях.

Механическое выветривание наиболее характерно для полярных и субполярных широт, а также горных районов, преимущественно выше снеговой границы. Дезинтеграция пород происходит под воздействием периодического замерзания воды в трещинах и порах горных пород, а также кристаллизации солей при испарении воды, т.е. оно тесно связано с температурным выветриванием. Основной механический разрушитель горных пород – вода. При замерзании ее в трещинах и порах пород происходит значительное увеличение ее объема и возникает высокое давление на стенки трещин, в результате чего порода растрескивается на обломки различной размерности. Этот процесс называется *морозным выветриванием*. Интенсивность морозного выветривания зависит от частоты колебаний температуры около 0°С – точки замерзания воды. Дезинтегрирующее действие кристаллизующихся солей наблюдается, когда растущие кристаллы расширяют капиллярные трещины в породе, что приводит к нарушению монолитности пород. Такое выветривание характерно для жаркого сухого климата. Разрушению пород, особенно таких, как глины, суглинки, мергели, способствуют намокание и высыхание, а также физическое воздействие корней растений, землероев.

Физическое выветривание приводит к образованию глыб, щебня, дресвы, из которых формируются осадочные обломочные породы. По мере дезинтеграции горных пород интенсивность физического выветривания ослабевает и создаются благоприятные условия для химического выветривания.

Химическое выветривание происходит в результате взаимодействия наружной части литосферы с химически активными элементами атмосферы, гидросферы и биосферы, такими как кислород, углекислый газ, вода, органические кислоты, обладающими наибольшей химической активностью. С их воздействием на горные породы и связа-

но химическое выветривание, сущность которого состоит в изменении минералов и горных пород и образовании новых минералов и пород. Изменение исходных горных пород и минералов, их разрушение и разрыхление происходят в результате основных химических реакций: окисления, гидратации, растворения и гидролиза. Химическое выветривание наблюдается повсеместно, особенно интенсивно протекая в областях с влажным климатом и хорошо развитым растительным покровом – во влажных тропических лесах. Чем выше температура, тем интенсивнее химическое выветривание. В аридных и субтропических областях и на крутых склонах гор оно ослабляется, а в полярных областях при среднегодовых температурах ниже 0°C замедляется. Процесс химического выветривания приводит к накоплению растворимых и тонкодисперсных продуктов выветривания с повышенной миграционной способностью.

Коры выветривания

В результате выветривания образуются две группы продуктов выветривания: подвижные и остаточные. Первые удаляются с поверхности породы по мере их образования, вторые накапливаются на поверхности. Иногда уже накопившиеся продукты выветривания удаляются на последующей стадии развития территории. Совокупность остаточных (несмещенных) продуктов выветривания различных по составу элювиальных образований верхней части литосферы называется *корой выветривания*. Существует множество классификаций кор выветривания. Наиболее распространена классификация, в которой выделяются следующие типы кор выветривания: *обломочная, гидрослюдистая, монтмориллонитовая, каолинитовая, красноземная и латеритная*.

Обломочная кора состоит из обломков химически неизменных или слабо измененных обломков породы, из которой она образовалась.

Гидрослюдистая кора характеризуется слабыми химическими изменениями исходной породы, но уже содержит глинистый минерал – гидрослюду (иллит), которая образуется за счет изменения полевых шпатов и слюд.

Монтмориллонитовая кора отличается глубокой химической проработкой первичных минералов; основным глинистым минералом является монтмориллонит (сметтит).

Каолинитовая кора определяется еще более глубокими химическими изменениями исходных минералов с образованием глинистого минерала – каолинита.

Красноземная и латеритная коры характеризуются полным изменением первичного химического состава пород, на которых произошло их формирование, в результате интенсивного и весьма продолжительного процесса выветривания.

Типам кор выветривания присуща зональность. Обломочные коры выветривания характерны для полярных и высокогорных областей, а также каменистых пустынь низких широт. Гидролюдистые коры выветривания преобладают в холодных и умеренных областях с вечной мерзлотой. В степях и полупустынных областях формируется монтмориллонитовая кора, для субтропиков наиболее характерны каолинитовая и красноземная коры выветривания, а латеритная кора образуется в условиях жаркого и влажного экваториального климата, где процессы химического выветривания протекают наиболее активно.

Итак, оценивая роль выветривания в рельефообразовании, надо отметить, что само выветривание не образует каких-либо специфических форм рельефа, однако, являясь самым постоянным и мощным фактором дезинтеграции горных пород, выветривание готовит рыхлый материал для перемещения его другими экзогенными агентами. В этом смысле роль выветривания как фактора рельефообразования огромна.

4.1. СКЛОНЫ, СКЛОНОВЫЕ ПРОЦЕССЫ И РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЕ

Склоны и их классификация. В целом рельеф земной поверхности состоит из сочетающихся в пространстве склонов и субгоризонтальных поверхностей. Согласно С.С. Воскресенскому, к склонам относятся поверхности с уклоном более 2° , на которых при перемещении вещества определяющую роль играет составляющая силы тяжести, ориентированная вниз по склону. Склоны образуются как в го-

рах, так и на равнинах. Они подразделяются по крутизне на: *очень крутые* – $>35^\circ$, *крутые* – $15\text{--}35^\circ$, *средней крутизны* – $8\text{--}15^\circ$, *пологие* – $4\text{--}8^\circ$, *очень пологие* – $2\text{--}4^\circ$. По длине выделяются склоны: *длинные* – >500 м, *средней длины* – $500\text{--}50$ м, *короткие* – <50 м.

На долю склонов приходится более 80 % всей суши. По этой причине изучению склонов и склоновых процессов придается очень большое значение, имеющее как научный (генезис и история развития рельефа), так и практический интерес. В связи с эрозией почв, при поисках месторождений полезных ископаемых и изысканиях под строительство сооружений прикладные исследования склоновых процессов являются очень важными.

Склоновые процессы ведут к перемещению и накоплению продуктов выветривания – к образованию выработанных и аккумулятивных форм рельефа. Одним из основных экзогенных факторов формирования рельефа и поставщиком материала, из которого образуются аллювиальные, ледниковые, морские и другие генетические типы отложений, является *склоновая денудация*.

Форма профиля склона несет большую информацию о процессах, происходящих на них. По форме профиля склоны бывают *прямыми, выпуклыми, вогнутыми и выпукло-вогнутыми, или ступенчатыми*. Иногда по форме профиля можно установить характер взаимодействия эндогенного и экзогенного происхождения. Поскольку склоны возникают в результате деятельности эндогенных либо экзогенных сил, они подразделяются на склоны *эндогенного* (тектоника, вулканизм) и *экзогенного* (водные потоки, ледники, абразия, ветер) происхождения.

Склоны *эндогенного происхождения* образуются в результате тектонических движений земной коры, интрузивного и эффузивного магматизма, землетрясений. Достаточно условно к ним относятся склоны, созданные деятельностью грязевых вулканов (псевдовулканические).

Склоны *экзогенного происхождения* подразделяются на склоны, созданные поверхностными текучими водами (флювиальные склоны), возникшие в результате деятельности озер, морей, ледников, ветра, подземных вод, мерзлотных процессов. К этой же группе от-

носятся склоны, созданные организмами (коралловые рифы), и склоны тектогенного происхождения. Иногда склоны могут быть созданы в результате совокупного действия двух или нескольких экзогенных факторов.

Склоны экзогенного, эндогенного и псевдовулканического происхождения возникают обычно как за счет выноса, так и за счет накопления материала и, соответственно, подразделяются на денудационные и аккумулятивные. Денудационные склоны делятся на структурные, которые пространственно совпадают с падением и простираением отпрепарированных пластов устойчивых пород, и аструктурные, у которых такого совпадения нет.

Склоны преобразуются под воздействием ряда так называемых *склоновых* процессов, которые Ю.Г. Симонов предлагает отличать от *склоноформирующих* процессов, образующих первичные наклонные поверхности. Эти два вида процессов в природе тесно взаимосвязаны. Склоновые процессы отличаются большим разнообразием. С.С. Воскресенский на основе их морфологических особенностей выделяет: 1) *собственно гравитационные*, 2) *блоковых движений*, 3) *массового смещения грунта*, 4) *делювиальные (плоскостного срыва)* типы склонов.

Склоны собственно гравитационные. Обломки, образующиеся в результате выветривания на склонах с крутизной 35–40° и более, под действием силы тяжести самопроизвольно скатываются к подножию склонов. К собственно гравитационным склонам относятся *обваль-ные, осыпные и лавинные склоны*.

Обвальные склоны формируются в результате обвалов. *Обвал* – это процесс отрыва крупных глыб горных пород от их основной массы при возникновении трещины или системы трещин, по которым происходит отрыв и обрушение блока породы и перемещение глыб вниз по склону. В результате обвалов в верхних частях склонов стенок (плоскостей) срыва образуются поверхности, часто совпадающие с плоскостями разломов и границами пластов и ниш, иногда ограниченные нависающими карнизами. Стенки срыва наблюдаются на склонах крутизной 30–40°, ниши образуются на более крутых склонах и напоминают огромные цирковидные чаши. У подножий склонов

происходит накопление продуктов обрушения пород. Аккумулятивная часть обвального склона представлена беспорядочным холмистым рельефом с высотой холмов от нескольких до 30 м.

Обвалы в горах часто перегораживают речные долины и образуют озера. Так образовались озера Рица на Кавказе, Иссык в Заилийском Алатау и множество других озер в высокогорных районах мира. Обвалы в горах бывают грандиозными. Так, в долине р. Мургаб на Западном Памире объем обрушившейся породы составил более 2 км^3 , а ее масса – около 7 млрд т. Твердый сток р. Волги равен приблизительно 20 млн т в год, т.е. объем обвалившегося материала эквивалентен объему материала, вынесенному Волгой за 280 лет. Еще большие обвалы (до 15 км^3) происходили в Альпах.

Крупные глыбы, возникшие в процессе обвалов, движутся вниз по склону, распадаясь на обломки разной величины, и продвигаются иногда на расстояние 7–12 км. Обвалы небольших масс породы, состоящей из обломков не более 1 м^3 , называют *камнепадами*. Обвалы и камнепады вместе с осыпями и лавинами производят основную работу по денудации склонов гор.

Осыпные склоны образуются преимущественно за счет физического выветривания на склонах, сложенных мергелями или глинистыми сланцами. В классических осыпях выделяют *осыпной склон*, *осыпной лоток* и *конус осыпи* (рис. 21).

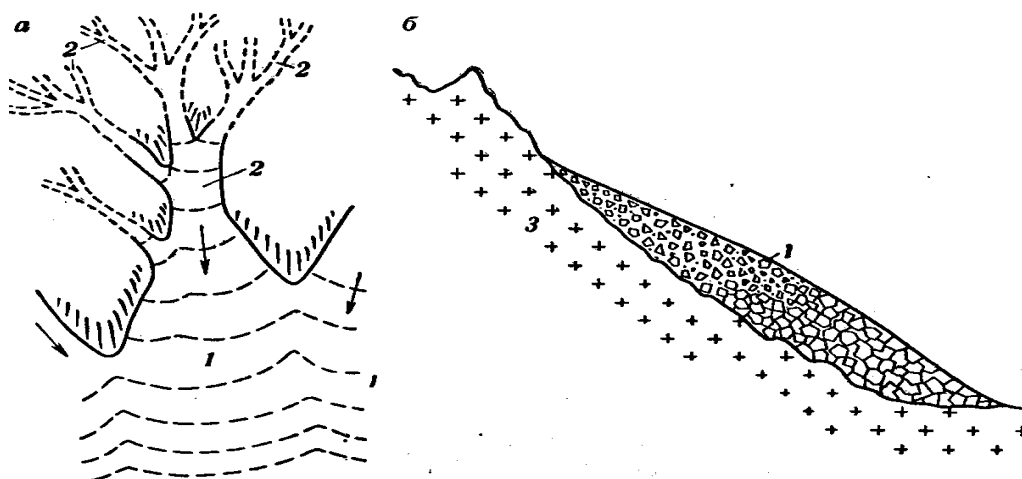


Рис. 21. Схема строения осыпи (из Интернета).

1 – осыпной шлейф; 2 – осыпные лотки;
3 – скальные породы; *стрелки* – направления осыпания обломков; *пунктир* – условные горизонталы

Осыпной склон сложен породами, которые подвергались физическому выветриванию. Продукты физического выветривания (щебень, дресва) перемещаются вниз по склону, оказывая механическое воздействие на поверхность склона и выработывая в нем желоб – осыпной лоток, имеющий глубину 1–2 м и ширину в несколько метров. В нижних участках склона в результате объединения желобов образуются широкие, до нескольких десятков метров, ложбины. Под воздействием талых и дождевых вод происходит дальнейшее углубление желобов и расчленение денудационной части склона. Бровка склона при этом приобретает фестончатую форму (рис. 22).

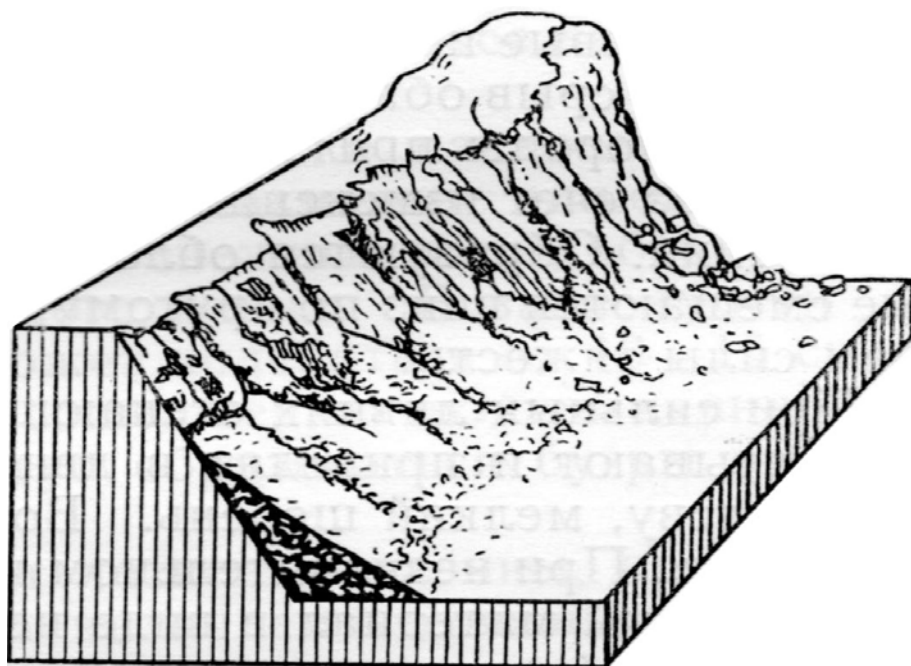


Рис. 22. Осыпной склон (по: Леонтьев, Рычагов, 1979)

Когда уклон поверхности становится меньше угла естественного откоса, движение обломков пород на осыпном склоне прекращается, и начинается формирование конуса осыпи за счет аккумуляции обломков. Осыпные конусы, сливаясь друг с другом и обогащаясь грубообломочным материалом, у подножья склона образуют сплошной шлейф из крупных и мелких обломков пород. Формируются отложения, которые называются коллювиальными (*colluvio* – скопление), или *коллувием*. Для коллювия характерны плохая сортировка материала и дифференциация по крупности обломков пород на аккумуля-

тивной части склона: наиболее крупные обломки накапливаются у подножия осыпи, тогда как среднюю и верхнюю части склона слагает материал более мелкой размерности.

В возникновении обвалов и осыпей принимает участие вода, в частности дождевые и талые воды, которые разрабатывают трещины, приводящие к срыву обвально-осыпных масс, а также разрушают породы, замерзая в их трещинах. При сильных ливнях возникает масса грязи и камней – *микросель*, в процессе образования которого примерно равное участие принимают силы гравитации и текущей воды.

Лавинные склоны. Лавины – скользящие и низвергающиеся вниз со склонов снежные массы, являются характерной особенностью горных склонов с устойчивым снежным покровом. Рельефообразующая роль лавин зависит от их размеров и частоты схода, что связано с их размером, длиной и крутизной склонов, количеством выпадающих осадков и их характером, поскольку на подстилающее ложе сухой и мокрый снег лавин действуют по-разному. В зависимости от того, как снег движется по склонам, лавины подразделяются на три типа: *осовы, лотковые и прыгающие лавины.*

Осов – это соскользнувший со склона широким фронтом слой снега, мощность которого не превышает 30–40 см. Геоморфологическая роль такого типа лавин незначительна, так как лишь иногда у подножья склонов формируются небольшие гряды, состоящие из материала, захваченного осовом со склона.

У *лотковых лавин* хорошо выражены лавиносорные понижения – лотки, которыми обычно служат кары, или эрозионно-денудационные водосборные воронки, и по которым движется снежная масса, а также конусы выноса. Лотковые лавины продвигаются по фиксированным руслам, часто заложенным временными водотоками.

Конусы выноса лавин представляют собой смесь снега и обломочного материала, который, вытаявая из лавинного снега, скапливается у основания лавинных лотков, образуя рыхлую толщу, называемую «лавинным мусором». Конусы выноса лавин состоят из несортированного обломочного материала и включений органических остатков. Поверхность их неровная, бугристая.

Лотковые лавины, продольный профиль которых характеризуется наличием отвесных участков, относятся к *прыгающим лавинам*. Морфологически лотковые и прыгающие лавины мало чем отличаются.

Склоны блоковых движений образуются при смещении блоков горных пород самых разных размеров вниз по склонам крутизной 20–40° при существенном воздействии подземных вод. Роль гравитации при этом остается весьма значительной. К склонам блоковых движений относятся *оползневые, оползни-сплывы и склоны отседания*.

Оползневые склоны образуются при оползании и перемещении монолитного блока породы. Процессы оползания всегда гидрологически обусловлены, т.е. возникают они, когда водопроницаемые породы подстилаются водоупорными породами, чаще всего глинами, и особенно в тех случаях, когда падение кровли водоупорных пород совпадает с направлением уклона поверхности. При этом водоупорный горизонт служит поверхностью скольжения, по которой блок породы соскальзывает вниз по склону. Скопление оползневых масс, часто превращенных в бесструктурную массу, у подножья склонов называется *делянсим*, способным свободно соскальзывать к урезу реки или моря. Размеры оползней: от малых в несколько десятков кубометров, до громадных – сотен тысяч м³. Образуются в горах и на равнинах, где они приурочены к берегам рек, морей, озер. Возникают оползни на склонах крутизной 15° и более. В результате оползания формируются следующие комплексы форм рельефа: *оползневой цирк*, который ограничен стенкой срыва оползня (оползневый уступ); *оползневой блок*, в котором верхняя площадка (оползневая терраса) часто запрокинута в сторону оползневого склона, и крутой *уступ*, обращенный по направлению движения оползня в сторону реки, моря или озера. Иногда при деформации поверхностных слоев породы продвигающимся оползнем образуется *напорный оползневой вал*, который называется *детрузивным*. Рассмотренные типы оползней встречаются наиболее часто и называются *блоковыми*, или *структурными*. Рельеф и морфология оползневого склона приведены на рис. 23.

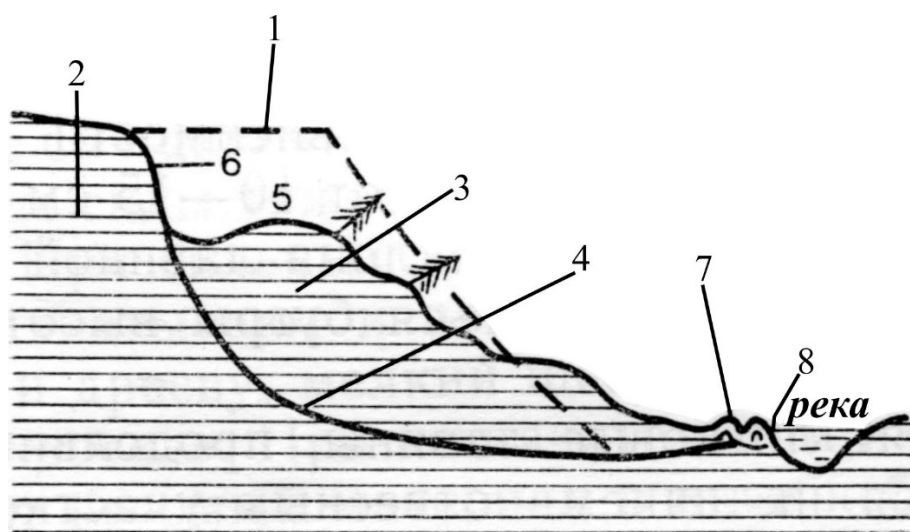


Рис. 23. Основные морфологические элементы оползня и рельеф оползневого склона (по: Леонтьев, Рычагов, 1979):

- 1 – первоначальное положение склона; 2 – ненарушенный склон;
 3 – оползневой блок; 4 – поверхность скольжения;
 5 – площадка оползневой террасы; 6 – стенка срыва оползня;
 7 – напорный оползневой вал; 8 – урез реки

Оползни-сплывы представляют собой мелкие формы оползневых деформаций, возникающих на склонах средней крутизны ($15\text{--}30^\circ$). Образуются они, когда рыхлый материал сплывает по поверхности скальных или мерзлых пород, захватывая толщу отложений мощностью 2–5 м. На склоне при этом образуются параллельные вытянутые полосы различной глубины, соответствующей мощности оползшего слоя. У подножия склона происходит нагромождение сплывшего материала с беспорядочной бугристой поверхностью. Крупные оползневые тела на склонах могут быть приняты за речные, озерные или морские террасы. Это один из видов так называемых *псевдотеррас*, отличающихся от обычных террас морфологией: запрокинутостью в сторону берега, изменчивой высотой, неровным рельефом и невыдержанным простираем. Основное их отличие – отсутствие на поверхности псевдотеррас речных, озерных или морских отложений. Строение псевдотеррас идентично строению склонов, на которых идут оползневые процессы. Изучение морфо-

логии склонов имеет исключительно важное значение для выявления оползневых склонов.

С.С. Воскресенский выделяет еще *оползни-оплывины* – мелкие блоковые оползни, захватывающие породы увлажненного верхнего слоя рыхлых осадков, слагающих склон, мощностью до 1,5 м.

Склоны отседания формируются на склонах крутизной не менее 15°. Явление отседания особенно интенсивно развивается при залегании кристаллических или достаточно прочных осадочных пород на глинах, мергелях, алевролитах, способных к пластическим деформациям. Согласно С.С. Воскресенскому, это явление характерно для Среднесибирского плоскогорья, где породы, подстилающие траппы, разбиваются трещинами, которые расширяются и углубляются в процессе пластических деформаций. А это приводит к отделению и дроблению отделившихся в результате обвала блоков объемом от десятков до тысяч кубометров. Явление отседания приводит к образованию «рвов отседания» – глубоких трещин, параллельных склону глубиной до 20 м, шириной до 100 м и длиной до сотен метров. В плане очертания их прямолинейны или имеют вид ломаных линий.

Склоны массового смещения грунта. Смещение грунта происходит на склонах различной крутизны: от 3 до 40°. Характер смещения зависит от консистенции осадков, обусловленной количеством содержащейся в них воды. К склонам массового смещения грунта относятся *солифлюкционные, склоны медленной солифлюкции, дефлюкционные (крип).*

Солифлюкционные склоны. За счет таяния льда, содержащегося в грунте, он насыщается влагой, и его консистенция становится жидко-текучей, способной растекаться тонким слоем. Процессы солифлюкции характерны для областей с сезонным промерзанием поверхностных отложений и особенно для районов с вечной мерзлотой. Скорость солифлюкционного движения от миллиметров до сантиметров в секунду, а в год составляет 3–10 м. Такую солифлюкцию называют быстрой в отличие от медленной солифлюкции. Мощность солифлюкционных потоков 40–60 см. В нижней части

склона движение замедляется, и мощность его может возрасти до 1 м и более. При этом образуются солифлюкционные террасы в виде языков шириной несколько десятков метров (рис. 24).



Рис. 24. Солифлюкционные натечные террасы (по: Боч, 1955)

Солифлюкция в высоких широтах является одним из основных поставщиков материала с междуречий в долины рек.

Склоны медленной солифлюкции образуются за счет движения массы грунта вязко-текучей консистенции. Когда рыхлые песчано-глинистые отложения насыщены водой и не в состоянии длительное время сохранять уклон своей поверхности, возникает медленная солифлюкция. В условиях гумидного климата процессам солифлюкции подвержены нижние, наиболее увлажненные части склонов. Большая часть склонов арктических и субарктических районов относится к склонам медленной солифлюкции. Во влажных тропических районах медленная солифлюкция тоже довольно широко распространена, и называется она «медленной тропической солифлюкцией». Обильные осадки, интенсивное химическое выветривание, приводящее к образованию большого количества глинистого вещества, обилие коллоидных растворов, связанных с развитием растительного покрова, способствуют развитию процессов медленной солифлюкции – вязкотекучему перемещению глинистого материала со скоростью порядка 100 мм в год.

Скорость движения грунта зависит от длины, крутизны и характера поверхности склонов, состава и мощности рыхлых отложений, наличия или отсутствия водоупорных пород. Преобладающие скорости составляют от десятков сантиметров до первых метров в год. Медленная солифлюкция может происходить даже на очень пологих склонах с крутизной всего 2–4°. Склоны медленной солифлюкции не имеют специфических морфологических особенностей и из-за постоянного и равномерного процесса течения грунта характеризуются ровной поверхностью. Если движение грунта имеет вязкотекучий характер, то поверхность солифлюкционного склона обладает неровной поверхностью, осложненной солифлюкционными террасами – натечными буграми и ступенями.

Курумы являются разновидностью медленной солифлюкции и представляют собой поверхности, образованные скоплением глыб размером до 3 м в поперечнике. Они характерны для гор и плоскогорий, сложенных скальными породами. По С.С. Воскресенскому, выделяются *курумы-осыпи*, возникшие как осыпь и живущие потом как курумы, и «*настоящие*» курумы, питающиеся снизу за счет разрушения подстилающих пород. Курумы наблюдаются как на относительно крутых (с крутизной 20–30°) и слабонаклоненных склонах гор и плоскогорий, так и на горизонтальных поверхностях вершин и горных седловин. Линейно вытянутые курумы называются *каменными реками*. Их длина на Среднесибирском плоскогорье и в Забайкалье достигает 0,5–1 км, ширина – десятки и сотни метров. Скорости движения каменных рек невелики и составляют 0,2–0,3 м в год, иногда достигают 1,5 м в год.

Дефлюкционные склоны. На склонах с сомкнутым растительным покровом кора выветривания медленно, но постоянно перемещается. Это так называемое «вековое перемещение» коры выветривания, происходящее в результате колебаний температуры и влажности. Кора выветривания при ее глинистом или суглинистом составе перемещается на склонах крутизной 10–35° с очень небольшой скоростью (0,2–1 см в год). Этот вид движения называется *дефлюкция*, или *крип* (англ. *creep* – сползать, ползти). Если скорость движения превышает 1 см в год, то дефлюкционное смещение приводит к раз-

рыву дернового покрова. В этом случае поверхностный слой прерывисто сползает в виде отдельных блоков, создавая на склоне микроступенчатость, и в результате разрыва дерна на вертикальных гранях ступенек обнажается почва, или кора выветривания. Эта разновидность дефлюкции носит название *децерации*.

Склоны делювиальные (плоскостного смыва). Делювиальные процессы зависят от ряда факторов, и в первую очередь от состояния поверхности склонов. Они наблюдаются и на крутых, и на очень пологих (крутизной 2–3°) склонах. Делювиальными называются склоны, на которых перемещение материала происходит в результате стока дождевых или талых вод вниз по склону в виде тонких струек, густой сетью покрывающих всю поверхность склонов. Несмотря на небольшую энергию таких струек, они проводят значительную работу: смывают мелкие частицы продуктов выветривания и отлагают их у подножья склонов, формируя особый тип континентальных отложений – *делювий* (лат. *deluo* – смываю), который представлен чаще всего суглинками или супесями. Интенсивность делювиального смыва зависит от крутизны и длины склона, характера его поверхности и микрорельефа, состава слагающих склон пород, характера атмосферных осадков, интенсивности весеннего снеготаяния, еще больше на делювиальный смыв влияет растительный покров (наличие или отсутствие на склоне травянистой дернины). Если дернина есть, то делювиальный смыв практически отсутствует даже на крутых склонах.

Делювий характеризуется низкой степенью сортировки материала, отсутствием слоистости или грубой слоистостью, параллельной склону. Крупность обломков, слагающих делювий, при удалении от подошвы склона уменьшается.

Поверхность склонов всегда осложнена неровностями, понижениями, поэтому отдельные струйки, встречая их на своем пути, сливаются и образуют более мощные струи. Эти струи обладают уже большей энергией, они врезаются в поверхность склона и образуют борозды, прокладывая свой собственный путь. На склонах начинается процесс размыва – *эрозия*. Часть борозд со временем превращается в промоины, а затем – в овраги.

Зональность и взаимоотношение склоновых процессов

Многие из рассмотренных склоновых процессов нередко наблюдаются одновременно на высоких и протяженных склонах, причем отмечается закономерная *вертикальная зональность* в их приуроченности к определенным участкам склона. Так, например, в верхней части *пологого* структурного склона асимметричной куэстовой гряды доминирует процесс делювиального смыва, а в нижней наблюдается преобладание процессов накопления делювия. При небольшой интенсивности делювиального смыва на делювиальном шлейфе формируется почвенный покров, и в условиях повышенной влажности здесь будет происходить медленное дефлюкционное смещение накопившегося рыхлого материала и почвы, образовавшейся на поверхности склона. Аналогичная вертикальная зональность склоновых процессов четко прослеживается и на *крутом* склоне куэстовой гряды. В верхней, обрывистой части склона происходят обвально-осыпные процессы, поддерживающие вертикальную крутизну стенки срыва, а в нижней части склона обвально-осыпной материал накапливается. На осыпях, не закрепленных растительностью, материал смещается дефлюкцией, делювиальным смывом и микроселями. При этом в верхней части осыпи наблюдается хорошо выраженный плоскостной, или мелкоструйчатый, смыв, в нижней части он сменяется бороздчатым. На задернованной поверхности осыпного шлейфа развивается дефлюкционный процесс.

В пространстве и во времени интенсивность и характер делювиальных процессов меняются. Так, эти процессы прекращаются совсем при отсутствии летом дождей. Скорость дефлюкционного перемещения склоновых отложений резко уменьшается при сухости климата и резко увеличивается при ливнях и таянии снега. При весеннем таянии снега или затяжных дождях, приводящих к обильному насыщению склоновых отложений влагой, наряду с типичными для этих частей склонов делювиально-дефлюкционными процессами, могут происходить процессы децерации, оползания, сплывания.

Итак, проявление склоновых процессов определяется рядом условий, главными из которых являются: крутизна первичных склонов, мощность и гранулометрический состав склоновых отложений,

их увлажненность. В различных природных обстановках эти условия определяются региональными особенностями процессов выветривания и хорошо коррелируются с региональными ландшафтными условиями.

Существует еще ряд условий проявления склоновых процессов, к которым относятся обвальные и осыпные процессы, процессы отседания и оползания блоков. Они не зависят ни от ландшафтных, ни от региональных особенностей и проявляются почти одинаково и в умеренной зоне, и в условиях тундры и пустыни. Эти склоновые процессы относятся к *группе интразональных* и занимают ограниченные площади в любой из природных зон. Процессы, происходящие на склонах, угол крутизны которых больше угла естественного откоса, составляющего 30–45°, Ю.Г. Симонов называет *локальными*. К *региональным* склоновым процессам он относит процессы делювиального смыва, дефлюкции, солифлюкции, тесно связанные с ландшафтными и региональными условиями.

При изменении физико-географических условий в регионе, а также в результате эволюции самих склонов, главным образом при изменении их крутизны, наблюдается еще более сложное взаимодействие между склоновыми процессами, смена одних процессов другими.

Определение **возраста склонов** представляет существенную трудность. Это связано с тем, что на первично возникшем склоне постоянно происходят склоновые процессы, изменяющие облик склона. Говоря о возрасте склона, надо иметь в виду, что это время действия того фактора, под воздействием которого были созданы основные морфологические особенности первичного склона. Возраст склонов экзогенного происхождения соответствует времени действия одного из экзогенных факторов. Для эндогенных склонов это время проявления тектонических движений или магматизма. Возраст склонов аккумулятивных форм рельефа определяется путем установления возраста осадков, слагающих аккумулятивную форму. Определить возраст денудационных склонов значительно труднее, но в ряде случаев возраст их устанавливается по соотношению форм рельефа, возраст которых известен, или по возрасту коррелятивных (склоновых) отложений, если таковые сохранились.

Пенеплены, педилены и поверхности выравнивания

Выполаживание склонов, сглаживание рельефа и плавные переходы одних форм рельефа в другие происходят в результате склоновых процессов. Если участок земной поверхности какое-то время находится в состоянии тектонического покоя, образовавшиеся на нем ранее эндо- и экзогенные склоны начинают нивелироваться под воздействием склоновой денудации и процессов выветривания. Все это, в конечном счете, приводит к понижению водораздельных (междуречных) пространств и к формированию на месте расчлененного участка невысокой слегка волнистой равнины, которую В. Дэвис предложил называть *пенеплом*. Оптимальные условия для формирования пенепленов, по мнению многих исследователей, – спокойный тектонический режим платформ и умеренный гумидный климат.

Чаще же развитие склонов и образование денудационных выровненных поверхностей происходит иначе, а именно путем отступления склонов параллельно самим себе. Этот процесс называется *педипленизацией*, а сформировавшаяся денудационная равнина – *педипленом*. По мере отступления склона материал шлейфа склоновых отложений постепенно удаляется, также постепенно обнажая поверхность коренных пород и формируя слабонаклонную (3–5°) выровненную площадку у подножия склона. Происходит образование *педимента*, представляющего собой простейшую форму педипленизации. Склоны возвышенного участка или горы отступают не только каждый параллельно сам себе, но и навстречу друг другу. В результате такого встречного перемещения склонов со всех сторон происходит оседание горного рельефа, отдельные педименты сливаются и образуют единую выровненную поверхность – педиплен. Наиболее благоприятен для образования педипленов, по мнению Л. Кинга, полупустынный климат, главными рельефообразующими факторами в котором являются интенсивное физическое выветривание, процессы гравитации (обвалы, осыпи), а также снос материала со склонов ливневыми дождями.

В условиях аридного полупустынного климата формируются педименты и останцовые горы, характерные для областей педиплениза-

ции. По мере развития педиментов в полупустынных областях климат становится более засушливым, крупные пониженные участки земной поверхности и речные долины заполняются наносами, образуя мощные и обширные по площади толщи склоновых отложений с возвышающимися над ними останцовыми горами.

В пустынях главным процессом выравнивания также является педипленизация. При благоприятных геологических условиях и высокой степени аридности климата педименты оказываются погребенными под огромными скоплениями грубообломочного материала. Происходит формирование «каменистых пустынь», характерных для Сахары, Ливийской пустыни, Западной Австралии и т.д.

В условиях влажных тропиков с широким развитием тропической солифлюкции рельеф выполаживается и выравнивается как путем пенеппленизации, так и путем педипленизации. В первом случае переувлажнение склонового материала приводит к оплыванию и растеканию верхних участков склонов, вследствие чего рельеф понижается, происходит пенеппленизация. Одновременно на крутых склонах интенсивно протекает процесс педипленизации, приводящий к быстрому отступанию склонов за счет нарушения равновесия в нижних их частях и передачи его на более высокие уровни склона. Происходит формирование островных гор и педипленов.

В условиях арктического и субарктического климата основным механизмом образования поверхностей выравнивания является педипленизация. Быстрое отступление склонов и образование педиментов, а в результате их слияния – педиплена, происходит за счет нивальных процессов (деятельности снежников), а также морозного выветривания и солифлюкции. В результате педипленизации в высоких горах Арктики и Субарктики (на так называемых *гольцах* – оголенных скалистых вершинах выше границы леса и зоны альпийских лугов) образуются *гольцовые террасы*, которые представляют собой площадки, выработанные в скальных породах и образующие концентрические системы на склонах гольцов.

Педименты, педиплены и пенепплены образуются лишь в условиях преобладания экзогенных процессов над эндогенными, т.е. при *нисходящем развитии рельефа*. В этих условиях относительные высоты

понижаются и происходит выполаживание склонов. При преобладании эндогенных процессов над экзогенными, т.е. при *восходящем развитии рельефа*, склоны вновь становятся более крутыми, а образовавшиеся выровненные поверхности испытывают поднятие. Когда в горных странах происходит неоднократное чередование этапов нисходящего и восходящего развития рельефа, возникает ряд денудационных уровней, которые располагаются в виде ступеней или ярусов на различных высотах. Эти уровни называются *поверхностями выравнивания*, каждая из которых в результате складчатых или разрывных тектонических движений может быть не только поднятой, но и деформированной. На платформах подобные деформации практически не отмечаются, поэтому поверхности выравнивания на большом протяжении выдерживают свои высоты. Л. Кинг на некоторых платформах выделяет до пяти ярусов поверхностей выравнивания, занимающих значительные площади и имеющих близкие высотные отметки в пределах этих площадей.

Изучение склонов в связи с поисками полезных ископаемых

Изучение склонов при решении задач, связанных с поисками полезных ископаемых, является необходимым. Так, с коллювием связаны россыпи некоторых ценных минералов. Они, как правило, характеризуются небольшими запасами. Однако повышенное содержание металла в коллювии свидетельствует обычно о близости коренного источника и способствует поиску этого источника или древних аллювиальных россыпей, которые подвергались денудации. Ореол рассеивания металлосодержащих пород всегда смещен вниз по склону по отношению к выходу пласта и в различной степени может быть перекрыт более молодым коллювием, не связанным с подстилающими породами. Чем положе склон, тем ореол рассеяния металлического компонента будет обширнее и беднее.

При наличии древних террасовых или долинных россыпей роль коллювия может быть различной. В условиях склоновой аккумуляции и формирования мощных коллювиальных покровов будет происходить частичная или полная изоляция древнего аллювия от со-

временного. Склоновая денудация будет приводить к обратному явлению – разрушению аллювия террасы и обогащению руслового аллювия. Аналогичное явление будет наблюдаться при преобладании склоновой денудации и разрушении коренного источника террасовой россыпи.

Обогащение аллювия металлом, поступающим со склонов, зависит от соотношения эрозионной и аккумулятивной деятельности реки и количества обломочного материала на склоне. При активной эрозионно-аккумулятивной деятельности водотока происходит размывание и перенос рекой коллювия. Если же эрозионная деятельность реки ослаблена, металлоносный аллювий перекрывается мощным потоком обломочного материала, поступающего со склонов, т.е. становится погребенным под ним.

Контрольные вопросы

1. Склоны, склоновые процессы и рельеф склонов.
2. Классификация склонов С.С. Воскресенского.
3. Изучение склонов в связи с поисками полезных ископаемых.

4.2. ФЛЮВИАЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ И ФОРМЫ РЕЛЬЕФА

Общие закономерности работы водотоков

Одним из наиболее важных и мощных факторов преобразования рельефа Земли являются поверхностные текучие воды. Геоморфологические процессы, осуществляемые текучими водами, называются **флювиальными**.

Русловые потоки производят разрушительную работу – *эрозию*, а далее *перенос материала и его аккумуляцию*, создавая эрозионные и аккумулятивные формы рельефа, тесно связанные друг с другом. Геоморфологических комплексов, где были бы развиты только размыв или только аккумуляция, в природе не существует, эти комплексы сменяют друг друга во времени и пространстве. Можно лишь выделить области преобладающей эрозии или преобладающей аккумуляции. Необходимо отметить, что на суше эрозионные формы релье-

фа развиты значительно шире, чем аккумулятивные, это связано с тем, что весьма значительная часть обломочного материала, которая транспортируется временными и постоянными водотоками, выносится в водосборные бассейны: моря и океаны – и откладывается, образуя мощные толщи осадочных морских пород.

По масштабам и генезису флювиальных форм временно действующих водотоков может быть выделен генетический ряд: *эрозионная борозда – рывина (промоина) – овраг – балка – речная долина*.

Эрозионная борозда (рис. 25) представляет собой элементарную переходную форму от плоскостного к линейному размыву земной поверхности. Возникает на делювиальных склонах в результате склонового стока дождевых и талых снеговых вод при весьма значительном увлажнении грунта. Глубина борозд не превышает 30 см.



Рис. 25. Эрозионные борозды (по: Короновский, 2011)

Борозды имеют V-образный поперечный профиль с крутыми, до отвесных, стенками. По мере увеличения стекающей воды морфология и глубина борозд вниз по склону постепенно возрастают. После прекращения стока ширина борозд увеличивается, а склоны быстро выполаживаются.

Рывина (промоина) развивается постепенно из более крупной эрозионной борозды на склоне с разреженной растительностью. Рывины располагаются на расстоянии первых десятков метров друг от

друга, глубина их составляет 1–2 м, ширина достигает 2,5 м. Для рытвин также характерны очень крутые отвесные склоны (рис. 26).



Рис. 26. Эрозионные рытвины на склоне древнего оползня: Станция Зуяково, Башкирия (фото Г.А. Данукаловой)

Овраг (рис. 27) представляет собой активную эрозионную форму, имеющую значительную длину (иногда до первых километров).



Рис. 27. Овраг (из Интернета)

Обычно овраги образуются из крупных и быстро растущих рытвин в процессе их углубления (до 10–20, иногда до 60–80 м) и расширения (до 50 и более метров). Профиль оврага отличается от продольного профиля склона, в который врезан овраг.

Балка является эрозионной формой, часто образующейся на равнинах из оврага (рис. 28). Здесь при незначительном углублении оврага происходит его существенное расширение, вырабатываются плоское дно и пологие склоны, закрепленные растительностью. В условиях горных районов крупные овраги довольно быстро углубляются и превращаются в долины притоков высоких порядков. Процесс перехода оврага в балку начинается с нижней, наиболее древней его части, постепенно распространяясь вверх, в более молодую часть оврага. Углубляясь, эрозионная форма может достигнуть уровня грунтовых вод, дающих начало речке.

Речная долина является конечной стадией развития эрозионных форм временно действующих водотоков.

Но в рассмотренном генетическом ряду совсем не обязательно одни формы непосредственно переходят в другие либо возникают друг из друга. Не каждая рытвина превращается в овраг, который также не всегда превращается в балку, а способен миновать эту стадию, и за счет активной глубинной эрозии превратиться сразу в долину ручья или речки с постоянным водотоком.



Рис. 28. Балка (из Интернета)

Эрозионная работа водотока происходит за счет живой силы потока, *корразии* – воздействия на дно и берега обломками, переносимыми водным потоком, а также химического воздействия на породы, слагающие дно и берега реки. Чем многоводнее поток и круче уклон, тем больше живая сила потока и выше его способность производить эрозию. При этом наибольшее значение имеет энергия потока (живая сила потока), которая рассчитывается по формуле $F = mv^2 / 2$, где F – энергия потока, m – масса воды, v – скорость течения потока.

Большая часть кинетической энергии реки а иногда и вся, расходуется на перенос обломочного материала, поступающего в русло со склонов, и на преодоление сопротивления. В первом случае остаток энергии тратится на эрозию, во втором – обеспечивается состояние динамического равновесия. Когда же кинетической энергии не хватает на перенос поступающего обломочного материала, в русле реки имеет место аккумуляция.

Обычно в верхней части речных долин преобладает эрозия. В среднем течении существует динамическое равновесие между эрозией и аккумуляцией, а в нижнем течении доминирующее значение имеет аккумуляция.

В эрозионной работе водотоков выделяется *донная эрозия*, в результате которой происходит врезание русла водотока, и *боковая эрозия*, направленная на расширение вреза в стороны. Но обычно оба вида эрозии присутствуют в разных соотношениях, а преобладание того или иного вида ведет к образованию различных морфологических типов долин русловых потоков. Так, узкие, глубокие и относительно прямые долины указывают на интенсивный характер донной эрозии, а широкие плоскодонные долины с извилистыми руслами водотоков – на преобладание боковой эрозии. Углубление русла реки ограничивается уровнем водосборного бассейна (озера, моря), куда впадает водоток. Этот уровень называется *базисом эрозии*. В долине реки различают ее исток, верхнее, среднее, нижнее течение и устье. Устье теоретически отвечает наиболее низкой точке профиля водотока и является базисом эрозии данной реки, соответствующим *местному базису эрозии*, который может располагаться на любой высоте. По сути, он является временным базисом, поскольку возникновение местных базисов эрозии определяется геологическим строением русла потока.

Наличие в строении русла устойчивых пород приводит к замедлению эрозионного врезания, и в течение какого-то промежутка времени, пока идет размыв устойчивых пород, профиль русла вынужден приспособляться к такому временному базису. **Общим (основным, главным, абсолютным) базисом эрозии** для русловых водотоков является уровень Мирового океана.

Выше базиса эрозии водоток будет врезаться, пока не сформирует продольный профиль, при движении по которому водоток (река) будет затрачивать минимальную энергию. Такой профиль называется *профилем равновесия*, или *выработанным продольным профилем* (рис. 29), и по физическим законам он должен иметь вид ветви параболы. Он называется еще *идеальным профилем*.

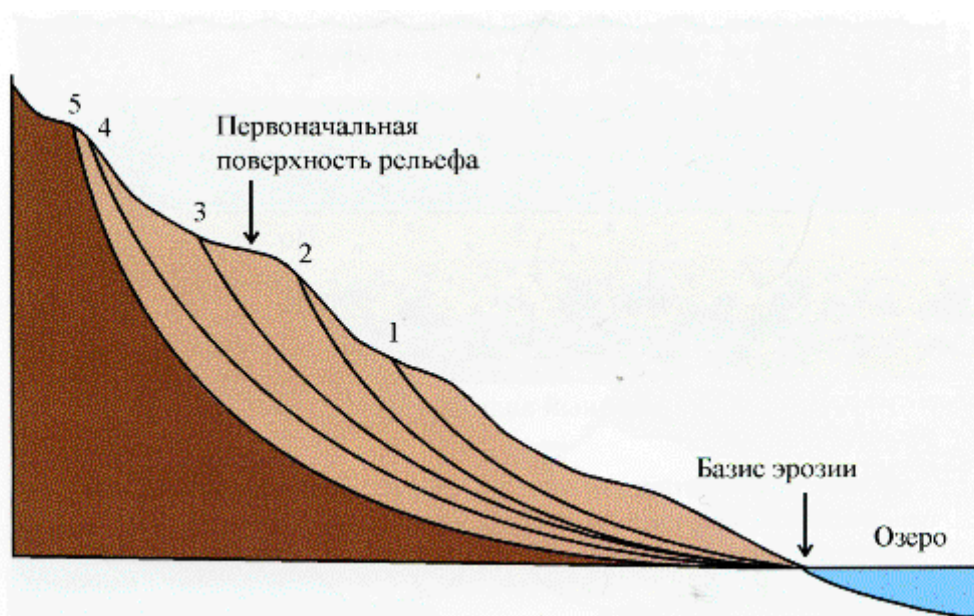


Рис. 29. Выработанный продольный профиль или профиль равновесия (по: Короновский, 2011)

В природе в силу геологических, гидрогеологических и других причин реке никогда не удастся выработать такой идеальный профиль, поэтому река имеет индивидуальный продольный профиль в виде кривой, отражающей чередование участков русла с разными уклонами. Такой профиль называется *реальным профилем*. К основным причинам, мешающим выработке идеального профиля реки, относятся: 1) литологические различия пород: чередование по длине реки

стойких к размыву (например, конгломератов) и легко размываемых пород (например, известняков); 2) гидрогеологические – наличие крупных притоков; 3) тектонические движения.

В процессе врезания русла продольный профиль водотока проходит три стадии: *невыработанного профиля*; *выработанного профиля*; *предельного профиля*, соответствующие трем стадиям формирования речных долин. В начальной стадии развития речной долины река еще не успевает переработать неровности изначального рельефа ее днища, и продольный профиль ее является невыработанным. Неровности рельефа дна реки с течением времени сглаживаются, и образуется выработанный профиль. Под предельным профилем понимается профиль, образующийся, когда в любой точке русловой поток не производит ни врезания, ни аккумуляции, а вся его энергия уходит на транспортировку материала. Однако создать такой профиль практически невозможно из-за сложности и изменчивости физико-географических и геологических условий территории, в пределах которой вырабатывается русло.

Для невыработанного продольного профиля потока характерны *водопады, пороги, быстрины*.

Водопад – место, где ложе потока образует уступ, с которого вода падает вниз (рис. 30). Различают несколько видов водопадов.



Рис. 30. Водопад (из Интернета)

1. *Ниагарский* – вода низвергается фронтом, ширина которого равна высоте, или больше её (рис. 31).



Рис. 31. Ниагарский тип водопада.
Водопад Ниагарский, Канада (из Интернета)

2. *Йосемитский (каскадный)* – вода падает относительно узким потоком с громадной высоты (рис. 32).

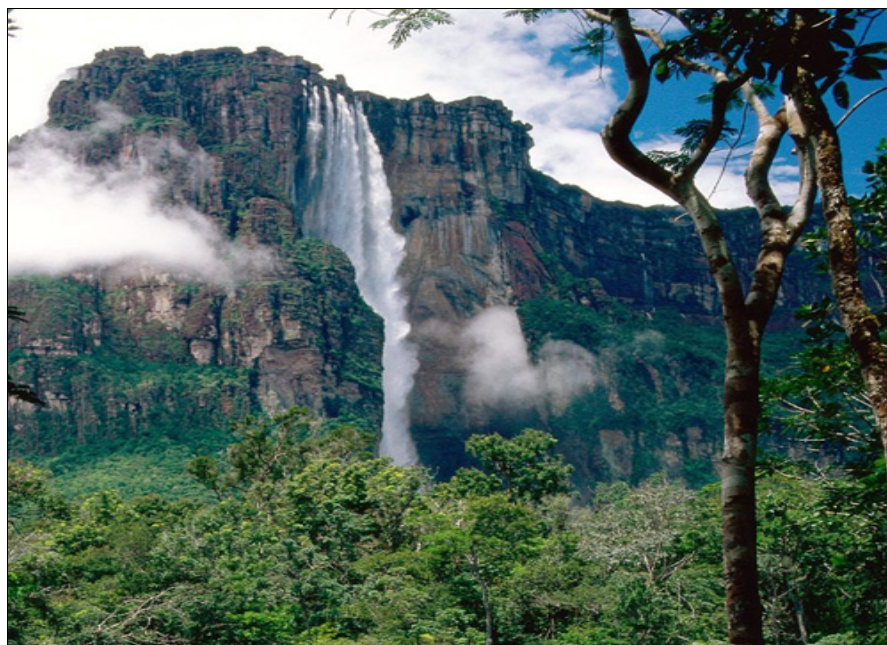


Рис. 32. Йосемитский тип водопада.
Водопад Анхель, Венесуэла, 979 м (из Интернета)

3. *Карельский (падун)* – крутой (до 40°), но не отвесный участок русла (рис. 33). Ряд уступов, образующих серию небольших водопадов, называется *катарактами*.



Рис. 33. Карельский тип водопада.
Водопад Белые мосты, 19 м (из Интернета)

Порог – небольшая положительная неровность русла (рис. 34).



Рис. 34. Пороги на реке Кемь.
Карелия (дер. Юшкозеро) (из Интернета)

Быстрина – участок с крутым падением и высокими скоростями течения (рис. 35).



Рис. 35. Быстрина на р. Урал около устья р. Миндяк (из Интернета)

Отложения, которые формируются постоянными водотоками (русловыми потоками), называются **аллювиальными**, или просто **аллювием** (рис. 36, 37).



Рис. 36. Строение аллювиальных отложений.
Первая надпойменная терраса на р. Вычегде (по: Андреичева, 2002)



Рис. 37. Аллювиальный галечник, д. Груздевка (фото Г.А. Данукаловой)

От других генетических типов континентальных отложений аллювий отличается сортированностью материала и окатанностью обломков, возникающими в процессе их транспортировки. При переносе водным потоком обломки не только окатываются, но и истираются. При этом валуны становятся галькой, галька – гравием, гравий – песком. Вниз по течению, от истока к устью, аллювий становится все более мелкозернистым (если, конечно, отсутствуют источники поступления крупнообломочного материала в результате обвала берегов или выноса временных водотоков), а также меняется его минералогический состав за счет разрушения неустойчивых обломков минералов и горных пород.

Реки в процессе своей деятельности вырабатывают отрицательные линейные формы рельефа – *речные долины*, являющиеся наиболее полно развитыми типичными и распространенными флювиальными формами. Речные долины различаются по морфологии, которая определяется геологическими и географическими условиями территории, по которой протекает река, и историей развития долины.

Если породы, слагающие бассейн реки, залегают горизонтально и имеют более или менее однородный литологический состав, то в речной сети не наблюдается никакого определенного направления в расположении долин, что указывает на то, что морфология речных долин не зависит от геологической структуры. Такие долины называют *нейтральными*, или *атектоническими*.

При нарушенном залегании пород в речной долине одни долины совпадают с простиранием геологических структур, другие, напротив, секут их под различными углами. По этой причине в дислоцированных областях выделяют *продольные, поперечные и диагональные* речные долины, различающиеся по морфологии.

В группе продольных речных долин в свою очередь выделяются следующие тектонические типы долин: 1) *синклинальные*, 2) *моноклиналильные*, 3) *антиклинальные*, 4) *сбросовые*, или долины, заложенные вдоль линии разлома, 5) *долина – «грабен»* (рис. 38).

Каждому из этих типов долин присущи вполне определенный характер процессов, протекающих на склонах долин, и свои, свойственные только этому типу долин морфологические черты.

При синклинальном характере долины в обоих ее склонах вскрытые эрозией пласты пород падают навстречу друг другу, к оси долины. Если в склонах синклинальных долин наблюдается переслаивание водупорных и водопроницаемых пластов, то при падении водопроницаемых (водоносных) горизонтов к долине на ее склонах в виде источников изливаются воды. В этом случае для склонов долины характерны оползневые процессы с образованием цирков, оползневых террас и пр.

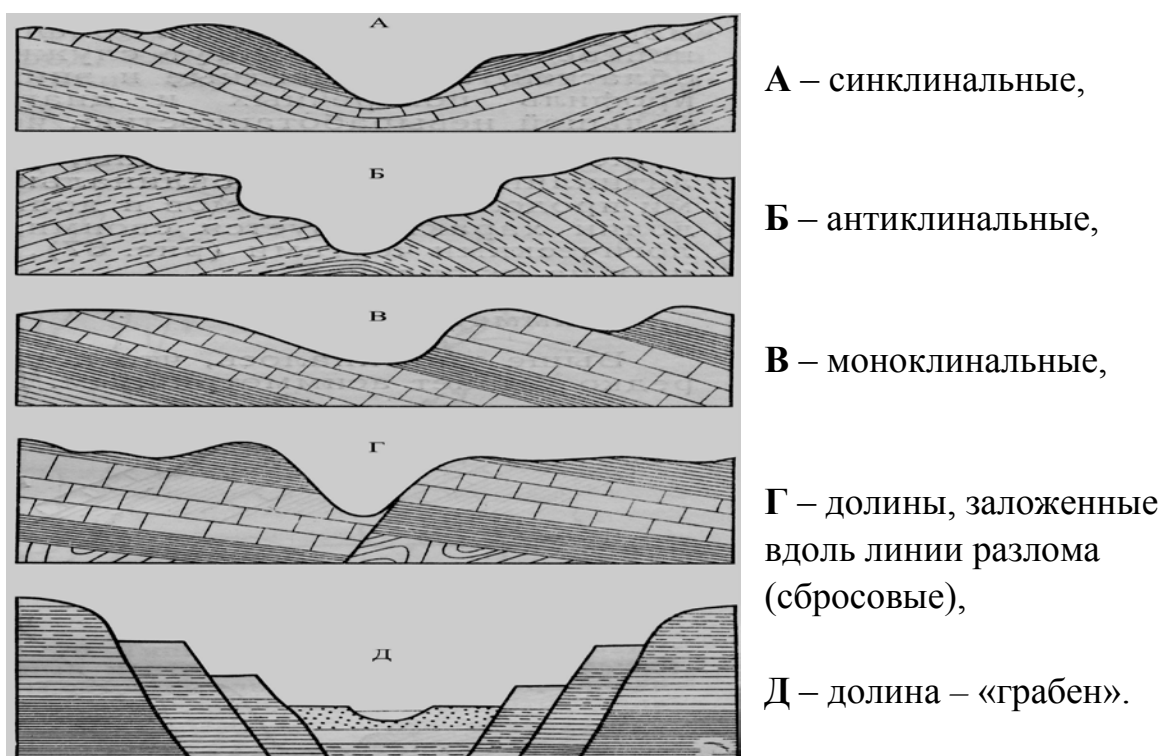


Рис. 38. Тектонические типы продольных речных долин (по: Щукин, 1960)

Образование моноклиальных долин происходит при наличии наклоненных в одном направлении пластов пород различной степени устойчивости. Для этого типа долин типична несимметричность поперечного профиля за счет падения пластов пород в одну и ту же сторону (в одном борту долины – к долине, при этом образуется пологий склон, в другом борту – от нее, с образованием крутого склона), и различия их устойчивости к процессам выветривания. Для пологого склона типичны родники и оползневые явления, а также притоки, тогда как крутой склон характеризуется сухостью, отсутствием оползней и почти полным отсутствием притоков.

Антиклинальные долины образуются вдоль сводовых частей тектонического рельефа. В сводовой части антиклиналей пласты пород из-за растяжения их в процессе перегиба являются несколько ослабленными и разбитыми системой мелких капиллярных и более крупных трещин и характеризуются тем, что в обоих склонах пласты пород падают в направлении от долины. Сток грунтовых вод в водоносных горизонтах направлен также от долины, поэтому на склонах антиклинальных долин нет родников и оползней. При чередовании в них пластов пород с различной степенью устойчивости склоны долины могут иметь ступенчатый вид.

Долины, заложенные вдоль линии разлома (сбросовые долины), характеризуются несимметричным поперечным профилем. Обусловлено это выведением по плоскости сброса пород различной устойчивости на один гипсометрический уровень.

Иногда долины закладываются вдоль узких продолговатых грабенов – депрессий, образовавшихся на месте продолговатых глыб, опустившихся по плоскостям разломов.

Поперечные долины в профиле и в плане очень часто меняют морфологический облик. Продольный профиль поперечных и диагональных долин характеризуется по сравнению с продольными долинами большей невыработанностью, обилием порогов и водопадов. Вследствие поднятия горной страны приводит к усилению эрозионной способности реки и ее интенсивного врезания. При этом образуются следующие типы долин поперечного профиля: 1) *теснина*, 2) *ущелье*, 3) *каньон*, 4) *ящикообразные*, 5) *пойменные*.

Теснина (рис. 39) характеризуется крутыми, почти отвесными склонами и представляет собой глубоко врезанную эрозионную форму.



Рис. 39. Гулькамская теснина (из Интернета)

Ущелье имеет V-образный поперечный профиль с выпуклыми склонами, чем отличается от теснины (рис. 40).

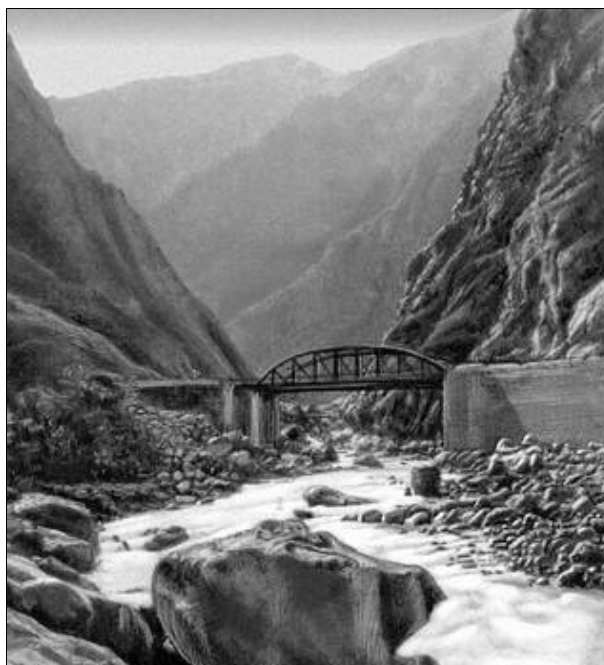


Рис. 40. Дарьяльское ущелье, Большой Кавказ (из Интернета)

Каньон также имеет V-образный поперечный профиль (рис. 41), но отличается от ущелья ступенчатостью склонов, связанной с избирательной денудацией пород различной степени устойчивости.



Рис. 41. Гранд-каньон (из Интернета)

Ящикообразный тип долин имеет отвесные стенки и плоское дно, ширина которого превосходит глубину долины (рис. 42).



Рис. 42. Ящикообразный тип речной долины (из Интернета)

Террасированные долины (рис. 43) образуются в условиях неоднократного чередования донной и боковой эрозии с широким развитием речных террас.



Рис. 43. Террасированная долина р. Урал (фото Г.А. Данукаловой).

По характеру поперечного профиля реки выделяют **симметричные и асимметричные** долины.

Основные элементы речной долины – *русло, пойма, речные террасы*.

Русло реки – наиболее углубленная часть речной долины, по которой протекает речной поток в межень (самый низкий уровень воды в реке, наступающий летом после спада весеннего половодья). Русла рек различаются по ширине и морфологии в плане. В русле каждой реки наблюдаются перекаты и плесы. *Перекат* – большая песчаная гряда, пересекающая русло под углом $20-30^{\circ}$, она асимметрична: склон ее, обращенный против течения, отлогий, совпадающий с течением – крутой, он называется *подвальем*, его уклон $15-30^{\circ}$. Примыкающие к берегам и возвышающиеся над межненным уровнем расширенные части гряды переката называются *побочнями*, нижний по течению называется нижним, противоположный – верхним. Глубокая часть русла у противоположного побочного берега называется *плесо-вой лощиной*, или *плесом*. *Стрежень* – линия наибольших поверхностных скоростей течения.

Кроме простой формы переката встречаются и другие, в т.ч. *перека-ты-россыпи* – сплошные обмеления русла без отчетливо выраженных побочней. У меандрирующих рек (*меандр* – изгиб, образованный рекой), или рек с излучинами, плесы приурочены к вогнутым участкам берега. Перекаты располагаются там, где русло имеет малую кривизну, и перемещаются вниз по течению реки во время половодья со скоростью от нескольких дециметров до нескольких сотен метров в год. Побочни перекаатов вызывают местный размыв противоположного берега, при этом у больших равнинных рек берег может отступать на 100 м и более. Аллювий перекаатов довольно хорошо сортирован и с четкой ко-сой слоистостью. Аллювий плесов менее сортирован, в основании аллювия плесов – базальная фация, представленная крупнообломочным материалом.

В руслах рек часто наблюдаются и такие формы рельефа, как *острова*. Образование их обычно указывает на повышенную аккумуляцию на данном участке реки. Особенно много островов наблюдается: а) в дельтах рек; б) при выходе горных рек на равнину; в) в местах пересечения рекой отрицательных погружающихся геологических структур; г) в межгорных впадинах между поднимающимися хребтами. Во всех случаях аккумуляция материала является следствием падения скоростей течения в связи с уменьшением уклонов. Острова затопляются в половодье.

Морфологические особенности русла. Для равнинных и предгорных (или полугорных) рек, находящихся в стадии врезания или стабильного состояния продольного профиля, характерна извилистость. Менее характерны излучины для рек в стадии аккумуляции. Лучше всего развиты излучины (меандры) у равнинных рек с глинистыми или суглинистыми берегами, несущими много наносов. В плане излучины имеют различную форму. Для равнинных рек характерны *сегментные* (омеговидные – завальные) и *синусоидальные* (сундучные – сложные) излучины.

Различают также *первичные* и *вторичные излучины*. *Первичные* обусловлены рельефом земной поверхности. *Вторичные* формируются в результате работы самого водотока. Среди вторичных выделяют: *вынужденные*, *свободные* и *врезанные*. Излучины определяют гидравлическую структуру изгиба потока и играют роль в формировании речных долин и, прежде всего, пойм и слагающих их фаций аллювия.

Пойма. Формирование пойменной долины. Строение и рельеф пойм. Типы пойм

Пойма – это приподнятая над меженным уровнем воды в реке часть дна долины, покрытая растительностью и затопляемая рекой во время половодья. Образуется на всех реках, как горных, так и равнинных, находящихся в стадии врезания – аккумуляции или стабильного состояния продольного профиля. Высота поймы зависит от высоты половодья и убывает к устью. Высота половодий меняется, поэтому наиболее высокая часть поймы затопляется редко: раз в 10–100 лет. Пойменные отложения подразделяются на три типа: *русловые* (галечники, пески, гравий); *собственно пойменные* (супеси, суглинки); *старичные* (суглинки, глины). Большая роль в формировании поймы и слагающих ее фаций отводится боковой эрозии, которая обусловлена первичной извилистостью рек.

В половодье река работает особенно интенсивно, поскольку увеличивается масса воды и скорость ее течения, т.е. резко возрастает сила потока. С падением уровня накопившийся у выпуклого берега песчаный материал выходит из-под воды и образует *прирусловую отмель*. С годами процесс ведет к смещению русла реки в сторону вогнутого берега, к расширению прирусловой отмели. Постепенно прирусловая отмель превращается в *пойму*.

В основании разреза поймы лежит *перлювий* (скопление грубообломочного валунно-галечного материала, возникающее в результате промывания водой отложений различного происхождения и остающихся на месте залегания тех пород, из которых они возникли). Перлювий перекрыт русловым аллювием – косослоистым песком с включениями гальки и гравия. Выше залегает пойменная фация, представленная суглинками с нечеткой горизонтальной или волнистой слоистостью.

Ударяясь о вогнутый берег, вода отклоняется от него, переходя ниже по течению к противоположному берегу и подмывая его. Поэтому в долине реки наблюдается чередование вогнутых (подмываемых) и выпуклых (намываемых) берегов. Итак, образование поймы и слагающих ее различных типов аллювия у меандрирующих рек есть результат смещения излучин. Зачаточной поймой у них является прирусловая отмель, образующаяся у выпуклого (намываемого) берега.

Зачаточной поймой у фуркирующих (дробящихся на рукава) рек является *осередок*, который постепенно разрастаясь и превращаясь в пойму, способствует размыву и отступанию обоих берегов одновременно.

Такой процесс образования и соотношения различных типов аллювия характерен для равнинных рек. Поймы горных рек изучены плохо. Обычно они уже, чем на равнине, а пойменный и старичный аллювий практически отсутствуют.

Мощность пойменных осадков различна, но не может превышать разницу высот между самым глубоким местом в реке и максимальным уровнем половодья. *Такую мощность аллювия называют нормальной.*

Сформировавшиеся поймы не являются омертвевшими формами рельефа. Изменение их интенсивно протекает во время высоких половодий, когда и на пойме, и на русле устанавливается единое течение. На контакте между течением, сходящим с поймы, и течением основного русла образуется аккумулятивная форма – *коса*, отделяющая от русла заводь, которая часто наблюдается в низовьях пойменных массивов. Наносы, принесенные на пойму потоком, аккумулируются на ее поверхности. На участке, прилегающем к руслу реки, формируются наиболее высокие, резко выделяющиеся формы рельефа поймы, которые можно наблюдать на большом протяжении – *прирусловые валы*, образующиеся во время высоких половодий.

Пойму принято разделять на три части: 1) *прирусловую*; 2) *центральную*; 3) *притеррасную*. Кроме названных форм рельефа поймы, ее поверхность может быть осложнена комплексом форм, связанных с деятельностью как реки, так и других экзогенных процессов. Это *борозды выпашивания, связанные с льдинами, камни-одинцы* (вытаивают из льдин), *дюны*, образующие системы эловых гряд, и т.д.

Различия в рельефе и строении пойм равнинных рек положены в основу их классификаций.

Так, *по характеру рельефа* различают: *сегментные; параллельно-гривистые* и *обвальные* типы пойм.

Сегментные поймы характерны для меандрирующих рек. Дугообразные гривы и межгривные понижения (сухие или занятые озера-

ми) 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. Особенность рельефа – наличие длинных продольных (параллельных руслу) гряд и разделяющих их межгрядовых понижений.

Обвальные поймы характерны для рек, пересекающих предгорные наклонные равнины. При выходе на равнину резко падают скорости течения реки, и она интенсивно аккумулирует несомый ею материал.

По строению различают аккумулятивные и цокольные поймы.

К **аккумулятивным** относятся поймы с нормальной мощностью аллювия.

Цокольными называют поймы с маломощным аллювием, залегающим на породах неаллювиального происхождения или на древнем аллювии таким образом, что меженное русло реки врезано в эти породы. Образование цокольных пойм чаще всего связано с интенсивной глубинной эрозией реки, но они могут возникать и в результате боковой эрозии.

В долинах рек наблюдаются обычно два уровня пойм: *высокая и низкая*. **Высокая** заливается раз в несколько десятков лет, **низкая** – ежегодно.

Речные террасы

На склонах речных долин выше уровня поймы наблюдаются выровненные площадки различной ширины, отделенные друг от друга более или 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**.

Причины, ведущие к образованию террас: *климат, изменение положения базиса эрозии, тектонические движения*.

Изучение строения террас, их количества позволяет выяснить 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. Самая низкая терраса, возвышающаяся над поймой, I н.п.т. Выше располагается II, III и т.д. (рис. 44).



Рис. 44. Строение долины горной реки (по: Короновский, 2011)

У каждой террасы различают *площадку, уступ, бровку и тыловой шов* (рис. 45).



Рис. 45. Геоморфологические элементы речных террас (из Интернета)

Выделяют три типа террас: *аккумулятивные, эрозионные и цокольные.*

К *аккумулятивным* относятся террасы, сложенные от бровки до подножия уступа аллювием (рис. 46), часто его основание расположено ниже уровня воды в реке.

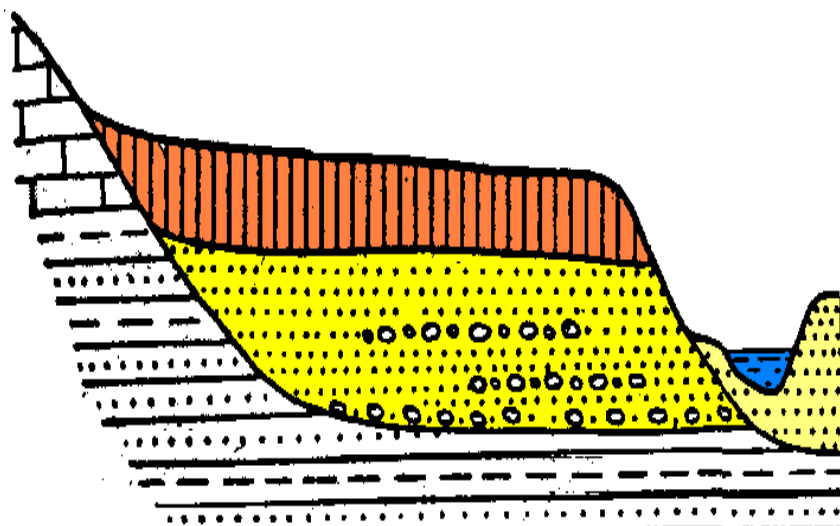


Рис. 46. Строение аккумулятивной террасы (из Интернета)

Эрозионные террасы (рис. 47) почти нацело сложены коренными породами, лишь сверху перекрыты небольшим слоем аллювия (хотя он может и отсутствовать) или там выступает выравненная боковой эрозией поверхность коренных пород прикрытыми маломощным чехлом аллювия.

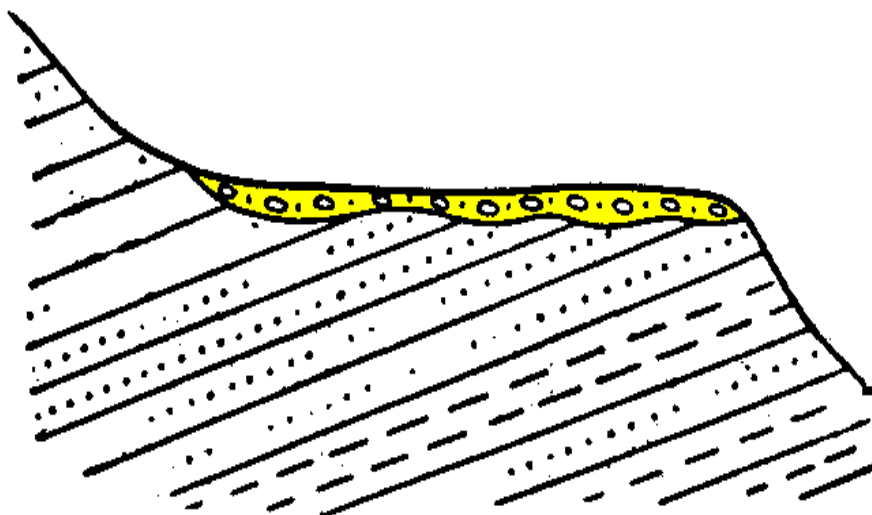


Рис. 47. Строение эрозионной террасы (из Интернета)

У *цокольных террас* (рис. 48) цоколь сложен коренными породами или древнеаллювиальными отложениями, а верхняя часть уступа и поверхность террасы – аллювием.

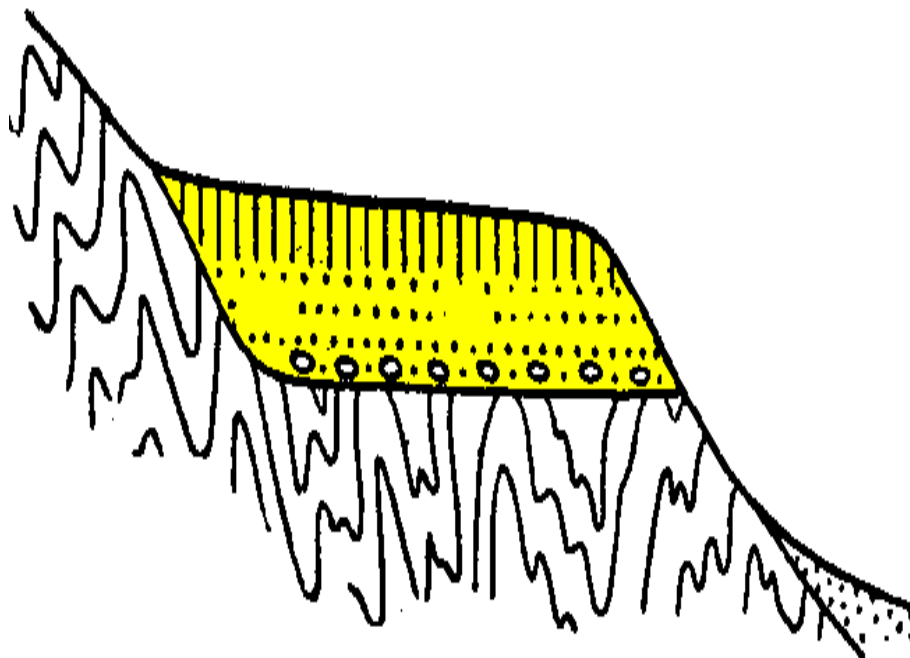


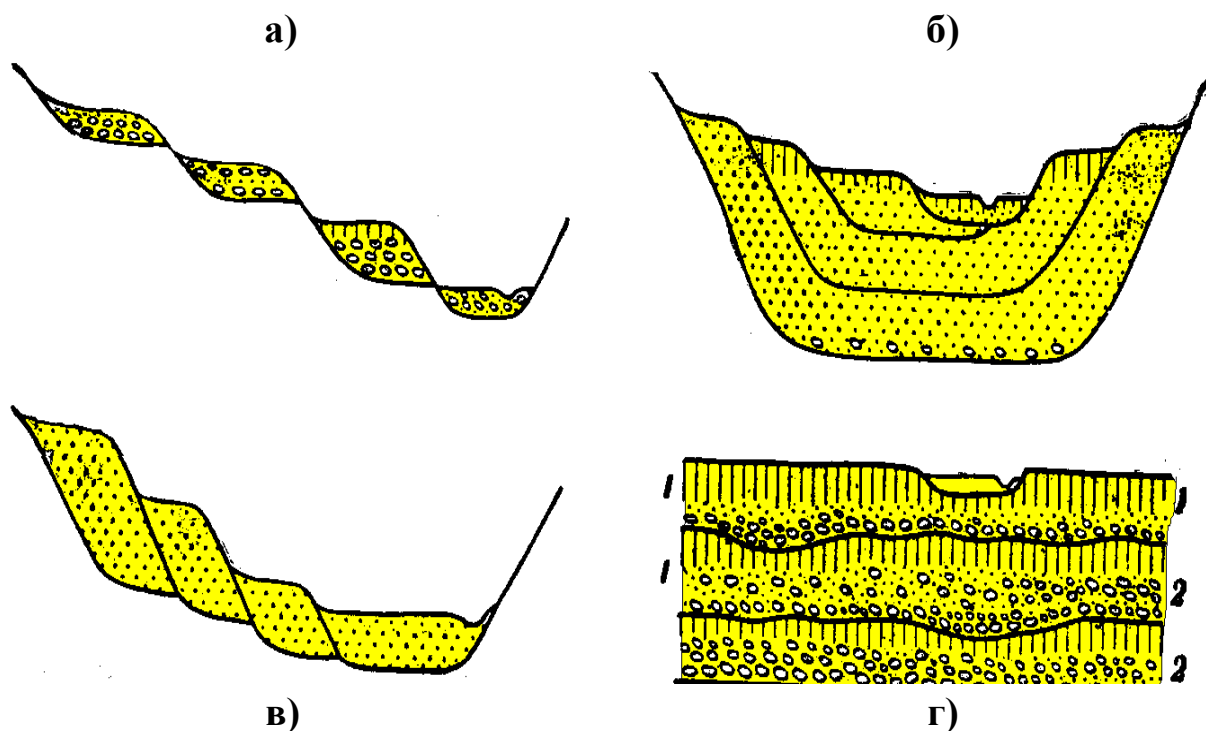
Рис. 48. Строение цокольной террасы (из Интернета)

Тип террас и их возраст определяются по аллювию, слагающему поверхность (площадку) террасы. Для определения возраста террасы необходимо определить возраст (абсолютный или относительный) слагающего ее аллювия.

При определении относительной высоты террас следует ориентироваться на участки ее поверхности, менее всего затронутые последующими процессами.

Кроме охарактеризованных выше террас, называемых *цикловыми* и прослеживающихся по всей длине реки, в долинах рек могут быть развиты локальные террасы, возникающие вследствие подпруживания рек и т.д.

При наличии в долине нескольких террас устанавливают их соотношение между собой в поперечном профиле. По этому признаку различают террасы: *врезанные, вложенные, прислоненные, наложенные* (рис. 49).



- Рис. 49.** Типы террас по соотношению друг с другом (из Интернета):
- а) врезанные террасы** – дневные, состоят из аллювия, полностью или частично прислоненного к породам ложа (цоколя) более высоких древних террас;
 - б) вложенные террасы** – все дневные, состоят из аллювия, залегающего друг на друга, но с признаками размыва на контактах;
 - в) прислоненные террасы** – дневные, состоят из прислоненного друг к другу аллювия при единой горизонтальной и наклонной поверхности ложа;
 - г) наложенные террасы** состоят из залегающего друг на друга аллювия, так что самая верхняя терраса – дневная, а более низкие – погребенные и более древние.

В долинах рек существуют и *псевдо террасы*, имеющие лишь внешнее сходство с «истинными» речными террасами. Это структурные террасы.

Речная и долинная сеть. Речные бассейны

Совокупность речных долин в пределах территории называется *речной сетью*.

Речная система – совокупность водотоков различной величины, изливающих воды одним общим потоком в море или озеро. В каждой речной системе существует *главная река*, впадающая в водный бассейн, и её *притоки*. У притоков есть свои притоки, у тех – свои и т.д., поэтому принято различать притоки I, II, III и т.д. порядков.

Площадь, с которой осуществляется сток в главную реку (вместе с ее притоками), называется **речным**, или **водосборным, бассейном**. Кроме притоков в площадь бассейна включаются и пространства между притоками. Граница между бассейнами соседних рек называется **водоразделом**. Как и притоки, бассейны и водоразделы могут быть разного порядка.

По характеру рисунка речной (или долинной) сети различают: *древовидный; перистый; решетчатый (ортогональный); параллельный; радиальный центробежный и радиальный центростремительный; кольцевидный*.

Древовидный тип (рис. 50) характеризуется тем, что главные реки и их притоки образуют беспорядочно ветвящуюся систему, в которой невозможно выделить преобладающее направление водотоков (Волжская речная система и др.). Обычен для равнинных областей.

Перистый тип (рис. 51) речной сети образуется при впадении в главную реку притоков симметрично с обеих сторон (под прямым или острым углом). Тип характерен для больших продольных долин молодых складчатых или глыбово-складчатых гор. В куэстовых областях может образоваться дважды перистый тип.

Решетчатый, или **ортогональный**, тип (рис. 52) присущ складчатым областям, где звенья речной сети располагаются по двум взаимно перпендикулярным направлениям. Более длинные отрезки рек занимают продольные долины, а более короткие – поперечные, обычно приуроченные к зонам разломов. Реже встречается на равнинах.

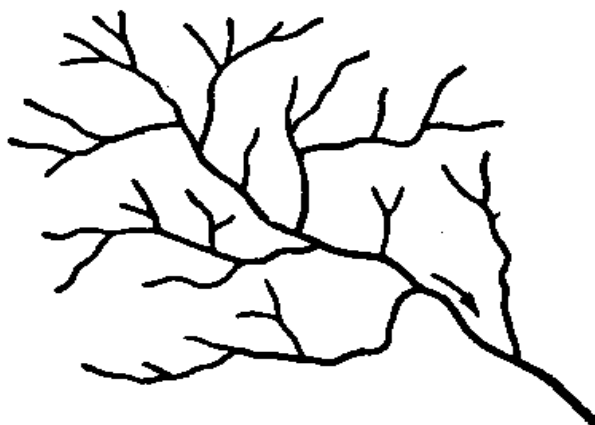


Рис.50. Древовидный тип речной сети (по: Лунев, Наумова, 1998)

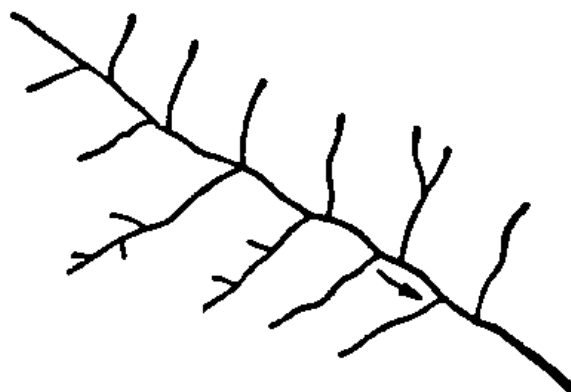


Рис. 51. Перистый тип речной сети (по: Лунев, Наумова, 1998)



Рис. 52. Решетчатый (ортогональный) тип речной сети
(по: Лунев, Наумова, 1998)

Параллельный тип (рис. 53) характеризуется параллельным течением рек в одном или противоположном направлениях. Возникает в складчатых областях: на их периферии, на молодых, слабо наклонных равнинах, освободившихся из-под уровня моря, в условиях сухого климата на участках, сложенных породами различной плотности, наклоненных или стоящих на головах.

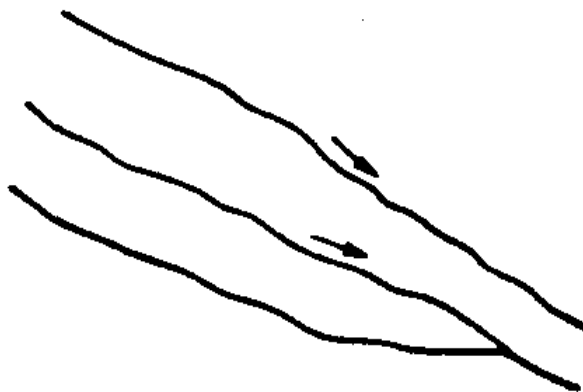


Рис. 53. Параллельный тип речной сети (по: Лунев, Наумова, 1998)

Радиальный тип (рис. 54) речной системы наблюдается на округлых в плане островах или возвышенностях (центробежный подтип). Реже встречается центростремительный подтип, когда реки сбегают в замкнутую изометричную котловину, образуют реки, имеющие центробежную или центростремительную систему. Характерен для вулканов центрального типа, межгорных впадин.



Рис. 54. Радиальный тип речной сети (по: Лунев, Наумова, 1998).

а) центробежный б) центростремительный

Кольцевидный (окаймляющий) тип (рис. 55) возникает по периферии солянокупольных структур или в пределах брахиантиклиналей, сложенных породами различной плотности.



Рис. 55. Кольцевидный тип речной сети (по: Лунев, Наумова, 1998)

Изучение рисунка гидросети имеет большое значение, поскольку тот или иной тип долинной сети образуется под влиянием определенных геологических, климатических и других природных факторов и отражает значение этих факторов в формировании данного ландшафта.

Устья рек

Устья крупных рек, впадающих в море, океан или озеро, имеют различный характер. Наиболее типичное устьевое образование **дельта реки** – аккумулятивная форма, создаваемая рекой на участке впадения ее в конечный водоем. Характеризуется ветвлением реки на отдельные рукава, хотя иногда дельты и не имеют рукавов. Редко встречаются дельты, где происходит ветвление на рукава, но острова между рукавами сложены не аллювиально-дельтовыми, а отложениями, слагающими прибрежную равнину. Это так называемые **врезанные дельты**, или **псевдодельты**. Например, дельта Невы сложена не аллювием, а более молодыми морскими осадками (рис. 56).

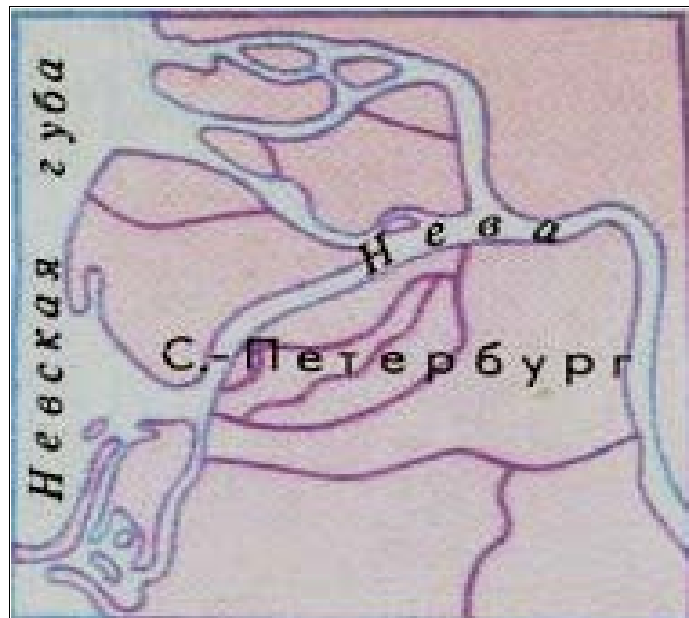


Рис. 56. Врезанная дельта (псевдодельта) Невы (из Интернета)

Простейшим видом дельты является **клювовидная дельта**, обычно характерна для небольших рек: состоит из приустьевого участка русла реки и двух приустьевых кос по обе стороны от него. Следующий по стадии развития тип дельты – **лопастная** (в англоязычной литературе «птичья лапа»). Образованию дельты предшествует фуркация русла на 2–3 рукава. Выше устья на дне русла образуется приустьевая яма. Лопастная дельта у р. Миссисипи (рис. 57). И клювовидная, и лопастная дельты представляют собой формы, выдвинутые в море.



Рис. 57. Лопастная (выдвинутая) дельта р. Миссисипи (из Интернета)

Дельты выполнения образуются при впадении реки в мелководный залив, формирование их протекает при совместном участии флювиальных и волновых процессов. Таковую дельту имеет Дунай (рис. 58).

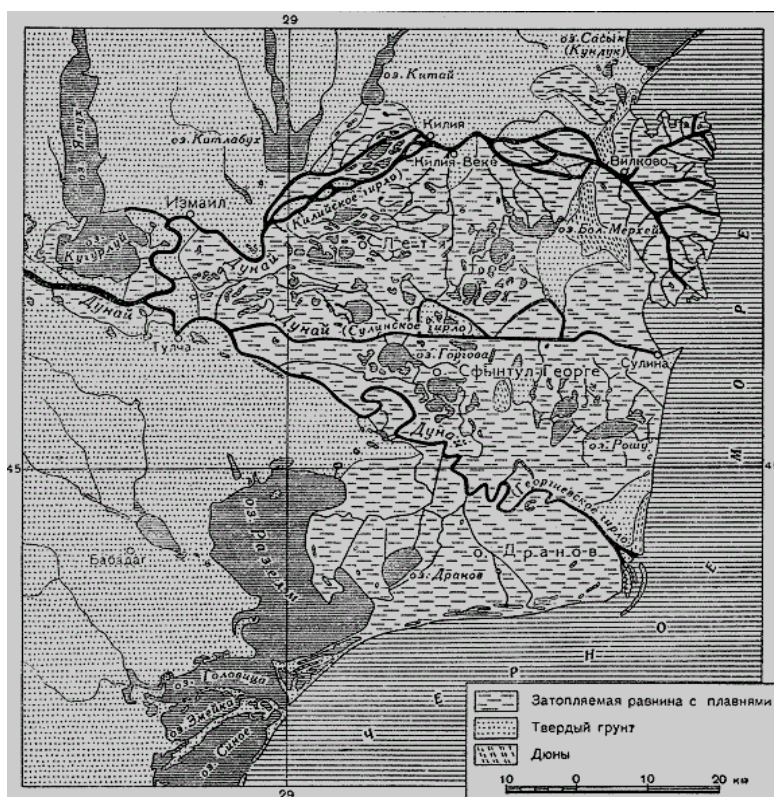


Рис. 58. Дельта выполнения р. Дунай (из Интернета)

Большинство крупных рек строит свои дельты в пределах крупных тектонических депрессий, поэтому мощность дельтовых отложений может быть огромной, например в дельте Миссисипи примерно 1000 м. Дельтовые отложения – это особая геологическая формация.

В строении дельты участвуют собственно русловые и пойменные отложения, отложения авандельты – подводного склона дельты, морские отложения, а также линзы озерных отложений, эоловые осадки в виде погребенных дюн, торфяники. С дельтовыми отложениями иногда связаны нефть и газ, так, например, нефть Азербайджана связана с дельтовыми осадками среднего плиоцена. Нередко дельты образуют дельтовые равнины размером до десятков тысяч км². Иногда в пределах некоторого отрезка морского берега могут впадать много небольших рек, при этом вдоль берега может образоваться аллювиальная равнина (прибрежная). Прибрежную дельтовую равнину представляет собой североазербайджанское побережье Каспийского моря. Речные аккумулятивные террасы крупных рек тоже могут достигать больших размеров. Сильно развитые в ширину аллювиальные террасы или комплекс таких террас называют *аллювиальными равнинами*. Широкие аллювиально-пролювиальные равнины формируются и в горах, если река пересекает крупную внутригорную депрессию – грабен или синклиорий.

Основные различия строения горных и равнинных долин

Речные долины горных стран и платформенных разновысотных долин существенно отличаются по мощности, фациям и морфологии.

Мощность отложений. В платформенных условиях в течение плейстоцена заполнение аккумулятивных врезом характеризуется умеренными мощностями аллювия – десятки, реже сотни метров в долинах крупных рек. Мощность аллювия в предгорных и межгорных впадинах составляет первые сотни метров.

Фациальные различия. Как правило, в пределах платформенных областей реки протекают в однородных климатических условиях, что определяет выдержанность гранулометрического состава аллювия: отложения русловой фации представлены песками, гравием, мелким

галечником. Пойменная фация представлена суглинками с прослоями супесей и глин. На севере, где широко развиты морены, аллювий обогащен валунами пород, вымытых из морен, а пойменные отложения – суглинистым материалом.

В горных районах строение аллювия разнообразно, что обусловлено изменениями орографических и климатических условий в пределах долины от истока к устью. Истоки главных рек часто находится в конце ледника, в троговой долине, и аллювий представлен моренно-аллювиальным подтипом. Ниже состав аллювия меняется, так как основным источником материала являются склоновые отложения. В перигляциальной зоне моренно-аллювиальные отложения замещаются солифлюкционно-аллювиальными, состоящими из щебнисто-суглинистых отложений. В экстрагляциальной зоне состав аллювия зависит от орографических условий. Формируется гравитационно-аллювиальный подтип, состоящий из щебенки горных склонов и транзитных галечников. В предгорье преобладает пролювиально-аллювиальный подтип отложений – песчано-галечниковый аллювий с супесчаными пойменными отложениями. По мере удаления от гор в русловом аллювии галечниковый компонент замещается гравием и песками, а пойменные осадки переходят в суглинки и глины.



Рис. 59. Долина равнинной реки в Забайкалье (из Интернета)

Морфологические различия. Основными элементами платформенных долин являются широкое дно вреза, невысокие склоны небольшой крутизны, значительно уступающие ширине долины (рис. 59). Для горных долин, наоборот, крутые склоны составляют главный элемент вреза при сокращенной ширине долины. Эти особенности отражают одно из главных отличий платформенного и орогенного режимов – существенно разную скорость и суммарные значения тектонических поднятий и прогибаний в течение неотектонического этапа.

Таким образом, реки являются мощным фактором аккумулятивного выравнивания рельефа. Пенеplanation и педипланация рельефа невозможны без существенного участия рек в этих процессах, так как именно они удаляют продукты разрушения склонов, обеспечивая формирование облика земной поверхности и поступление осадочного материала с континентов в моря и океаны. Изучение морфологии и строения речных долин и террас имеет не только научный, но и практический интерес. При благоприятных условиях россыпные месторождения образуются в аллювиальных отложениях. К числу характерных минералов россыпных месторождений относятся тяжелые и устойчивые, такие, как алмаз, золото, платина, касситерит, вольфрамит и т.д.

Контрольные вопросы

1. Флювиальные процессы и формы. Генетический ряд флювиальных форм.
2. Некоторые общие закономерности работы водотоков. Продольный и поперечный профили речных долин. Основные различия в строении равнинных и горных речных долин.
3. Речная и долинная сеть. Речные бассейны.
4. Русловой и пойменный аллювий. Нормальная мощность аллювия.
5. Пойма. Формирование пойменной долины. Строение и рельеф пойм. Типы пойм.
6. Речные террасы. Причины образования речных террас. Типы речных террас.

4.3. КАРСТ И КАРСТОВЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА

Карстовый процесс – это процесс растворения горных пород поверхностными и подземными водами (рис. 60).



Рис. 60. Открытый карст (из Интернета)

Геоморфологические формы, которые образуются в результате этого процесса, называются *карстовыми формами*. Развитие карста определяется *геологическими, орографическими, гидрогеологическими и климатическими условиями*.

Среди *геологических условий* большое значение имеет *состав горных пород и характер трещиноватости*. Наиболее крупные и хорошо выраженные формы карстового рельефа возникают в легко растворимых породах, практически лишенных нерастворимых примесей. Выделяют: 1) *известковый карст*, 2) *карст в гипсоносных и соленосных породах*, а также 3) *псевдокарст, или «глинистый» карст*, в карбонатных глинистых породах.

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 в оп-

ределенных физико-географических условиях химическая агрессивность воды в известняковых областях может возрастать и существенно, а при благоприятных геологических условиях возникают выразительные и занимающие обширные пространства карстовые ландшафты, приуроченные именно к известнякам. Главное условие растворимости известняка – достаточное количество CO_2 в воде, тогда она становится агрессивной и растворяет карбонатные породы. Кроме углекислоты известняки растворяются гуминовой и серной кислотами. Важным фактором, способствующим развитию карстовых форм, является трещиноватость. Но очень узкие трещины, размером меньше 1 мм, не способствуют карстообразованию. В активных же трещинах, больше 1 мм, циркулирует вода и расширяет их. Так начинается развитие карстовых форм (рис. 61).

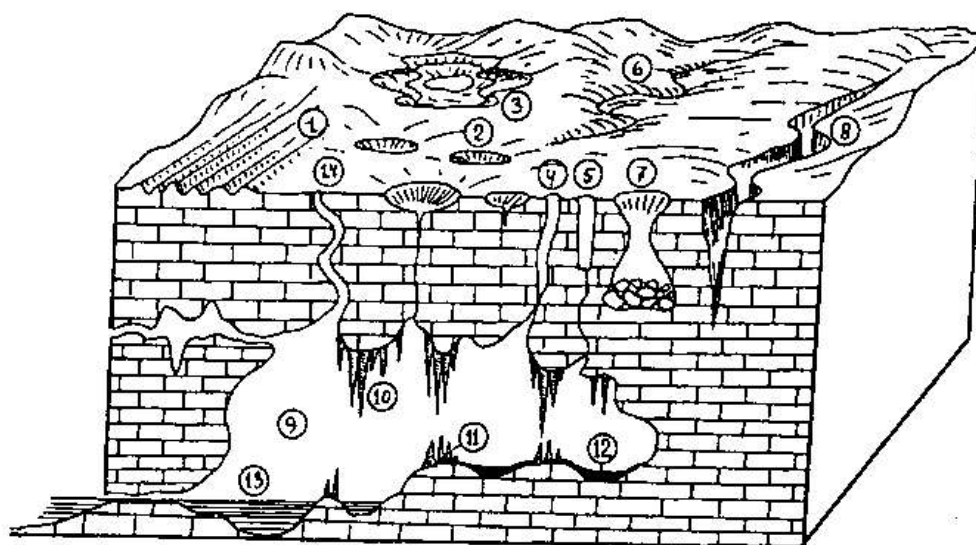


Рис. 61. Карстовые формы рельефа (из Интернета):

1 – карры, 2 – воронки, 3 – полюе, 4 – колодцы, 5 – шахты,
6 – исчезающие реки, 7 – провальные воронки, 8 – ущелье, 9 – пещера,
10 – сталактиты, 11 – сталагмиты, 12 – «terra-росса», 13 – пещерное озеро

Орографические условия. Наиболее благоприятными для карстообразования являются открытые пространства, сложенные легко растворимыми породами, без крутых уклонов, но с небольшими западинами для застаивания поверхностных вод и накопления снега. Базис эрозии грунтовых вод и поверхностных рек должен располагаться достаточно низко, обеспечивая наибольшую глубину карстования.

Гидрогеологические условия. Если поток подземных вод обладает незначительным уклоном, малыми скоростями, то характер его движения приближается к ламинарному, способствуя растворению.

При большом уклоне и значительных скоростях потока характер движения соответствует турбулентному, и наряду с процессами карстообразования развивается и *суффозия* – механическое разрушение и вынос нерастворимых частиц. Глубина залегания подземных вод, мощность водоносного горизонта и условия его питания определяют развитие в карстующемся массиве зон циркуляции. Обычно выделяются *три зоны циркуляции*.

Верхняя охватывает толщу породы от ее выхода на поверхность до зеркала грунтовых вод. Это *зона аэрации, или вертикальной циркуляции*. Здесь преобладает свободное гравитационное движение воды, происходящее периодически во время дождей, или таяние снега.

Средняя – *зона периодически полного насыщения*. Здесь совершаются резкие колебания уровня подземных вод, связанные с периодическим поступлением воды с поверхности. Циркуляция воды здесь близка к горизонтальной.

Нижняя зона – *зона постоянного полного насыщения*. Верхняя ее граница – наиболее низкий 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 поверхность.

Климатический фактор. Благоприятные условия для развития карста создают частые ливни, сносящие все наносы из нерастворимых пород, и корродирующее действие медленно тающего снежного покрова. Это относится к горным районам известковых плато Крыма, Кавказа, Карпат, Альп и др. Растворимость известняков повышается за счет сравнительно высоких температур и поверхностного прогрева пород в летнее время. Все эти благоприятные условия с выходом на поверхность легкорастворимых пород приводят к образованию *голо-го, открытого или средиземноморского карста* с разнообразным карстовым рельефом. Если карст развивается в угнетенных условиях (растворимые породы перекрыты слаборастворимыми), это *закрытый, или среднеевропейский, карст*.

В областях карстообразования выделяются: 1) *поверхностный*, 2) *переходный* и 3) *подземный карст*.

Поверхностные формы карстового рельефа

Дождевые и талые воды, стекая по поверхности известняка, разъединяют стенки трещин. В результате образуется микрорельеф *карров*, или *шраттов*.

Карры, или *шратты* (рис. 62, 63), представляют систему гребней и разделяющих их рытвин или борозд, располагающихся почти параллельно друг другу, если четко выражено падение слоев и трещиноватость пород совпадает с направлением падения. При сложной системе трещиноватости карры располагаются неправильно: разветвляются и вновь пересекаются. Глубина борозд может достигать 2 м. Карры могут образовываться и в прибрежной полосе при воздействии морского прилива на карстующиеся породы. Покрытые каррами пространства называются *карровыми полями*.



Рис. 62. Карры (из Интернета)

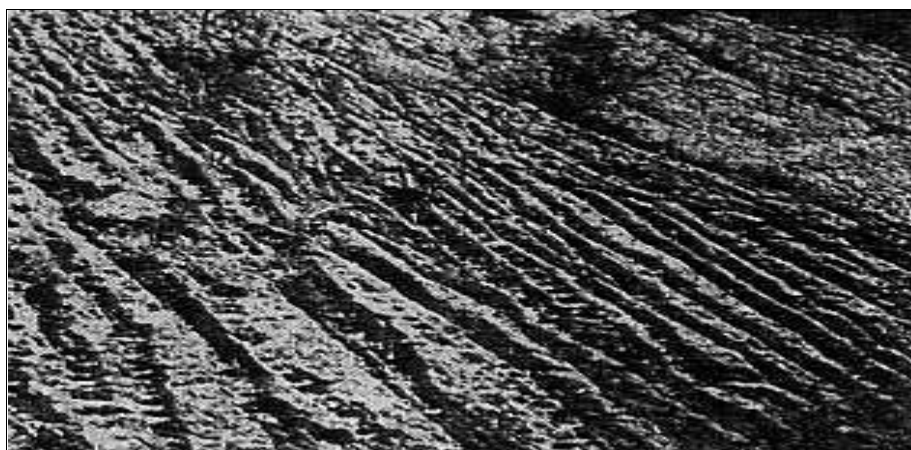


Рис. 63. Развитие карров и каррового ландшафта (из Интернета)

При растворении известняков всегда остается нерастворимая часть, представленная глинистым материалом красного или коричневого цвета. Этот элювиальный материал, накапливаясь на поверхности породы, образует своеобразную кору выветривания, характерную для карстовых областей, получившую название *терра-росса* (красная земля). Прекращение образования карр связано с накоплением террароссы и полной цементацией трещин. Следовательно, трещиноватость – одно из условий каррообразования.

При интенсивной вертикальной циркуляции воды процесс растворения карстующихся пород приводит к образованию **поно́р** – каналов, поглощающих поверхностные воды и отводящих их в глубину закарстованного массива (рис. 64). Величина и форма поно́р различна, на поверхности поно́ры выражены зияющими трещинами или отверстиями, в глубине ими начинается сложная система каналов вертикальной циркуляции воды.

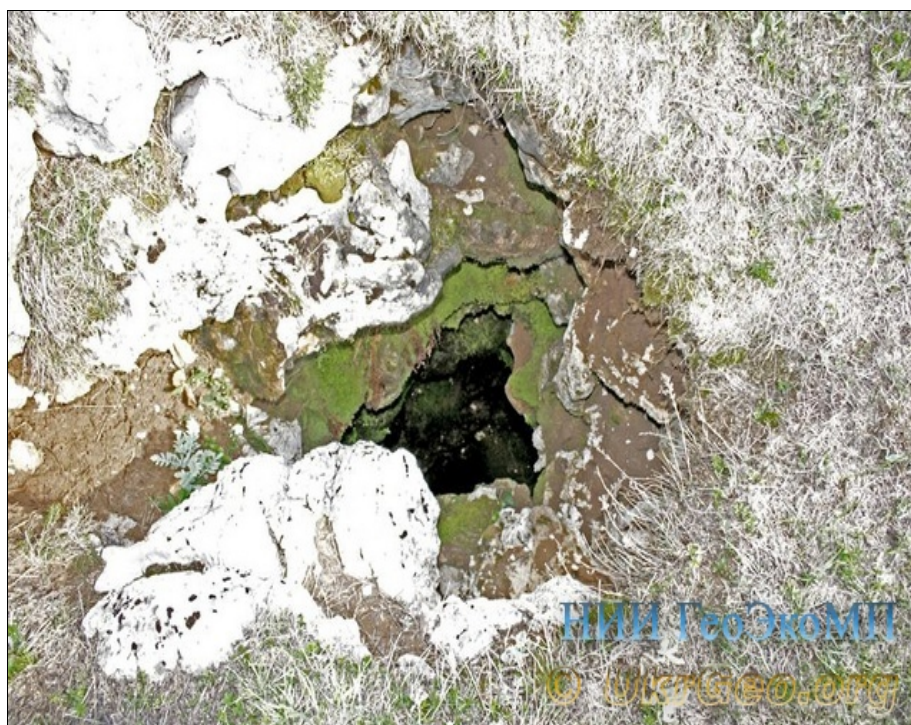


Рис. 64. Поно́р (из Интернета)

Расширение устьев поно́р в процессе дальнейшего растворения приводит к образованию **карстовых воронок** различных размеров и форм (рис. 65). В областях закрытого карста выделяются блюдцеоб-

разные формы с шириной, примерно в 10 раз превосходящей глубину, и пологими (до 10–12°) склонами, и воронкообразные формы с крутыми, иногда отвесными стенками.



Рис. 65. Карстовая воронка (из Интернета)

Многочисленные карстовые формы, расположенные на значительных площадях и образующих труднопроходимый рельеф – карстовые поля (рис. 66).



Рис. 66. Карстовое поле (из Интернета)

По способу образования выделяются *карстовые и суффозионно-карстовые* (или воронки просасывания). Слияние отдельных карстовых воронок приводит к образованию более крупных форм – *карстовых ванн*. Длительное развитие этого процесса способствует возникновению обширных понижений округлых и эллиптических очертаний – *карстовых котловин*.

Карстовые формы рельефа могут быть беспорядочно разбросаны по поверхности карстового массива либо сосредоточены вдоль линий, обусловленных направлением подземного стока или залеганием карстующихся пород. Формы рельефа могут переходить одна в другую. Так карстовое блюдце в результате углубления, а карстовый колодец в результате выполаживания склонов могут превратиться в карстовую воронку. При продолжающемся растворении стенок понора канал может стать очень большим и превратиться в естественный колодец или естественную шахту, которые могут достигать в глубину от нескольких десятков до нескольких сотен метров. Например, глубина одной из шахт в северной Италии близ г. Вероны достигает глубины 637 м. Общее направление шахт вертикальное, но отдельные участки шахт могут быть почти горизонтальными или наклонными. Формы рельефа типа естественных шахт, но меньших размеров называются *естественными колодцами*.

Правильные, или поверхностные, воронки, сливаясь, образуют слепые овраги или формы причудливых очертаний, получивших название *увала*. Известны увала до 700 м в поперечнике при глубинах до 30 м. Увала представляют собой как бы переходные формы к еще более крупным карстовым формам – *полям*, обширным карстовым понижениям, обычно плоскодонным и с крутыми стенками, в несколько километров, а иногда десятков километров в поперечнике. Площадь Попова поля в Югославии (западной Герцеговине) составляет примерно 180 км². Иногда по ровному дну поля протекает водоток, который в большинстве случаев появляется из одной стенки поля и скрывается в подземной галерее в противоположной стенке. Предполагают, что в происхождении полев основное значение имели процессы выщелачивания в сочетании с различными факторами: тектоническими, литологическими и эрозионными, т.е. образование поля представляет сложный длительный полигенный процесс.

Реки и долины карстовых областей

Поверхностные водотоки карстовых областей по гидрологическому режиму и морфологии речных долин И.С. Щукин подразделил на пять типов.

1. *Эпизодические речки*, долины их не выходят из зоны аэрации, т.е. врезаны неглубоко. Поэтому вода в этих долинах появляется лишь во время сильных ливней или бурного весеннего снеготаяния, когда поноры, имеющиеся в русле, не успевают отводить всю воду вглубь.

2. *Постоянно текущие реки*. Днища их долин лежат выше уровня грунтовых вод карстового массива. Эти многоводные реки начинаются за пределами карстовой области, в зоне карста они теряют воду, но не иссякают совершенно. Долины их часто представляют узкие, глубокие каньоны с крутыми отвесными бортами.

3. *Постоянно текущие реки, долины которых врезаны до уровня грунтовых вод*, которыми они в основном питаются. Морфология их долин сходна с типом 2, но имеются различия. Часто склоны долин заворачивают навстречу друг другу по направлению к истоку и смыкаются в виде стены, в основании которой из грота и выходит река. Такие долины с замкнутым верхним концом называют мешкообразными. Встречаются долины, не имеющие устья, т.е. они не открываются в другую долину или водоем, а оканчиваются тупиком – слепые долины. Полуслепые долины тоже замкнуты на конце, но уступ, в который «упирается» водоток, низкий, и во время половодья вода переливается через него. Нижняя часть рек представляет неглубоко врезанную ложбину, сухую в течение большей части года.

4. *Реки, прорезавшие всю толщу карстующихся пород* и углубившиеся в подстилающие водоупорные породы. Естественно, они имеют постоянный и все увеличивающийся водоток за счет многочисленных ключей на контакте карбонатных пород с водоупором. Верхние части склонов таких долин, сложенные известняками, обычно крутые, нижние – пологие. Характерны оползни и блоки отседания для склонов долин.

5. *Подземные, или пещерные, реки*, протекающие по системе подземных галерей. Начинаются за пределами карстового массива или в его пределах. Иногда выходят на поверхность в виде мощных воключных источников (*воклюд* – постоянный источник, обладающий большим дебитом, назван по источнику Воклюд, впервые описанному во Франции).

Переходные формы. К ним относятся карстовые полости, объединяющие поверхностные и подземные формы вертикальными и наклонными каналами – *понорами* и *естественными колодцами*.

Пещеры карстовых областей

Пещеры – это разнообразные *подземные* полости, образующиеся в карстовых областях и имеющие один или несколько выходов на поверхность (рис. 67). Образование их связано с растворяющей деятельностью воды, проникающей в трещины. При их расширении образуется сложная система каналов, а в зоне горизонтальной циркуляции, где вода производит наибольший растворяющий эффект, образуется магистральный канал. Он постепенно расширяется за счет соседних трещин, стягивая воду из соседних каналов. Так формируется подводная река.



Рис. 67. Карстовая пещера (из Интернета)

Пещера может иметь один или два входных отверстия. При одном входном отверстии в противоположном конце она (пещера) будет заканчиваться системой узких трещин и ходов либо обвальными или натечными образованиями, которые закупоривают ее, – это *слепые пещеры*. Пещеры с выходами с обеих сторон – *проходные пещеры*.

В пещерах на днищах, стенах и сводах образуются натечные формы. С потолка пещеры свешиваются в виде сосулек узкие и длинные *сталактиты*. Со дна пещеры навстречу им поднимаются более мощные и короткие *сталагмиты* (рис. 68).



Рис. 68. Сталактиты и сталагмиты (из Интернета)

Срастаясь, сталактиты и сталагмиты смыкаются, и тогда возникают колонны причудливой формы – *сталагматы*, которые образуются не в каждой пещере (рис. 69). В некоторых пещерах накапливается лед, такие пещеры называют *ледяными* или *холодными* (Кунгурская ледяная пещера).

Для накопления льда и снега необходимы, во-первых, соответствующие климатические условия (в тропиках ледяных пещер нет, но в Крыму есть), а во-вторых, благоприятная конфигурация пещеры, вход в пещеру должен быть вертикальным. Прекрасные многоярусные пещеры есть в горах Крыма, где они сформировались в мощных толщах известняков верхней юры, в Чехии, Словении, на Урале, Кавказе и в других местах.



Рис. 69. Натечные формы – сталагматы (из Интернета)

Гипсометрическое положение пещер, по которым протекают реки, находится в тесной связи с высотой днищ долин, дренирующих карстовый массив. При тектоническом поднятии местности происходит углубление долин, при этом устья пещерных рек высыхают, превращаются в сухие пещеры, а на уровне нового базиса эрозии формируется новая система горизонтальных галерей. Возникает *этажный карст*. В пещерах находят орудия человека, костных остатков животных (древних), остатки кострищ и т.д., что позволяет датировать ярус пещер и соответствующие эрозионные горные террасы на склонах древних речных долин. Ряд палеолитических стоянок обнаружен в горах Урала (пещеры Глухая, Медвежья).

При отрицательных тектонических движениях карстовые полости опускаются (иногда до глубины нескольких сотен и даже 1000 м), заполняются водой и осадками и превращаются в *погребенный карст*.

Зонально-климатические типы карста

Карстовый процесс – это процесс денудационный, поэтому в разных климатических зонах он протекает по-разному. Голый (или открытый) карст типичен для областей со средиземноморским субтропическим климатом. Карстовым процессам наряду с благоприят-

ным геологическим строением здесь способствует климат. В умеренной климатической зоне карстовые процессы также развиваются довольно интенсивно, но для этой зоны характерен в основном закрытый карст, карстовые образования связаны здесь с подземным выщелачиванием, а поверхностные формы обусловлены провалами и проседанием рыхлого покрова над подземными карстовыми полостями (воронки просасывания).

В условиях тропического гумидного климата карст начали изучать сравнительно недавно. Если для карста умеренных областей характерен ландшафт более или менее одновысотных плато с многочисленными отрицательными формами рельефа, то для тропического карста характерно развитие положительных форм рельефа в виде башен или конусов, воздымающихся над некоторым средним уровнем – базальной поверхностью. В процессе развития тропического карста возникают понижения, разделяющие весь карстовый массив на отдельные возвышенности. Понижения углубляются до уровня базальной поверхности, а далее поверхность эта расширяется за счет сокращения площадей, занятых возвышенностями до их полного уничтожения. В конце концов, образуются выровненные карстово-денудационные поверхности.

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

Псевдокарстовые процессы и формы. Наряду с настоящим карстом встречаются явления и формы, внешне похожие на карст, но имеющие в основе совершенно другие причины, чем те, которые ведут к образованию карстовых форм – *глинистого карста* и *термокарста*. ***Глинистый карст*** характерен для аридных и семиаридных областей, сложенных сильно карбонатными глинами, суглинками и лессами. Трещиноватость и пористость этих пород сближает данные районы с районами развития типичного карста. Суффозия в карбонатных или засоленных глинах и суглинках ведет к образованию

просадочных впадин, так называемых *блюдец*. При условиях хорошо развитой трещиноватости в таких породах образуются глубокие подземные ходы и провалы, наполняющие настоящий карст. Такие резко выраженные образования называются глинистым карстом. **Термокарст** образуется в условиях вечной мерзлоты (рис. 70). Здесь также наблюдаются различные провальные и просадочные формы, но связаны они с таянием погребенного льда.



Рис. 70. Одно из проявлений термокарста – байджеяхи
(из Интернета)

К псевдокарстовым явлениям относится также способность горных пород быстро и значительно уплотняться при смачивании. К таким породам относятся лессы и засоленные грунты. В результате образуются псевдокарстовые блюдца и реже – воронки.

Особенности изучения карста в связи с его вредным и полезным воздействием

В связи со спецификой карстовых и псевдокарстовых форм изучение этого рельефа должно быть комплексным. Кроме морфологиче-

ской характеристики карста нужно выделять формы: современные, продолжающие активное развитие или затухающие, древние неразвивающиеся и т.д. Картирование древних эрозионно-карстовых форм с линейно вытянутыми карстовыми воронками помогает восстановить изначальную гидросеть. По ярусному расположению древних разновозрастных карстовых форм (типа ниш, навесов, пещер) можно установить изменение положения базиса эрозии и стадий коррозии и углубления карстового процесса.

Необходимо выделять трещины, наиболее опасные в отношении карстообразования, особенно активные трещины, такие как трещины выветривания первичных отдельностей, тектонические трещины растяжения, зоны разрывов – сбросы, раздвиги и др. Все эти и ряд других данных наносятся на геоморфологические карты, одномасштабные с геологическими, для совмещения с последними. В целом, конечно, карстовые пустоты – явление вредное, с влиянием которого приходится бороться при разрешении проблем водоснабжения.

В районах гидротехнического строительства развитие карста может привести к большой утечке воды и даже к разрушению плотины на участках максимальной нагрузки. Такие примеры известны. Расположение карстовых пустот необходимо учитывать также при проектировании подъездных путей, шоссе и железных дорог. Ну, и кроме всего, карстовые воды затрудняют разработку полезных ископаемых и повышают стоимость их добычи в связи с затратами на гидроизоляцию. Провалы инструмента.

С другой стороны, с карстовыми пустотами бывают связаны полезные ископаемые, накопление которых происходит при выщелачивании легко растворимых пород и может быть связано с суффозией. Так, известны месторождения серы и фосфоритов, свинцовых и свинцово-цинковых жил, связанных с карстовыми пустотами. Рудосодержащие породы (барит, галенит, целестин) также зачастую связаны с карстом. Месторождения бокситов связаны с формированием элювия при растворении известняков. В последние десятилетия в работах по изучению россыпей выделилось новое направление россыпи, связанное с карстом.

Таким образом, всестороннее изучение карста представляет большой практический интерес как в отношении предохранения инженерных сооружений от опасного воздействия карстовых вод и пустот, так и при поисках и разведке полезных ископаемых.

Контрольные вопросы

1. Условия образования карста и основные формы карстового рельефа.
2. Поверхностный, переходный и подземный карст.
3. Зонально-климатические типы карста.
4. Пещеры карстовых областей.
5. Вредное и полезное воздействие карста.

4.4. ГЛЯЦИАЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ И ГЛЯЦИАЛЬНЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА

Гляциальные рельефообразующие процессы обусловлены деятельностью льда. Условием для их развития является *оледенение* – длительное существование масс льда в пределах данного участка земной поверхности.

Лед – самая распространенная горная порода на поверхности Земли. Ледники распространены весьма неравномерно: 85,6 % их общей площади приходится на Антарктиду, >11 % на Гренландию и лишь 3,4 % на всю остальную сушу (Альпы, Кавказ, Средняя и Центральная Азия, Кордильеры, Анды и др.).

Оледенение возможно, если данный участок находится в пределах хионосферы. *Хионосфера* – слой атмосферы, внутри которого возможен постоянный положительный баланс твердых атмосферных осадков. Нижняя граница ее неровная и при пересечении с сушей образует *снеговую линию*. Верхняя ограничена высотой 8–10 км и проходит там, где еще достаточно влаги для превращения ее в лед или снег.

Различают два типа природного льда – *водный* и *снежный*. *Водный лед* образуется при метаморфизации снега. Снег в результате многократного замерзания и оттаивания, а также давления приобретает крупнозернистую структуру, превращается в *фирн*, а в процессе дальнейшего преобразования – в *глетчерный лед*.

Условия образования и питания ледников. Типы ледников

Ледники – устойчивые во времени накопления льда на земной поверхности. Возникают только выше снеговой границы, хотя могут спускаться и ниже ее. Лед пластичен и способен течь. *Величина уклона* и *мощность льда* – важнейшие условия его движения. Поскольку величина уклона поверхности и 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. Ледник делится на зоны *аккумуляции* и *абляции*. **Абляция** – расход льда через таяние и испарение, приводящий к уменьшению мощности краевой части ледника. Незначительные изменения положения края ледника называют *осцилляцией*.

Типы ледников. Различают *покровные (материковые)* и *горные ледники*. **Горные** подразделяются на ряд типов – *долинные, каровые, вулканических конусов, кальдерные, плоскогорные* и др. Кроме того, выделяются *ледники подножий гор* и *шельфовые ледники*. Необходимо отметить еще *норвежский тип* ледников, представляющий собой *ледяные шапки (ice caps* в англоязычной литературе), являющиеся переходными от горных к материковым покровам полярных стран. Они развиты обычно в уплощенных платообразных вершинных поверхностях горных массивов субполярных стран с океаническим климатом с обильными снегопадами. Встречаются в горах Норвегии и на вулканических массивах Исландии. Фирновый и ледяной покровы лежат в виде выпуклой шапки без выступающих пиков и вершин. Лед медленно растекается во все стороны от центра к периферии, достигнув же крутых краев, короткими и широкими лопастями спускается в долины.

Говоря о Норвегии, хотелось бы еще остановиться на *фьордах* – древних эрозионных долинах, обработанных ледником и затопленных морем при его отступании (рис. 71). Сейчас это узкие глубокие морские заливы с высокими скалистыми берегами. В поперечном сечении имеют форму трога (корыта). Глубина до 1000 и больше метров.



Рис. 71. Хандаргер-фьорд, Норвегия (из Интернета)

В настоящее время на Земле существует всего *два материковых ледниковых покрова – Гренландия и Антарктида*. Их характерные черты: огромная площадь льда (в Антарктиде около 13,2 млн км²) и его колоссальная мощность – до 4 км. Максимальную мощность ледник имеет в центральной части, у края мощность сокращается, и здесь проглядывают отдельные выступы его каменного ложа. Если они резко выражены в рельефе, их называют *нунатаками*. Покровные ледники Гренландии и Антарктиды стекают в море через понижения в прибрежном рельефе. Такие потоки называются *выводными ледниками*. Достигнув воды, лед всплывает, разламывается, в результате образуются *айсберги*. Большие массы льда на периферии Антарктиды лежат на шельфе или находятся на плаву – *шельфовые ледники*.

В горах образование ледников начинается со стадии снежника или фирнового пятна. Иногда снег, накопившийся за зиму, не успевает стаять за лето. В следующий год здесь накапливается новая порция снега, превращающегося в фирн, а затем в лед. Устойчивое скопление льда обуславливает морозное выветривание пород, на которых он залегает, а продукты выветривания выносятся талыми водами. Образуется циркообразное (креслообразное) углубление с крутыми, отвес-

ными 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, не уместяющаяся в каре, начинает медленно спускаться вниз по склону по тектонической или эрозионной форме, разрабатывая и расширяя ее. Долина приобретает корытообразную форму – *трог*. Если снеговая граница лежит низко, у подножья гор, ледник выходит на предгорную равнину и у подножья растекается. Такие ледники называют *ледниками подножий*.

Работа ледника. Формы горно-ледникового рельефа

Ледник производит денудационную, транспортирующую и аккумулятивную работы. Разрушение горных пород ледником называется *экзарацией*. Разрушение горных пород в результате трения льда и вмержших в него обломков о подстилающие породы – *абразивная экзарация*. На породе образуются *ледниковая штриховка* и *полированные поверхности*. Под действием давления льда на выступы коренного ложа в горизонтальном направлении обломки, в том числе крупные, отщепляются. Когда процессы дробления и истирания и гомогенизация достигают полного развития, возникает обломочная порода – *ледниковый диамиктон*.

Большое геоморфологическое значение имеет косвенное воздействие ледника на горные породы. Ледник создает местный климат, благоприятствующий морозному выветриванию. Продукты выветривания сваливаются на поверхность ледника и вместе с продуктами экзарации транспортируются им. В ходе транспортировки возникают различные *динамические формы рельефа* (рис. 72).

Из обломочного материала продуктов экзарации (валунов, щебня, мелкозема) на контакте ледника и коренного ложа образуется *донная морена (basal till)*. Из продуктов физического выветривания склонов на поверхности ледника формируется *поверхностная морена*. Со склонов обломки сваливаются на боковой край ледника, где образуются гряды – *боковые морены*. Когда ледник принимает приток, из боковых морен вдоль осевой линии формируется гряда – *срединная морена*.

Обломки пород проваливаются в многочисленные трещины и проникают внутрь ледника при протаивании. Этот вид транспортируемого ледниками материала называется *внутренней мореной*.

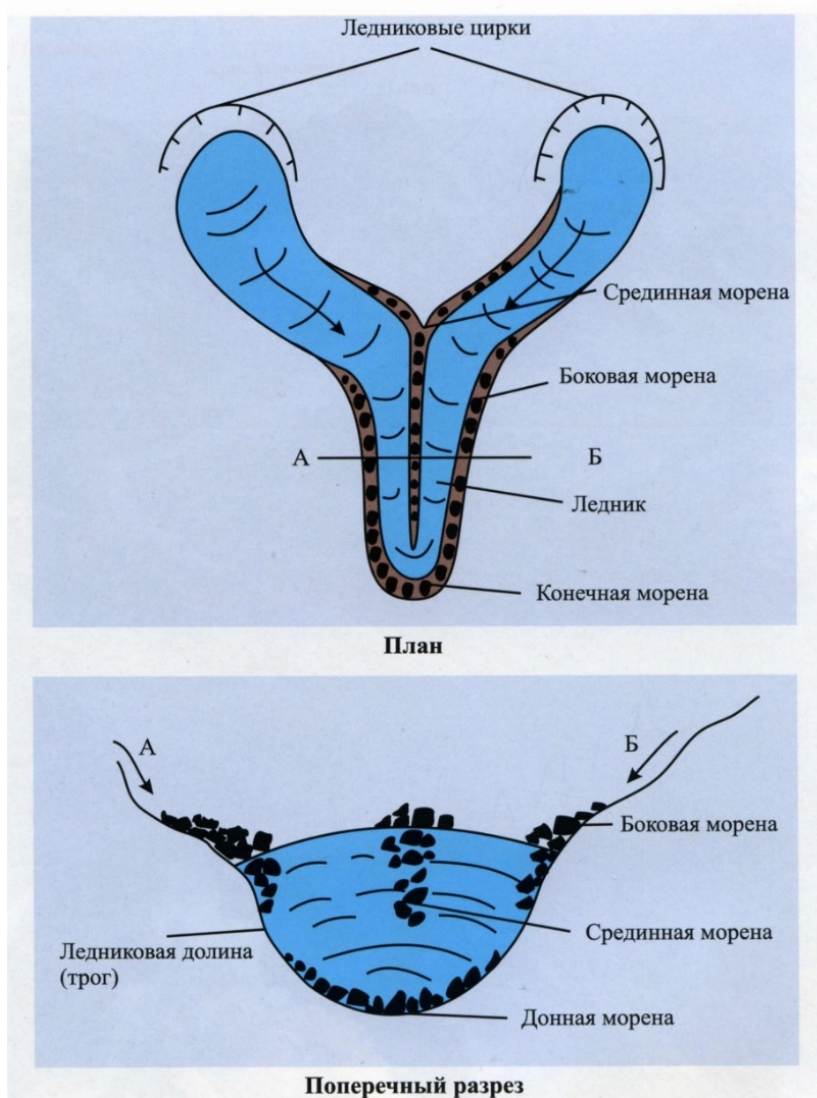


Рис. 72. Динамические формы ледникового рельефа. Распределение морен в горном леднике (по: Короновский, 2011)

Переносимый ледником материал аккумулируется там, где преобладает абляция. Материал боковых, срединных, внутренних и донных морен накапливается у края ледника в виде гряды, изогнутой в виде подковы, – *конечной морены*. 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 образуют так называемые **напорные морены**, возникающие при интенсивном наступании ледников после временного отступления на отложенную ранее конечную морену. При сильном давлении ледник может оторвать выступающие блоки коренных пород и нагромоздить их вместе с деформируемым моренным материалом. В результате образуются высокие (десятки метров) валы, в вертикальном разрезе которых наблюдается складчатость и перемятость отложений – **гляциодислокации**, иногда на глубину до сотен метров.

К формам рельефа, обусловленным деятельностью горных ледников, относятся **кары**. При разрастании и слиянии каров образуются крупные углубления – **ледниковые цирки**, служащие основными источниками питания долинных ледников. При частичном слиянии соседних цирков в рельефе могут сохраниться отдельные скалистые гребни и пики – **карлинги**.

Разрастание ледниковых цирков в условиях тектонического покоя и стабильности климата может привести к «съеданию» горных хребтов и пиков на уровне окраинных частей фирновых бассейнов цирков и образованию **эквиплена**, высотное положение которого определяется высотой снеговой границы в пределах той или иной горной страны.

В плейстоцене снеговая граница неоднократно изменяла свое высотное положение как в результате разных по интенсивности оледенений, так и в результате тектонических движений, поэтому в горах на разных уровнях создавались серии цирков 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) – небольшими озерами или лугами.

Характерным элементом высокогорного рельефа являются также **ледниковые долины (троги)**. 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**, представляющие небольшие возвышенности и округлые холмы, сложенные плотными коренными породами, отполированными ледниками.

Их склоны асимметричны: склоны, обращенные вниз по движению ледника, – круче, а склоны, обращенные в сторону ледника, – более пологи. Часто поверхность этих форм покрыта ледниковой штриховкой в направлении движения льда (рис. 73).

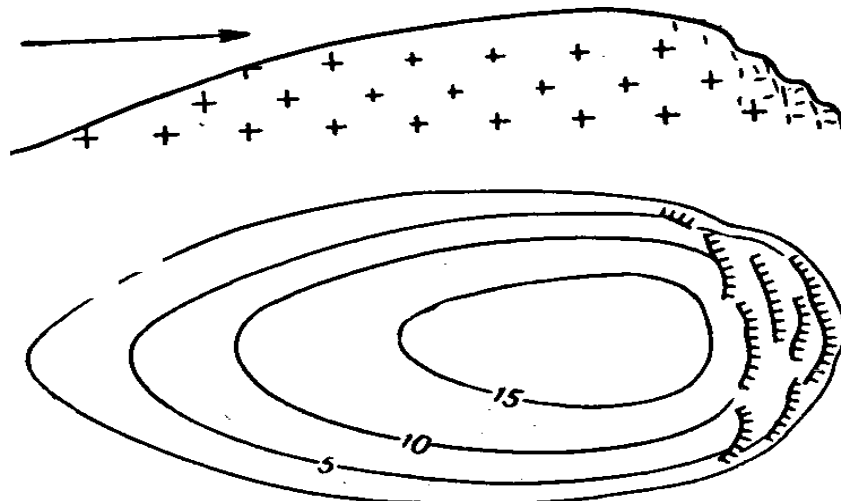


Рис. 73. Схема рельефа бараньего лба (в разрезе и в плане).
Стрелка указывает направление движения льда;
горизонтالي проведены через 5 м (из Интернета)

Скопление бараньих лбов образует рельеф *курчавых скал*, на склонах которых можно видеть шрамы (рис. 74).



Рис. 74. Курчавые скалы (из Интернета)

Продольный профиль троговых долин состоит из чередования пологих и крутых, и даже имеющих обратное падение участков. Поперечные скалистые пороги (или ступени) троговых долин называются *ригелями* (*rigel* нем. – преграда). Образование их связано с неравномерностью экзарационного процесса, которая определяется различным литологическим составом и степенью трещиноватости пород.

В горах, наряду с экзарационной работой льда, протекает процесс *альтипланации* вершин, приводящий к образованию на склонах ступенчатого рельефа *нагорных террас*, представляющих собой площадки размером от нескольких метров до нескольких километров и ограниченных крутыми уступами высотой от одного до нескольких десятков метров.

При таянии ледника образуются потоки вод, называемые *флювиогляциальными* и производящие геоморфологическую работу. Они стекают по поверхности ледника, внутри его или под ним, а также оттекают от края ледника, несут много обломочного материала и отлагают его. При отступании ледника водно-ледниковые аккумулятивные образования, возникшие на его поверхности или в толще льда, проектируются на донную морену. Отложения водно-ледникового материала у конечной морены могут занимать большие пространства, особенно при покровном оледенении. Сток алых ледниковых вод горных ледников способствовал образованию флювиогляциальных террас, которые вверх по долине привязаны к соответствующим им по возрасту стадияльным конечным моренам. Аллювий террас – продукт размыва и переотложения материала морен.

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. На Русской равнине в плейстоцене было *не менее шести эпох оледенений*, разделявшихся эпохами временного потепления – *межледниковьями*.

В отечественной литературе эпохи оледенения получили следующие названия:

- *покровский, донской (дзукийский), окский (березинский) – Q_I* ;
- *днепровский, московский (сожский) – Q_{II}* ;
- *валдайское оледенение: подпорожский (бывш. калининский), осташковский – Q_{III}* .

Межледниковья также имеют свои названия:

- *ильинский, беловежский (мучкапский) – Q_I* ;
- *лихвинский, шкловский (бывш. одинцовский) – Q_{II}* ;
- *микулинский, ленинградский (бывш. молодого-шекснинский) – Q_{III}*

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*, которая располагалась с внешней стороны ледникового покрова (рис. 75).

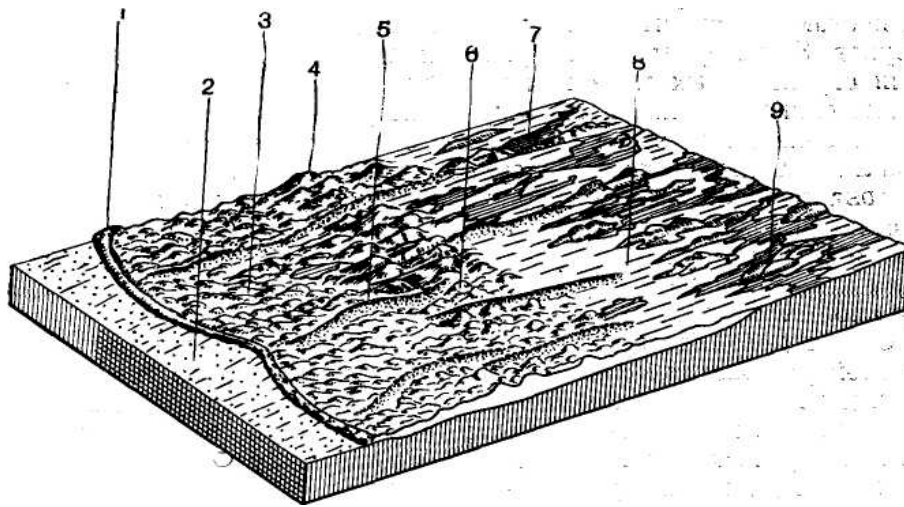


Рис. 75. Схема соотношения ледниковых и водно-ледниковых форм покровных оледенений (по: Леонтьев, Рычагов, 1979).

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

Строение этих зон на примере Восточно-Европейского ледникового покрова кратко приводится ниже.

Зона преобладающей ледниковой денудации была территория Балтийского щита. Здесь практически повсеместно обнажаются докембрийские кристаллические породы, а вдоль западного побережья Скандинавского полуострова – породы кембрия и силура. Коренные породы подверглись ледниковой обработке, причем ледник в своем движении приспособлялся к древним структурам, что нашло отражение в ориентировке созданных им денудационных форм рельефа, например *скалистых гряд с ледниковой обработкой – сельги* – и примерно параллельных им вытянутых впадин, в настоящее время занятых озерами. Озер здесь особенно много, недаром Финляндию и Карелию называют «странами тысяч озер». Многие гряды и впадины обусловлены разломной тектоникой, т.е. ледник лишь подверг обработке гряды, склоны и днища впадин, но не создал крупных выработанных форм: наблюдаются *бараньи лбы, курчавые скалы*, на их склонах выделяются *ледниковые шрамы*.

В пределах этой области имеются и *аккумулятивные формы* времени последнего оледенения. Так, крупный комплекс краевых аккумулятивных форм типа конечных морен отмечен в южной Финляндии. Эта полоса гряд получила местное название *Сальпаусселькя*. Образовалась она во время последней подвижки валдайского ледника незадолго до его полного исчезновения. К северу, а местами и к югу часто встречаются узкие, похожие на железнодорожные насыпи, извилистые гряды, перпендикулярные грядам Сальпаусселькя – *озы* (рис. 76).

Они расположены поперечно к конечным моренам, протягиваются на десятки километров при ширине 100–300 м. Высота их 20–50 м, углы наклона – 30–45°. Озы могут пересекать гряды, перегораживать озера и т.д. Они являются аккумулятивными формами флювиогляциального происхождения и характерны для нашей территории. Состоят из наносов флювиогляциальных внутриледниковых или подледниковых потоков, которые в результате таяния ледника спроектировались на подстилающую поверхность. Сложены они горизонтально- и косо-слоистыми песками, слоистость близка к слоистости потоков, а также

гравием и галькой, часто гравием, галечниками, скоплением валунов. Используются в практических целях: для добычи стройматериалов, прокладки дорог.



Рис. 76. Общий вид оза (по: Яковлев, 1954)

Зона преобладающей ледниковой аккумуляции в зависимости от сохранности форм аккумулятивного гляциального рельефа подразделяется на несколько подзон. Сохранность форм обусловлена возрастом ледника.

Самые древние ледниковые эпохи – *покровская, донская и окская* (нижний плейстоцен) – не оставили на Русской равнине заметных следов в рельефе. Следующая ледниковая эпоха – *днепровская* – эпоха максимального оледенения (средний плейстоцен). Край ледника спускался далеко на юг по долинам Днепра и Дона. Сохранились лишь суглинки основной морены и редкие валуны. На Днепре, у г. Канева, свидетелями днепровского оледенения являются напорные морены, так называемые *Каневские гляциодислокации*. Местами перед краем ледника расстилаются поля песчаных приледниковых флювиогляциальных отложений – *зандров*.

Значительно лучше сохранились следы предпоследнего – *московского оледенения* (средний плейстоцен), 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 сохранился **камовый рельеф**. **Камы** – холмы в пределах ледниковой аккумулятивной равнины, сложенные слоистыми флювиогляциальными отложениями. Имеют вид округлых конусовидных куполов часто с плоскими вершинами, склоны обычно крутые – до 45°. По генезису близки к озам, но образовались в расширениях внутри ледниковых и подледниковых потоков. Согласно другой точке зрения, камы сформировались на месте бывших надледниковых или подледниковых озер. Формирование камов происходило в условиях **дегляциации** – распада и таяния ледников. Различают флювиогляциальные и лимногляциальные камы, имеющие различное строение.

Очень хорошо сохранились аккумулятивные формы последнего – **валдайского оледенения** (верхний плейстоцен). Главные черты его рельефа, обусловленные основной мореной, – сочетание холмов и разделяющих их западин – **холмисто-западинный моренный рельеф** (рис. 77). К западинам обычно приурочены озера. Часто конечно-моренные образования фиксируют стадии отступления ледника.

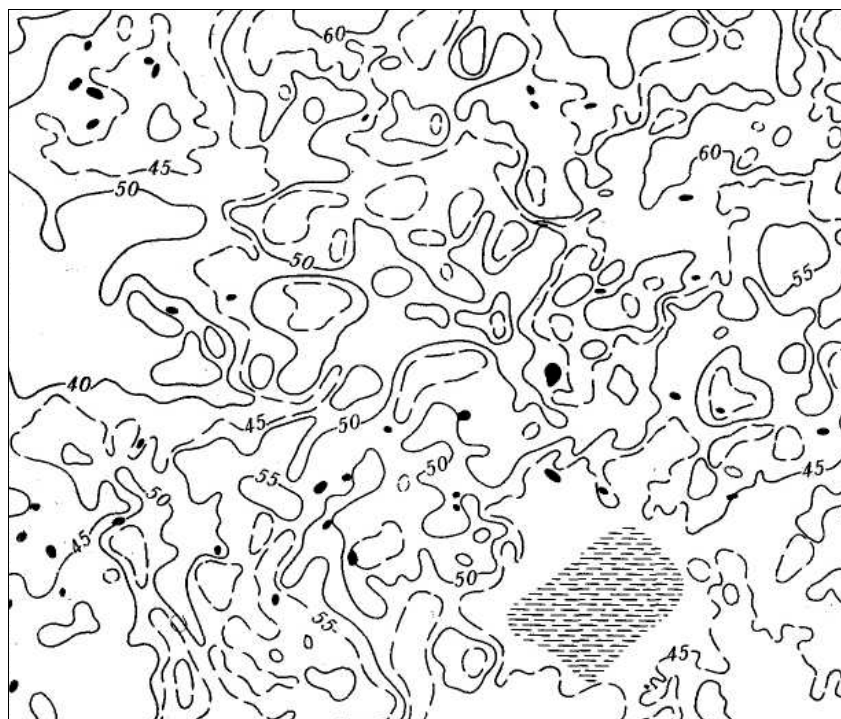


Рис. 77. Холмисто-западинный ледниковый рельеф изображен на карте масштаба 1: 25000 (по: Леонтьев, Рычагов, 1979)

В окрестностях Санкт-Петербурга, в Эстонии, на территории Печорской низменности сохранился своеобразный **друмлиный ландшафт** (рис. 78). **Друмлины** – вытянутые асимметричные холмы длиной 1–15 км, шириной от 100–200 м до 2–3 км, высотой – 5–25 м. Склоны их, обращенные в сторону ледника, – *проксимальные*, и противоположные – *дистальные*, обычно крутые. Ориентированы в направлении движения льда и сложены моренным материалом. Образование их, вероятно, связано с заполнением трещин в краевой части ледника обломками и далее проектированием этих скоплений на поверхность основной морены. Иногда в друмлинах вскрывается ядро из коренных пород, поэтому возможно, 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.

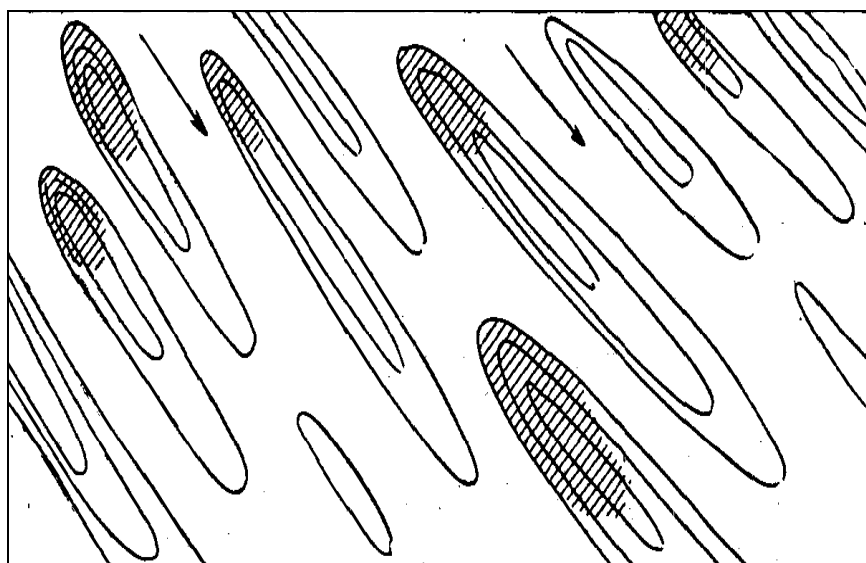


Рис. 78. Схема расположения и форма друмлинов в плане. **Штриховкой** показаны погребенные скальные выступы, **стрелками** – направление движения льда, горизонталы проведены через 5 м (из Интернета)

В областях аккумуляции встречаются **отторженцы** – глыбы горных пород размером от нескольких до сотен метров, перенесенные ледником на расстояние до нескольких сотен километров (рис. 79).



Рис. 79. Отторженец мезозойских песчаников и глин в морене на р. Серчейю (Большеземельская тундра).
Размеры отторженца 20 x 70 м (по: Андреичева, 2002)

После отступления ледника ледниковый рельеф перерабатывается склоновыми и флювиальными процессами. Происходит его сглаживание: склоны моренных холмов выполаживаются, озера заболачиваются, моренная равнина расчленяется эрозионной сетью. На месте *первичной моренной равнины* возникает «*вторичная*» моренная равнина. Степень переработки моренного рельефа проявляется и в морфологии речных долин. Так, в пределах Финляндии, где ледник исчез примерно 10 тыс. лет назад, речная сеть не выработана, реки врезаны слабо, продольный профиль их неровный. В области аккумуляции последнего оледенения хорошо видно приспособление речных систем к холмисто-западинному ландшафту. В целом речная сеть здесь более зрелая, продольный профиль почти выработан, в речных долинах отмечается одна-две террасы. В зонах аккумуляции московского оледенения для речной сети характерны зрелые долины со значительным числом террас, выработанность продольного профиля, значительная переработка ледниковых форм. В области распространения еще более древнего – днепровского – оледенения ледниковый рельеф переработан полностью.

Перигляциальная зона располагается вне пределов распространения ледника и характеризуется формами и типами рельефа, связан-

ными 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, – пологоволнистые равнины, располагающиеся перед внешним краем конечно-моренных ледниковых образований. Это слившиеся пологие плоские конусы выноса большого радиуса, сформированные ледниковыми потоками. Сложены продуктами перемыва морены. В понижениях вместо площадных зандровых равнин формируются *долинные зандры*. Представлены верхними террасами речных долин, ранее примыкавшими к краю ледника.

Широким распространением пользуются *ложбины стока талых ледниковых вод* разных размеров: от небольших до очень крупных отрицательных форм шириной до 30 км. В современном рельефе это плоскодонные понижения с нечеткими склонами, постепенно переходящими в поверхности междуречий. Наиболее четко такие ложбины выражены в рельефе Северо-Германской низменности и на территории Польши. Отдельные участки ложбин являются долинами Вислы, Одра, Эльбы.

В ряде мест у края ледника образовывались *приледниковые озера*, от которых кое-где сохранились береговые валы, уступы и плоские пространства (бывшие днища), сложенные озерными отложениями, в том числе *ленточными глинами.*

Широкое развитие песчаных отложений, не закрепленных растительностью, способствовало образованию эоловых форм рельефа, среди которых наиболее распространены *параболические дюны*. Образовались они из поперечных (к ветру) валообразных дюн при закреплении концов перемещаемого ветром песчаного вала растительностью или фиксации влажным субстратом. Середина дюн, сложенная сухим песком, продолжала двигаться вперед. При этом возникала дуга, открытая навстречу ветру, с пологим внутренним склоном (2–12°), и крутым (16–30°) внешним. Длина дюн несколько километров, высота 10–20 м. В процессе развития некоторые параболические дюны превратились в параллельные валообразные и встречаются там, где рельефообразующая деятельность ветра ничтожна.

Контрольные вопросы

1. Гляциальные процессы и гляциальные формы рельефа. Работа ледника. Типы ледниковых покровов.
2. Типы горных ледников. Динамические формы горно-ледникового рельефа.
3. Рельеф областей плейстоценового материкового оледенения. Зональность рельефа в области оледенения.
4. Аккумулятивные формы рельефа последнего оледенения.

4.5. РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЕ В ОБЛАСТЯХ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ВЕЧНОЙ МЕРЗЛОТЫ

Мерзлота – это агент, активно воздействующий на земную поверхность, а также материальный субстрат (мерзлый грунт, ископаемый лед), участвующий в строении форм рельефа. Оледенение вызвало широкое распространение так называемой «вечной» мерзлоты. **Вечная мерзлота** – длительное оледенение приповерхностных толщ и подземных вод, т.е. **подземное оледенение**. Это привело к формированию **криолитозоны (геокриозоны)** – зоны мерзлых пород с прослоями и линзами льда.

Основные черты строения криолитозоны и рельефообразующие процессы

Подземное оледенение в плейстоцене возникло одновременно с поверхностным и сохраняется по сей день. **Геокриозона** занимает 26 % всей суши, преимущественно в Северном полушарии. В России ~50 % территории покрыто вечной мерзлотой. Мощность ее от нескольких до сотен метров, достигая, например, в Якутии 1000 м.

В пределах геокриозоны сверху вниз выделяют *три подзоны*:

- 1) верхняя – **сезонного промерзания** и **протаивания**, мощность 1–4 м, иначе деятельный или сезонно-талый слой;
- 2) средняя – **многолетнего промерзания**;
- 3) нижняя – **не подверженная этим изменениям**.

Ниже залегает **собственно вечномерзлый слой**. Летом эти слои отличаются друг от друга, зимой они не имеют четко выраженной границы.

Лед в мерзлом грунте присутствует в различных формах: **ледяного цемента, ледяных включений и крупных ледяных линз, или жил**. Вечномерзлые грунты могут быть **сингенетическими и эпигенетическими**.

Сингенетические образуются одновременно с осадконакоплением.

В эпигенетических грунтах мерзлота возникла уже после накопления осадков.

Важное значение имеют **подземные**, или **грунтовые, воды**, которые подразделяются на **надмерзлотные, межмерзлотные** и **подмерзлотные**. Для процессов рельефообразования наиболее существенное значение имеют **надмерзлотные воды**, циркулирующие в пределах деятельного (сезонно-талого) слоя. С ними связаны и главные процессы: 1) **локального таяния мерзлых пород**; 2) **морозного трещинообразования (вымораживания)**; 3) **пучения**. Влияние их на рельеф часто бывает комплексным.

1. Локальное таяние приводит к формированию и развитию **таликов** – **талых зон и толщ талых пород, залегающих ниже слоя сезонного промерзания и не замерзающих в течение года и более длительных сроков**. С развитием и отмиранием (промерзанием) таликов связано возникновение ряда характерных криогенных форм рельефа: **бугров пучения и наледных бугров западин**.

2. Морозное трещинообразование связано с формированием и заполнением трещин сначала кристаллами глубинной морозной изморози, а затем, в периоды сезонного протаивания, талыми водами. Если лед в трещине не успевает растаять за лето, то к зиме сохраняется ледяная жила, которая в условиях растяжения подвергается растрескиванию. Затем под воздействием таяния и замерзания трещины расширяются и углубляются, а жилы разрастаются. По отношению к вмещающим породам трещины могут быть эпигенетическими и сингенетическими глубиной до первых метров.

3. Процессы пучения приводят к увеличению объема мерзлых пород и сочетаются с морозной сортировкой и трещинообразованием, особенно в глинистых и песчано-суглинистых толщах в пределах сезонно-талого слоя. Для криогенного рельефа равнин наиболее характерно образование бугристых форм. Строение и размеры бугров зависят от состава пород, их насыщенности водой, источника обводнения, растительности, создающих неоднородные условия льдообразования. Процессы локального таяния мерзлых пород, вымораживания и пучения, а также развитие морозобойных трещин приводят к образованию криогенного рельефа.

Криогенные деформации и криогенные формы рельефа

Для микро- и мезорельефа областей с вечной мерзлотой характерны *структурные грунты* – формы рельефа, возникающие в результате сортировки влажного грунта при многократном его замерзании и оттаивании (рис. 80). К ним относятся:

1) *каменные полосы, которые* образуются на поверхностях с крутым уклоном. Под влиянием солифлюкции многоугольники удлиняются, вытягиваются и превращаются в полосы, которые чередуются с полосами мелкозема. Ширина до 5 м;

2) *каменные кольца* образуются, когда каменные валки не касаются друг друга. Размеры этих форм 1–2 м в поперечнике в тундре, а в горах 0,25–0,5 м. При их образовании за счет вымораживания более крупных обломков и смещения их к краям пятен, состоящих из мелкозема, материал сортируется;

3) *каменные многоугольники* – слабо выпуклые участки в виде пятен мелкозема, окруженных валками (бордюрами) камней.

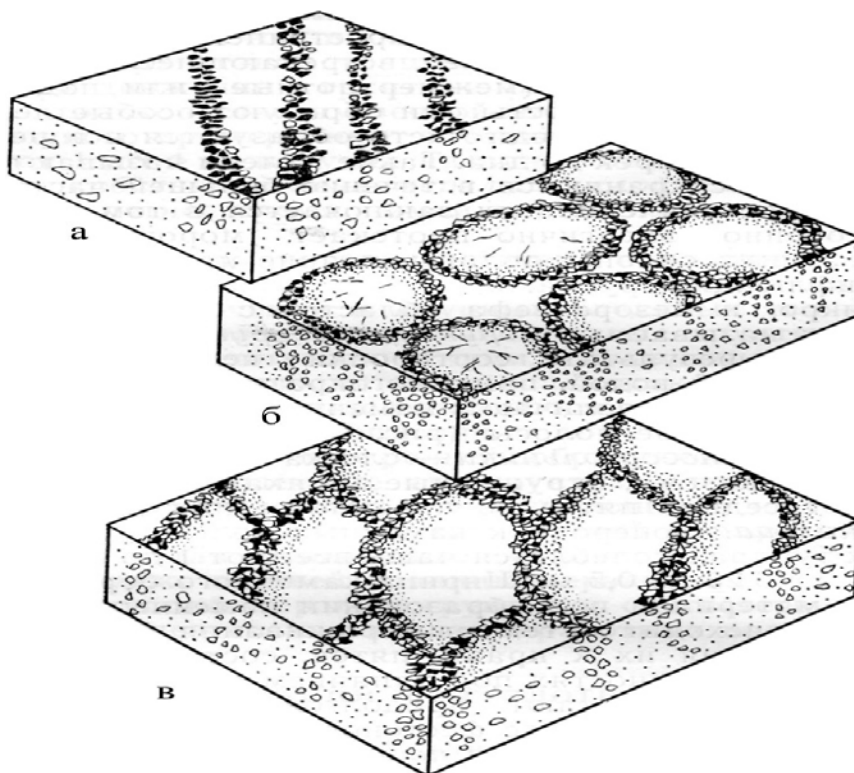


Рис. 80. Структурные грунты (по: Леонтьев, Рычагов, 1979):
а – каменные полосы; б – каменные кольца; в – каменные многоугольники

Каменные полигоны

При неоднократном замерзании и оттаивании глинистых грунтов часто образуются *пятна-медальоны* – глинистые, лишённые растительности («голые») пятна округлой либо неправильной формы размером от полуметра до нескольких метров. Они рассеяны по тундре, покрытой растительностью. Тундра с таким рельефом называется *пятнистой, или медальонной*.

Полигональные грунты тоже относятся к структурным грунтам. Это своеобразный комплекс криогенных форм, обусловленный процессами растрескивания, вымораживания и пучения (рис. 81). Приурочены к горизонтальным поверхностям платформенных низменных равнин (Печорская низменность).



Рис. 81. Полигональные структуры в криолитозоне
(по: Короновский, 2011)

Из-за неравномерного сокращения объемов воды в неоднородных по составу породах под воздействием промерзания криогенные толщи подвергаются большим напряжениям, что вызывает деформации растяжения с возникновением новых и развитием старых морозобойных трещин. Во время оттаивания трещины заполняются талыми водами

из сопредельных пород. Полигонально-жильные структуры подразделяются на *первичные*, развивающиеся впервые из морозобойных трещин, и *вторичные*, формирующиеся в первичных структурах после таяния льдов. Если морозобойные трещины углубляются и их концы проникают в верхнюю зону мерзлых пород, то формируются *повторно-жильные льды*.

Морозобойные полигоны развиваются с образованием различных систем трещинных морозобойных полигонов. Размеры их составляют от 6–8 до 20–30 м и определяются литологией пород. Очертания зависят от степени однородности пород. В однородных грунтах развиваются полигоны правильной формы, в неоднородных – неправильные многоугольники.

Морозобойным трещинам в рельефе соответствуют понижения. При проникновении морозобойных трещин вглубь в них возникают *ледяные клинья*. Они растут, разбивают породу на блоки и создают поверхность «блокового рельефа» (рис. 82).



Рис. 82. Сингенетические ледяные жилы ледового комплекса.
Остров Б. Ляховский (по: Короновский, 2011)

Если порода с ледяным клином пластична, она выжимается в виде валиков, разделенных канавкой, образуя *рельеф валиковых вогнутых полигонов* (рис. 83).



Рис. 83. Полигонально-валиковый рельеф (из Интернета)

Наиболее распространен тип деформаций мерзлых грунтов – *пучение*, связанное с увеличением объема грунта при замерзании. При этом возникают *бугры пучения*, разбитые радиальными морозобойными трещинами (рис. 84).

В пределах торфянистой тундры возникают условия, благоприятные для нарастания торфа. Ледяные или мерзлые ядра таких бугров, а вместе с ними и *торфяные бугры* могут существовать очень долго. Обычно они образуют группы, но встречаются и одиночные бугры. Высота их 3–7 м, форма чаще округлая, склоны трещиноватые.



Рис. 84. Рельеф тундры, сформированный буграми пучения (из Интернета)

Болотистые каналы, отделяющие бугры друг от друга, называются *ерсеями*. При наличии подтока межмерзлотных или подмерзлотных вод образуются очень крупные бугры с ледяным ядром – *гидролакколиты*, или *булгуннях* в Якутии, *пинго* на Аляске (рис. 85). Высота их 30–70 м, ширина 100–200 м.



Рис. 85. Булгуннях в пределах хасырея на Ямале (из Интернета)

При выходе подземных вод на поверхность речных долин, когда реки промерзают до дна, часто образуются особые ледяные формы рельефа – *налед* (*тарыны*).

Все рассмотренные формы рельефа, а именно: *каменные многоугольники*, *каменные кольца*, *пятна-медальоны*, *морозобойные полигоны*, *ледяные клинья*, *валиковые вогнутые полигоны*, *бугры пучения*, *гидролакколиты*, *налед* (*тарыны*) – связаны с накоплением льда или обломочного материала и являются **аккумулятивными формами мерзлотного рельефа**. Такие образования встречаются в ископаемом состоянии в виде **криотурбаций** – *текстур дисперсных пород в виде завихрений, изгибов, колец*.

Денудационные формы мерзлотного рельефа связаны с таянием льда и деградацией вечной мерзлоты с образованием разнообразных просадочных форм. Явление вытаивания льда из льдистых пород, а также толщ и линз чистого подземного льда называется **термокарстом**. Необходимым условием для термокарста является наличие подземных льдов в пределах сезонно-талого слоя. Он часто сопрово-

ждается *суффозией* – механическим выносом мелкозема талыми водами. Термокарст распространен у южной границы геокриозоны, где протаиванию подвергались все виды подземного льда. В результате таяния подземных льдов образуются *термокарстовые озера, аласы, байджерахи*.

Термокарстовые озера (рис. 86) возникают при высокой льдистости толщ, прогрессирующей мощности сезонно-талого слоя и отсутствии дренажа на поверхностях водоразделов и на обширных наземных равнинах. Они различны по площади, но глубокие (до 20 м).



Рис. 86. Термокарстовое озеро. Якутия (из Интернета)

Аласы – замкнутые овальные или округлые понижения, часто являющиеся реликтами озерного рельефа после усыхания озер или их дренирования гидросетью.

Байджерахи – останцы мерзлого грунта, слагавшего ядро (блок) мерзлотного полигона (рис. 87). Образуются на склонах увалов – возвышенностях, обрамляющих аласовые котловины. Размеры – многие метры по высоте и несколько метров в диаметре.

В расчлененном рельефе разновысотных гор, охваченных подземным оледенением, распространен *гольцовый рельеф*, т.е. рельеф обнаженных склонов, подвергающихся процессам физического вывет-

ривания и склоновой денудации. Криогенные процессы приводят к образованию *натечных* и *натечно-структурных форм*.

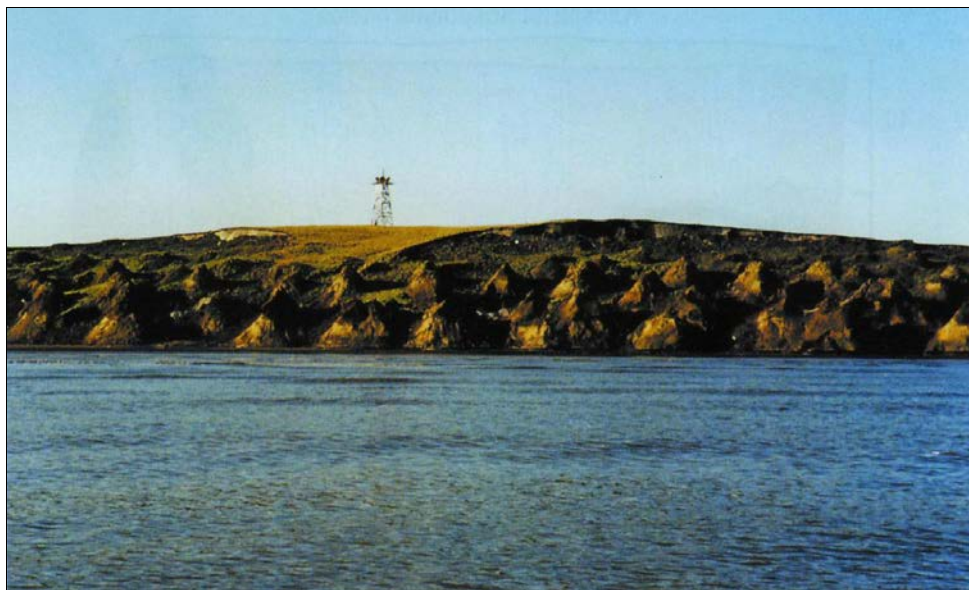


Рис. 87. Байджерахи. Остров Б. Ляховский (по: Короновский, 2011)

Криогенный рельеф орогенных областей и высоких платформенных равнин

Натечные формы – это грязевые потоки, возникающие при периодическом таянии коллювия, сложенного песчано-глинистыми осадками. На пологих склонах они образуют *валы, языки, натечи, оплывины, борозды и гряды* различных размеров.

Солифлюкционные террасы формируются на склонах с чередованием крутых и пологих участков.

Нагорные террасы относятся к структурным формам, образование которых до настоящего времени еще окончательно не выяснено. В областях горного оледенения они рассматриваются как реликтовые формы рельефа древнего оледенения. Во внеледниковых регионах их образование связывают со скульптурными особенностями строения склонов, выявляющимися при морозном выветривании горных пород с различной устойчивостью. По С.Г. Бочу и И.И. Краснову (1943), в пределах Среднего и Северного Урала нагорные террасы приурочены к периферическим районам последнего оледенения и к возникающим

здесь специфическим условиям денудации. Генетически они связаны с условиями вечной мерзлоты, морозного выветривания и с комплексом солифлюкционных и термокарстовых форм.

Таким образом, области распространения вечной мерзлоты отличаются своеобразием и большим разнообразием форм микро- и мезорельефа. Изучение распространения форм криогенного рельефа имеет важное практическое значение при проектировании инженерных сооружений, промышленных предприятий, жилых комплексов.

Контрольные вопросы

1. Рельефообразование в областях распространения вечной мерзлоты.
2. Основные черты строения криолитозоны и рельефообразующие процессы.
3. Криогенные деформации и криогенные формы рельефа.
4. Криогенный рельеф орогенных областей и высоких платформенных равнин.

4.6. ФОРМЫ РЕЛЬЕФА АРИДНЫХ СТРАН

Эоловыми называются геоморфологические процессы и формы рельефа, связанные с деятельностью ветра. Для морфологического проявления эоловых процессов необходимо сочетание физико-географических и геологических условий: 1) *сухость воздуха*, 2) *частые и сильные ветры*, 3) *отсутствие или разреженность растительного покрова*, 4) *интенсивное физическое выветривание горных пород*, 5) *наличие тонких по гранулометрии и слаболигифицированных осадков*. Это значит, проявление эоловых процессов связано с *физико-географической зональностью*, а конкретнее – с определенными соотношениями тепла и влаги. Но эоловые процессы могут проявляться и как *азональные*: на морских берегах, а также в речных долинах. Таким образом, деятельность ветра протекает интенсивно в пустынях и полупустынях, на аккумулятивных песчаных берегах морей, в речных долинах.

Виды эоловых процессов

1. *Дефляция* – процесс выдувания или развевания рыхлого грунта.
2. *Коррозия* – процесс обтачивания, шлифовки, высверливания и разрушения твердых пород обломочным материалом.
3. *Перенос эолового материала.*
4. *Аккумуляция.*

Наиболее интересные образования аридных стран – *пустыни и полупустыни*. Возникновение пустынь обусловлено ничтожным количеством осадков (<100–150 мм в год) и высокой испаряемостью (в 10–30 раз больше выпадающих осадков). Пустыни сменяются полупустынями, где регулярные сезонные дожди чередуются с длительными сухими периодами.

По положению выделяются: *зональные, внутриконтинентальные, береговые.*

По литологии: *каменистые, песчаные, глинистые пустыни*, иногда выделяют *щебнисто-галечниковые пустыни*.

Каменистые пустыни (или гамады) – относительно возвышенные плато с тонким слоем щебня и глыб, с возвышающимися скалистыми останцами (плато Устюрт). Обломки горных пород с блестящей коркой – *пустынным загаром*, образовавшимся при подтягивании растворов солей и выпадением на ее поверхности (рис. 88).



Рис. 88. Каменистая пустыня (из Интернета)

Песчаные пустыни (рис. 89) имеют сложный комплекс аккумулятивных форм рельефа (Каракумы, Кызылкумы). Рельеф их разнообразен. В соответствии с 1) ветровым режимом, 2) стадией развития пустыни, 3) степенью ее обводненности, 4) закрепления песков растительностью и 5) генезисом исходного материала образуются разновозрастные и разномасштабные подвижные формы из песков.



Рис. 89. Песчаная пустыня «Долина смерти» (из Интернета)

Дюны (рис. 90) относятся к азональным золовым формам, встречающимся во всех климатических зонах, где перевеваются незакрепленные пески: на берегах рек, озер, морей, в пустынях. Они являются первичным скоплением песков в пустынях, развитие которых приводит к образованию золовых форм. Подветренный склон дюны достигает 35° , а наветренный – 15° . Высота их 8–100 м, длина – несколько километров.



Рис. 90. Дюны (из Интернета)

Барханы – продольные, наиболее типичные формы подвижных песков пустыни (рис. 91). Имеют в плане вид полумесяца и ориентированы выпуклой пологой стороной навстречу ветру. Вогнутый склон очень крут, его уклон близок к углу естественного откоса (до 35°). Барханы являются подвижными формами, медленно перемещающимися приблизительно на 50–60 м в год. Скорость перемещения барханов в Южных Каракумах – до 12 м в месяц, ширина 200–300 м.



Рис. 91. Бархан, пустыня Сахара (из Интернета)

Песчаные гряды (рис. 92) по отношению к господствующему направлению ветра гряды подразделяются на *продольные* и *поперечные (сиуфы)*, *диагональные* гряды встречаются реже.



Рис. 92. Песчаные гряды (из Интернета)

Широко развиты продольные формы, вытянутые в направлении господствующих ветров. В пустынях Средней Азии высота гряд наибольшая – 10–15 м, расстояние между ними – первые сотни метров. В Сахаре высота продольных гряд 200–300 м, ложбины, их разделяющие, – *регги*, до сотен километров, а поверхности – глинистые или щебнистые.

Кроме продольных гряд различают следующие разновидности:

- 1) *граблеобразные гряды*;
- 2) *волнообразные с очень пологими склонами*;
- 3) *типа акле – дюнные поля*, беспорядочно расположенные, асимметричной формы, характерны для южных районов Сахары;
- 4) *пирамидальные останцовые возвышенности*.

Таким образом, основными эоловыми формами песчаных пустынь являются *дюны, барханы, гряды*.

Глинистые пустыни располагаются по краям или внутри песчаных пустынь. Поверхность их покрыта слоем глины (рис. 93).



Рис. 93. Глинистая пустыня (из Интернета)

В результате высокой испаряемости и подъема по капиллярам минерализованных грунтовых вод происходит засоление и глини-

стые пустыни превращаются в *глинисто-солончаковые*. Могут иметь *аллювиальный и элювиальный* генезис. Первые представляют глинистый покров, который подстилается аллювиальными песками древних рек (левобережье Сырдарьи, северо-восточные Кызылкумы). Вторые развиваются на известково-глинистых и песчано-глинистых отложениях равнин, часто приуроченных ко дну бессточных впадин. Глинистые пустыни сложены лессом или лессовидными породами. Они называются пустынями лишь из-за недостатка воды. При искусственном орошении здесь быстро формируются плодородные почвы.



Рис. 94. Такыр. Пустыня Гоби (из Интернета)

Одной из характерных форм рельефа глинистых пустынь являются *тактыры* – неглубокие понижения с субгоризонтальным дном, покрытым плотной глинистой, очень прочной коркой (рис. 94). Самые крупные такыры развиты по периферии предгорных пролювиальных равнин. Для поверхности пустынь характерны многочисленные отрицательные неровности, в которых при сильных ливнях накапливается и застаивается вода с большим количеством глины во взвеси. Оседание ее, уплотнение и растрескивание с образованием трещин ведет к образованию такыра.

Отсутствие растительности способствует интенсивному развитию в пределах пустынь эрозионных форм, чему благоприятствует ливневый характер осадков. Местами сеть овражных форм настолько густа, что эрозионные ландшафты приобретают характер *типичного бедленда*, или «*дурных земель*». Для пустынь характерны *внутренние дельты, бессточные впадины, соляные равнины, торосы*.

Итак, климатически обусловленные формы рельефа – *гляцигенные, криогенные, аридные*. Рельефообразующее воздействие климата на рельеф определяют два основных параметра: *температуру* и *влажность*.

По тепловому режиму выделяются: *ледниковая (гляциальная), окраинно-ледниковая (перигляциальная) и внеледниковая (экстрагляциальная)* зоны.

По влажности – зоны с *гумидным, нормальным и аридным климатом*. Главнейшей особенностью распространения этих форм является *латеральная зональность* – планетарная, орোকлиматическая – от уровня моря и до вершин гор.

Контрольные вопросы

1. Формы рельефа аридных стран.
2. Виды эоловых процессов: дефляция, коррозия, перенос эолового материала, аккумуляция.
3. Дюны, барханы, песчаные гряды.
4. Каменистые, песчаные и глинистые пустыни.

Глава 5 СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ПЛАНЕТАРНЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА

Образование некоторых форм мега-, макро- и мезорельефа обусловлено деятельностью эндогенных процессов. Самые крупные формы рельефа – *планетарные* – также обязаны своим происхождением силам Земли, лежащим в основе образования различных типов земной коры.

В рельефе земной поверхности выделяются крупные неровности, отражающие неоднородность строения коры и литосферы: мегаформы I, II и III порядков.

К первой категории относятся гигантские **континентальные поднятия и впадины океанов**, которые различаются общей направленностью развития и типом коры.

Ко второй – обширные регионы с различным тектоническим режимом, представленные на поверхности суши **платформенными равнинами** и **областями горообразования**, а на дне океанских впадин – **абиссальными равнинами** и **системами хребтов**.

К третьей относятся **основные поднятия и впадины**, входящие в строение областей горообразования и платформенных равнин.

 **Мегаформы I порядка** являются глобальными.

1. Континентальные поднятия характеризуются мощной и относительно «легкой» корой. Они развивались при преобладании восходящих движений.

Континентальная кора (кора материкового типа) имеет большую мощность (35–75 км) и состоит из трех слоев. Сверху залегает *осадочный слой* мощностью до 15 км. Ниже лежит *гранитный слой*, состоящий из кислых пород. Максимальная мощность гранитного слоя отмечается под молодыми горами, где достигает 50 км, на равнинах – до 10 км. Под гранитным слоем залегает *базальтовый слой*. Истинный состав базальтового слоя в пределах материков до сих пор не изучен. Мощность его в горных странах до 15 км, а в пределах равнин – 25–30 км.

Кора океанического типа резко отличается от материковой. Мощность ее колеблется от 5 до 10 км. Своеобразно и ее строение: под осадочным слоем залегает промежуточный слой переменной мощности, который часто называют «вторым слоем». Предполагают, что промежуточный слой состоит из уплотненных осадочных пород, пронизанных вулканическими образованиями. Его иногда называют океаническим фундаментом. Под ним залегает базальтовый слой мощностью 4–7 км. Таким образом, важнейшей специфической особенностью океанической коры является небольшая мощность и отсутствие гранитного слоя.

2. Впадины океанов развивались при преобладании нисходящих движений. В современную эпоху океанские впадины территориально преобладают и характеризуются большими суммарными погружениями. Общий размах движений литосферы относительно поверхности геоида – фигуры Земли – самой крупной геоморфологической формы, составляет 20 км.

К мегаформам II порядка в пределах континентальных поднятий относятся *платформенные равнины и области горообразования*. Первые распространены повсеместно, вторые – локально и крайне ограничено. Они отражают два основных современных тектонических режима: *платформенный* и *орогенный*.

1. Платформенные равнины развиваются на разновозрастных платформах: кайнозоя, мезозоя, палеозоя, докембрия – и их сочетаниях. Древние платформы преобладают, образуя основные части всех континентов: Северной и Южной Америки, Африки с Аравийским п-овом и Австралии, а также значительную территорию Евразийского континента в пределах Восточно-Европейской, Сибирской, Северной и Южно-Китайской платформ. Более молодые платформы как бы окаймляют эти первичные центры стабилизации, постепенно наращивая общую площадь платформенных равнин.

Значительную часть области платформ занимают *щиты*, кристаллические породы которых и структуры кристаллического фундамента оказывают существенное влияние на рельеф, формирующийся под воздействием экзогенных факторов. Важнейшими структурными элементами древних платформ, кроме щитов, являются *антеклизы и синеклизы*, связанные с подвижками блоков фундамента по разломам. Они отражаются в рельефе и влияют на распределение поверхностного стока и формирование речных систем: основные водоразделы располагаются в пределах антеклиз, а речные системы – в пределах синеклиз. Так, в пределах Восточно-Европейской платформы системы Среднего Днепра, Верхней Волги, Печоры четко укладываются в контуры Украинской, Московской и Печорской синеклиз. Щиты и антеклизы, испытывая восходящие движения, создают предпосылки для формирования на них денудационных равнин. К синеклизам, испы-

тавшим длительное погружение и продолжающим погружаться, приурочены аккумулятивные равнины.

Аккумулятивные равнины приурочены к синеклизам и другим структурным формам, развивающимся в области относительного прогиба и аккумуляции. В зависимости от расположения выделяются 1) *внутриконтинентальные* – преимущественно наземные (субаэральные) и 2) *окраинно-континентальные* – шельфовые (субаквальные) равнины.

✓ *Наземные аккумулятивные равнины (субаэральные)* подразделяются по генезису четвертичного покрова и по характеру основных неровностей поверхности на *моногенные* и *полигенные* равнины. Среди **моногенных** распространены аллювиальные, ледниковые, флювиогляциальные и морские, испытавшие позднейшие поднятия. **Полигенные** равнины имеют сложное строение. К ним относятся поднятые морские, переработанные эоловыми процессами, и ледниковые равнины, измененные послеледниковой деятельностью водных потоков.

✓ *Шельфовые равнины* занимают наиболее низкое гипсометрическое положение среди разновысотных равнин континентов. Представляют область устойчивых слабых отрицательных движений, тогда как сопредельные субаэральные равнины могут соответствовать слабым до значительных областям поднятий.

По устройству поверхности различают равнины практически горизонтальные и наклонные, разнообразно расчлененные и осложненные эрозионно-аккумулятивными формами, например холмистые, волнистые и т.д.

Денудационные равнины являются внутриконтинентальными и развиваются на крупных поднятиях платформ – антеклизах, валлообразных структурных формах и др., представлены высокими плато и плоскогорьями. Денудационными являются равнины, сформировавшиеся на щитах докембрийских платформ: Балтийском, Канадском и т.д. Длительность и соизмеримость темпов поднятия щитов с темпами денудационного среза приводят к почти идеальному срезанию и выравниванию древних структурных форм с образованием **пенепленов**.

Для рельефа денудационных равнин основное значение имеет их геологическое строение: литолого-стратиграфическая характеристика и тип деформаций. На участках платформ с горизонтальным или по-

логонаклонным залеганием пород различной устойчивости в результате денудации образуются столовые или ступенчатые равнины и плато. Такие плато развиты в пределах Африканской платформы. Расчленение окраин столовых плато ведет к образованию останцов с крутыми склонами и горизонтальной вершинной поверхностью – столовых гор. При моноклиналином залегании пород вырабатываются запрокинутые асимметричные ступени, похожие на куэсты предгорий (Приленское плато на Сибирской платформе).

Денудационные процессы срезали различную толщину пород, залегающих с поверхности. В результате на древних платформах часто встречаются сложные соотношения современной топографической поверхности с геологической структурой, несовпадение рисунка гидросети со структурным планом прорезаемых пород (эпигенетические долины) и т.д. Длительное континентальное развитие поверхности платформ приводит к образованию сложных равных с выровненными поверхностями различного генезиса и строения, с чередованием участков денудационного и аккумулятивного рельефа. Такие поверхности называются *полигенными*.

Среди денудационных равнин выделяются ***краевые денудационные равнины***, обрамляющие платформы либо вдоль морского края, либо вдоль подножья гор. Образуются в складчатых, горизонтальных и моноклиналиных структурах. Приморские равнины обычно абразионного происхождения, например Зауральское плато, выработанное в складчатых структурах морскими бассейнами в палеогене.

У подножья гор при параллельном отступании их склонов под действием денудации тоже могут образовываться краевые равнины (на складчатом основании). Такие равнины называются ***педиментами*** (pedimentum – подножие). Типичный пример педимента – предгорная равнина Пьемонт, примыкающая к юго-восточному склону Аппалачей и представляющая собой выровненную слабонаклонную (3–5°) поверхность с маломощным чехлом рыхлых отложений.

Итак, равнины платформ преобладают на всех континентах. Характеризуются: 1) постоянством однонаправленных с небольшим размахом новейших движений на обширных пространствах; 2) стабильной

слабой сейсмичностью и отсутствием вулканизма. Преобладание восходящих или нисходящих движений определяет разнообразие рельефа от высоких денудационных равнин типа плоскогорий до низких аккумулятивных субаэральные и субаквальные равнин. Рельеф создается под влиянием различных эндогенных процессов и климата.

2. Области горообразования занимают весьма ограниченную территорию. Орогенный процесс в кайнозое развивается в различных структурных обстановках – в пределах отмирающих геосинклиналей и разновозрастных платформ. От платформенного орогенный режим отличается высокой мобильностью и разнонаправленностью движений, а от геосинклинального – последовательным развитием поднятия и его расширением за счет сопредельных впадин.

Наиболее крупная мегаформа областей горообразования – линейно-вытянутые **орогенные пояса** протяженностью до десятков тыс. км. Характерная особенность – большая расчлененность, максимальная амплитуда до 20 км. Известны два грандиозных горных пояса: *Андийско-Кордильерский*, или *Американский*, и *Евразийский*, простирающийся от Пиринеев до берегов Тихого океана. Американский пояс является **окраинно-континентальным**, а Евразийский – **внутриконтинентальным**. В плане они имеют линейно-вытянутые очертания, а в вертикальном сечении – значительное поднятие по сравнению с сопредельными областями платформенных равнин. Внутреннее строение их характеризуется увеличением мощности земной коры, вулканизмом, сейсмичностью и значительной скоростью разнонаправленных тектонических движений, быстро сменяющих друг друга.

К мегаформам III порядка горных поясов относятся **горные страны** – системы сопряженных равноценных поднятий: горных хребтов, предгорных и межгорных впадин – седиментационных депрессий. Обладают общими чертами внешнего и внутреннего строения, предопределенными геологическим развитием. Большое значение имеет доорогенный этап. Выделяются **эпигеосинклинальные; эпиплатформенные; квазиплатформенные; рифтогенные** горные страны.

1. **Эпигеосинклинальные горные страны** фиксируют заключительный (орогенный) этап развития геосинклинали и формируются на складчатых структурах после замыкания геосинклинали, к ним относятся Альпы, Кавказ, Анды и др. Имеют блоково-складчатое строение с изменяющимся типом складчатости – *линейным* в центре поднятия и *сундучным (гребневидным)* на периферии. Если на фоне общего поднятия развиваются складчатые деформации, то в рельефе хребты и системы хребтов представлены антиклиналями, а разделяющие их понижения – синклиналями.

2. **Эпиплатформенные горные страны** развиваются на разновозрастных платформах, например Тянь-Шань, Кордильеры и др. Развитые горные страны характерны для областей активного горообразования. В условиях слабого горообразования орогенный процесс носит редуцированный (ослабленный) характер. В результате в рельефе возникают изолированные поднятия – эпиплатформенные горные сооружения типа Урала, Аппалачей, Большого Водораздельного хребта и др. Во внешнем строении поднятия преобладают сводово-глыбовые и глыбовые деформации, во внутреннем – складчато-блоковые. Особое значение имеют разрывы различных рангов. Их рельефообразующая роль возрастает в горных сооружениях, сложенных породами фундамента. В эрогенных поясах горные страны могут сложно сочетаться (эпигеосинклинальные и эпиплатформенные в Кордильерском поясе).

3. **Квазиплатформенные горные страны** представляют промежуточный тип между редуцированными областями горообразования и высокими денудационными равнинами платформ. Образуют высокие расчлененные плоскогорья, сопряженные с прогибающимися впадинами (Бразильские плоскогорья и Амазонская впадина).

4. **Рифтогенные горные страны** характеризуются глобальным распространением, но наиболее развиты во впадинах океанов, представляя основной тип океанского горообразования (рифтогены, срединно-океанические хребты). Общая длина превышает 60 тыс. км, ширина до 1500 км. Возвышаются над океаническими равнинами до 4 км и имеют очень сложный рельеф. Характерны вулканизм и сейсмичность. На континентах они представлены горными сооружениями, пологими сводообразными поднятиями. В начале поднятия осложняются секущими и

согласными разломами. Среди согласных широко распространены разломы типа сбросов – рифты, ограничивающие системы грабенообразных впадин, которые приурочены к присводным участкам и сводам общих поднятий. К этому типу относится Байкальское нагорье – сводообразное поднятие с впадиной-рифтом, занятой оз. Байкал и др.

Итак, в современном рельефе орогенных областей и в их новейшей структуре выделяются сопряженные положительные и отрицательные мегаформы III порядка. Это главные поднятия – горные сооружения, представляющие области сноса, и орогенные впадины, выполненные молассами. В современном рельефе в пределах горных сооружений и впадин выделяются мегаформы более высоких порядков.

Главные мегаформы горного рельефа на континентах

В современном рельефе орогенных областей и в их новейшей структуре выделяются сопряженные положительные и отрицательные мегаформы III порядка. Это главные орогенные поднятия – *горные сооружения и впадины*.

Горное сооружение – это основная мегаформа горной страны, представляющая поднятие со сводово-глыбовым внешним строением. В рельефе образовано хребтами и системами хребтов, разделенными горными впадинами – долинами, долинообразными понижениями и озерными котловинами. В зависимости от геологической истории строение горных сооружений может различаться: выделяются *простые* и *сложные* горные сооружения. *Простые* представляют только общие поднятия, не осложненные горными впадинами, выполненными молассами. По ослабленным зонам согласных разрывов могут образовываться долины и долинообразные понижения. Такое строение имеют Крым, Б.Кавказ и др. *Сложные* состоят из систем хребтов-поднятий, разделенных равноценными горными впадинами, выполненными молассами (Колумбийские Анды, Копет-Даг, Тянь-Шань, Мал.Кавказ и др.)

Предгорные впадины развиваются на участке предгорного приразломного прогиба и характеризуются асимметрией. Могут быть выполнены континентальными и морскими молассами, а в верхах разре-

за –аллювиальными отложениями крупных транзитных рек. В рельефе представлены низменными равнинами, повышающимися в направлении к горному сооружению (Месопотамская низменность с долинами рек Тигра и Евфрата, Индостанская низменность с долинами рек Ганга и Брахмапутры).

Примыкающие регионы, оказываясь втянутыми в общее поднятие, образуют *зону предгорий* с высокими наклонными денудационными равнинами, дробно расчлененными с глубиной врезов, уменьшающейся по направлению к платформе. Неравномерное поднятие впадины приводит к ее общему переносу, миграции прогиба и формированию предгорья. На удалении от гор происходит накопление наиболее молодых толщ моласс.

Общие поднятия – горные сооружения – разделяются *межгорными впадинами*. На протяжении почти всего процесса горообразования представляют отрицательную структурную форму, по масштабам и по величине новейших движений равноценную горному сооружению. В рельефе они выражены разнообразно. Во внутриконтинентальных горных странах верхняя часть их выполнена аллювием и пролювием (например, Ферганская депрессия и др.). Реже представляют озерные впадины (древняя Среднедунайская равнина и современная Иссык-Кульская котловина). Подобно предгорным они испытали значительное сокращение и расчленение системами частных поднятий. В отличие от предгорных впадин это сокращение происходило более равномерно, и предгорья (поднятые древние равнины) окаймляют межгорные впадины со всех сторон. Частые поднятия, холмы и гряды, как правило, представляют ответвления хребтов – поднятий внешних регионов горного обрамления.

Контрольные вопросы

1. Образование планетарных форм рельефа.
2. Мегаформы I порядка.
3. Мегаформы II порядка.
4. Мегаформы III порядка.
5. Главные мегаформы горного рельефа на континентах.

Глава 6

МЕГАРЕЛЬЕФ ПОГРАНИЧНЫХ ОБЛАСТЕЙ «КОНТИНЕНТ-ОКЕАН»

Около 35 % площади материков покрыто водами морей и океанов. Мегарельеф подводной окраины континентов имеет некоторые особенности. Примерно 2/3 ее приходится на северное полушарие и только 1/3 – на южное. Чем больше океан, тем меньшую долю от его площади занимает подводная окраина континентов. Например, у Тихого океана она составляет 5 %, у Северного Ледовитого – 50 %.

Рельеф шельфа, континентального склона и переходных зон. В рельефе им соответствуют сопряженные склоны континентальных поднятий и океанских впадин различного строения, которые представляют мегаформы II порядка. Принято выделять *подводные окраины континентов* и *переходные зоны*.

➤ *Подводные окраины* присутствуют повсеместно и включают некоторые типы шельфов, континентальный склон и его подножие.

➤ *Переходные зоны* включают сложный рельеф окраинных морей, островных дуг и глубоководных желобов.

Существуют генетические взаимосвязи между этими категориями рельефа, различно выраженных в строении пограничных областей.

Подводные окраины континентов

1. *Шельф* – это относительно мелководная часть морского дна, имеющая более или менее выравненный рельеф и в структурно-геологическом плане представляющая собой непосредственное продолжение прилегающей суши, т.е. затопленные окраины континентов, представляющие субаквальные платформенные равнины в пределах глубин 200–500 м. В различные геологические эпохи в связи с изменениями уровня океана и вертикальными движениями земной коры эти платформенные субаквальные равнины затоплялись то в большей, то в меньшей степени. В меловое время, например, шельфы были распространены гораздо шире, чем сейчас. Во время четвертичных оледенений уровень океана понижался на

100–150 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 отметок уровня Мирового океана. Самые близкие во времени к нам изменения уровня были связаны с чередованием ледниковых и межледниковых эпох в плейстоцене. После деградации последнего ледника уровень океана поднялся более чем на 100 м.

Рельеф шельфа преимущественно равнинный, средние уклоны поверхности составляют около 1°. В пределах шельфа широко распространён реликтовый рельеф: иногда это ледниково-аккумулятивные равнины со всеми характерными формами гляциального рельефа, в других случаях – структурно-денудационные формы рельефа, образовавшиеся в результате воздействия денудационных факторов на геологические структуры. Наряду с реликтовыми на шельфе встречаются абразионные равнины, выработанные либо при прошлом, либо при современном уровне моря, так называемые *бенчи* береговой зоны, а также аккумулятивные равнины, сложенные современными морскими осадками, залегающими на континентальных отложениях или на коренных породах.

Поскольку равнины шельфа – преимущественно затопленные платформенные равнины, то и крупные черты рельефа здесь обусловлены (как и на суше) особенностями структуры этих платформ. Раньше было общепринятым представление о том, что шельф заканчивается на глубине 200 м, где он сменяется континентальным склоном. Однако современные исследования показали, что говорить о какой-то определенной глубине, до которой распространяется шельф, достаточно сложно. Границей между шельфом и континентальным склоном является *бровка шельфа* – почти всегда четко выраженный перегиб профиля дна, ниже которого уклоны дна значительно возрастают. Эта бровка шельфа находится на разных глубинах: от 50–60 до 500–600 м, местами даже более 1000 м. Так, большая часть Охотского моря – шельф и по геологическим, и по геоморфологическим признакам, а глубины здесь в основном 500–600 м. У типично шельфового Баренцева моря бровка шельфа проходит на глубине более 400 м. Это говорит о том, что происхождение шельфа связано не

только с затоплением окраинных равнин суши в результате повышения уровня моря, но и в ряде случаев с новейшими значительными опусканиями окраин континентов.

Одной из интересных форм рельефа шельфа являются *затопленные береговые линии* – комплексы береговых абразионных и аккумулятивных форм, фиксирующих уровни моря в прошлые геологические эпохи. На шельфе широко распространены также различные формы рельефа, образованные современными субаквальными процессами – волнениями, приливными и др. течениями. В тропических водах в пределах шельфа весьма типичны коралловые рифы – формы рельефа, созданные колониями коралловых полипов и известковых водорослей.

2. Континентальный склон – это более или менее узкая зона морского дна глубже бровки шельфа, которая характеризуется относительно крутым уклоном поверхности. Средний угол уклона континентального склона $5-7^\circ$, а нередко $15-20^\circ$. Известны участки континентальных склонов с уклоном, превышающим 50° . Континентальный склон может представлять континентальную флексуру или систему гигантских разрывов: ступеней согласных и секущих. Согласные разрывы определяют ступенчатое строение континентального склона. Ширина ступеней может быть различной от первых сотен метров до сотен километров. Если широкие ступени располагаются в верхней части склона, то они образуют краевые плато. В условиях большой раздробленности склоны осложняются грабенами и горстами. Секущие разрывы развиваются вкрест простирания сбросовых ступеней. Крупные секущие разрывы осложняют пограничные районы континентов и ложа океанов. На суше эти разрывы представляют ослабленные зоны, которые часто разрабатываются долинами рек. В пределах же континентального склона эти зоны избирательно разрабатываются мутьевыми потоками, по ним закладываются глубокие узкие «долины» – подводные каньоны. Эти глубоко врезаемые ложбины (иногда до 2000 м) располагаются в ряде случаев так часто, что придают в плане бровке шельфа облик бахромы. Протяженность каньонов достигает сотен километров. В устьях каньонов отмечаются крупные аккумулятивные формы – конусы выносов.

Подводные каньоны очень напоминают речные долины. Иногда крупные каньоны лежат напротив устьев больших рек, образуя как бы подводные продолжения их долин. Но это не означает, что подводные каньоны являются затопленными речными долинами, так как при определенных чертах сходства существует ряд различий между подводными каньонами и речными долинами. К ним относятся: 1) более крутой, чем у речных долин, продольный профиль большинства каньонов; 2) значительные обратные уклоны, что не согласуется с речной гипотезой их происхождения. Вопрос о происхождении подводных каньонов должен рассматриваться совместно с вопросом о генезисе и тектонической природе континентального склона. **Континентальный склон** – это система ступенчатых сбросов, которые образовались в результате скалывания края выступа континента, оказавшегося в пограничной зоне между областью с тенденцией к поднятию или слабому погружению – **континентального поднятия**, и областью с тенденцией к значительному погружению – **впадиной океана**. Все это обусловило ступенчатый профиль континентального склона. Но в земной коре при этом возникали различные напряжения, которые находили разрядку путем образования радиальных разломов, рассекающих континентальный склон вкрест его простирания. Такими радиальными разломами и образованы подводные каньоны, которые в одних случаях унаследовали гигантские зияющие трещины в земной коре, а в других – узкие грабены, образовавшиеся по близко расположенным радиальным разломам.

Геофизические и геологические данные свидетельствуют о том, что континентальному склону свойственна земная кора континентального типа. Весьма убедителен в этом отношении геологический профиль, построенный по данным морских скважин, в районе плато Блэйк (атлантическая подводная окраина Сев. Америки к востоку от Флориды). Этот профиль показывает, что геологическое строение прибрежной равнины шельфа и континентального склона определяется значительным сходством. Для многих районов континентального склона, например Мексиканского залива, Средиземноморского бассейна, характерны бугристые формы рельефа, связанные с соляной тектоникой, а также вулканические и грязевулканические образования.

3. **Континентальное подножие** представляет зону сопряжения склона континента с ложем океанской впадины и является крупнейшей формой рельефа подводной окраины континента. В рельефе дна морей и океанов континентальное подножие в основном выражено наклонной равниной, прилегающей к основанию материкового склона и протягивающейся полосой (шириной в несколько сотен километров) между континентальным склоном и ложем океана. Максимальный уклон равнины 25° вблизи основания континентального склона. Далее уклон выполаживается и заканчивается на глубинах порядка 3,5–4,5 км. Поверхность равнины вдоль основания континентального склона слегка волниста и местами прорезана подводными каньонами. Значительная часть ее поверхности образована конусами выноса подводных каньонов. Нередко в верхней части поперечного профиля континентального подножия отмечается характерный холмисто-западинный рельеф, напоминающий оползневой рельеф суши, только представленный более крупными формами. Вообще, **континентальное подножие – аккумулятивное образование**. По данным геофизики, покров морских отложений на дне океана достигает максимальной мощности именно на континентальном подножье. Если в океане средняя мощность рыхлых осадков редко превышает 500 м, то на континентальном подножье она достигает 5 км.

В пределах континентального подножья происходят наиболее существенные изменения строения коры от континентальной и субконтинентальной до океанской и субокеанской.

Мегакомплекс мегаформ – **платформенная шельфовая равнина – континентальный склон – континентальное подножие – абиссальная океанская равнина** является широко распространенным в океанах мира, особенно на склонах Ледовитого и Атлантического океанов. Поэтому такие континентальные окраины часто называют Атлантическими.

На склонах Тихоокеанской впадины строение пограничной области существенно иное. В условиях полного развития здесь выделяется *переходная зона*, состоящая из следующих мегаформ: 1) *шельф*, 2) *континентальный склон и впадина*, 3) *островодужные поднятия с разделяющей их впадиной*, 4) *глубоководный желоб* и 5) *абиссальная океанская равнина*. Встречаются и более сложные сочетания.

Переход от континента к океану с набором перечисленных мегаформ получил название Тихоокеанского.

Глубоководные впадины окраинных морей граничат с наклонным шельфом, который может постепенно переходить в глубоководные плато на глубину 1–2 км (например, Охотское и Южно-Китайское моря). Эти плато отделяются от дна уступом 1–1,5 км. Встречаются и более резкие переходы, когда шельфовая равнина ограничивается 2–3-километровым континентальным склоном. Граница впадин с подводным склоном горного сооружения островной дуги резкая. По масштабам выделяются относительно небольшие котловины типа Японской с глубинами ~ 3–3,5 км и крупные котловины типа Филиппинской со сложным рельефом и глубинами 4–5 км и более. Время возникновения впадин окраинных морей для преобладающего большинства соответствует кайнозою. К таким молодым формам относятся многие впадины Западной окраины Тихого океана. Возраст древних впадин соответствует концу палеозоя – началу мезозоя. К ним относятся впадины Ионического моря, а также Кораллового, Южно-Китайского и т.д.

Внутреннее строение впадины определяется типом и мощностью коры. В крупных и глубоких впадинах (например, Филиппинская, Мирианская) преобладает кора океанского типа мощностью 10–12 км. Неглубокие впадины часто обладают корой значительной мощности (20–30 км) субокеанского типа.

Большинство впадин окраинных морей характеризуются высокой сейсмичностью и слабым вулканизмом. Структура впадин раздробленная в связи с развитием рифтогенных разломов в условиях растяжения и внедрения базальтовых расплавов. Широкое развитие рифтов доказано для преобладающего большинства этих впадин.

Островодужные горные сооружения представляют крупные валообразные поднятия океанского дна и являются в основном подводными. Граничат с впадинами окраинных морей и глубоководным желобом, поэтому контрастность рельефа здесь высока. Глубинная структура островных дуг – 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. Наблюдается и древний основной (базальтовый) вулканизм.

Расположение вулканов в пределах островных дуг подчинено закономерностям. Островные дуги обычно разбиты глубокими разломами поперечного простирания или близкого к поперечному. Именно на пересечениях оси островных дуг с этими разломами располагаются крупнейшие действующие вулканы. Нередко разломы выражены в рельефе морского дна в виде очень глубоких проливов (например, проливы Фриза и Буссоль в Курильской дуге).

В ряде случаев островные дуги представлены двойной системой, т.е. выделяются внутренняя и внешняя дуги, параллельные друг другу, с депрессией между ними. Так, например, устроена Курильская дуга. Внутренняя дуга соответствует здесь собственно Курильским островам и их подводному основанию, внешняя представляет собой подводный хребет Витязь, лишь на самом юге переходящий в Малые Курильские острова. 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, т.е. на определенной стадии развития островные дуги могут слиться друг с другом, образовав единый массив суши. Японские о-ва, например, представляют собой крупный массив суши, образовавшийся в результате слияния нескольких островных дуг разного возраста. В результате слияния трех разновозрастных островных дуг образовался о-в Куба.

Молодой островной дугой являются Малые Антильские о-ва, которые, как и Курильская островная дуга, образуют две гряды – внутреннюю и внешнюю. Малоангельская 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 также характерны резко дифференцированные вертикальные движения земной коры (с большими скоростями).

Глубоководные желоба. Это наименее изученная форма рельефа. Представляет собой узкую глубокую (от 10–11 до 5 км) щелевидную впадину, чаще всего дугообразной формы, не компенсированную

осадками, мощность осадков не превышает 500 м. Вследствие частичного заполнения желоба отложениями его дно представляет плоскую ровную площадку. Склоны желоба крутые, в нижней части $25-30^{\circ}$, в верхней – выполаживаются до $5-6^{\circ}$, что придает этой щелевидной впадине воронкообразную форму в поперечном сечении. Ширина желоба по дну до 50 км, по расстоянию между верхними частями стенок ~ 100 км. Глубоководные желоба распространены избирательно: из 35 известных желобов 28 приурочены к впадине Тихого океана, главным образом к ее западным и юго-восточным склонам. В генетическом отношении желоба, по-видимому, представляют развивающуюся узкую депрессию глубинного разлома в зоне перехода субконтинентальной и субокеанской коры островных дуг в океанскую кору абиссальных равнин или междужных впадин. Самый глубокий из желобов – Марианский.

Желоба занимают различную геоморфологическую позицию: вдоль восточных склонов впадины Тихого океана они граничат с Андийско-Кордильерскими окраинно-периконтинентальными горными сооружениями, вдоль западных склонов Тихого океана – с островодужными периокеанскими горными сооружениями. Желоба характеризуются высокой сейсмичностью, глубина очагов небольшая, поэтому коровые землетрясения этой зоны являются разрушительными.

Структура переходной зоны понимается различно представителями концепций мобилизма и фиксизма. Так, с позиций мобилизма литосферы океанские плиты движутся в направлении от срединных рифтогенных хребтов и погружаются под континенты по зоне сверхглубокого разлома Беньофа-Заварицкого (т.е. в зоне глубоководного желоба). Процессы погружения и переплавления литосферных плит вызывают в мантии огромные напряжения, которые приводят к сейсмичности и вулканизму. Образование периокеанских (островодужных) и периконтинентальных горных сооружений рассматривается мобилистами как активная реакция на поддвиг (*субдукцию*) океанских литосферных плит. Поэтому переходные зоны тихоокеанского типа называются активными в отличие от пассивных зон атлантического типа.

Фиксистами явление поддвига отрицается. Так, В.В. Белоусов (1986) выделяет три типа переходных зон: **Атлантический, Тихоокеанский, Колумбийский.**

В *Атлантическом типе* ступенчатость континентального склона объясняется фиксацией длительным погружением окраины континента, ее раскалыванием и переработкой континентальной коры в океанскую.

В *Тихоокеанском типе* переходных зон мегаформы рассматриваются как результат деформации литосферы геосинклинального режима, возникшие в позднем мезозое – кайнозое, и развития орогенного режима в позднем кайнозое. При этом принимается, что окраинные моря образовались на месте срединных массивов, крупные (зрелые) островодужные поднятия наследуют общие геоантиклинальные поднятия, а зоны Бениоффа – Заварицкого (сверхглубинные разломы) являются каналами вывода легких элементов из верхней мантии. Такая концепция полностью отрицает субдукцию (поддвижение) океанской литосферы, противопоставляя этому явлению подтекание тяжелой мантии под более легкую и формирование глубоководного желоба в результате «проседания» края тяжелой мантии, лишенной легких компонентов.

К *Колумбийскому типу* относится переходная зона, простирающаяся вдоль Тихоокеанских берегов Северной Америки. По представлениям В.В. Белоусова, особенность строения этой зоны заключается в наложении рифтового режима на орогенный и отсутствие зоны Бениоффа – Заварицкого.

Нерешенность вопросов строения структуры переходных зон объясняется недостаточной изученностью генезиса переходных зон.

Геоморфологические типы пограничных областей «континентальное поднятие – океанская впадина»

Геоморфологический анализ позволяет отметить некоторые закономерности в строении рельефа пограничных областей континентальных поднятий и океанских впадин. Выделяются пограничные области трех типов с рядом подтипов:

1. *Платформенная ступенчато-равнинная.*
2. *Орогенная континентальная, или горная.*
3. *Островодужная.*

1. *Платформенная ступенчато-равнинная* пограничная область включает разновысотные платформенные равнины суши и шельфа, континентальный склон и его подножие, сопрягающееся с дном океан-

ской впадины (рис. 95). Пограничная область такого типа широко распространена вдоль окраин континентов с платформенным режимом в кайнозое. На севере она простирается на значительном протяжении, объединяя низменные равнины и обширный рельеф Евразийского континента со склоном и дном Атлантического и Ледовитого океанов. На юге ступенчато-равнинная пограничная зона встречается вдоль Индостана, западных и южных склонов Австралии и в других регионах.

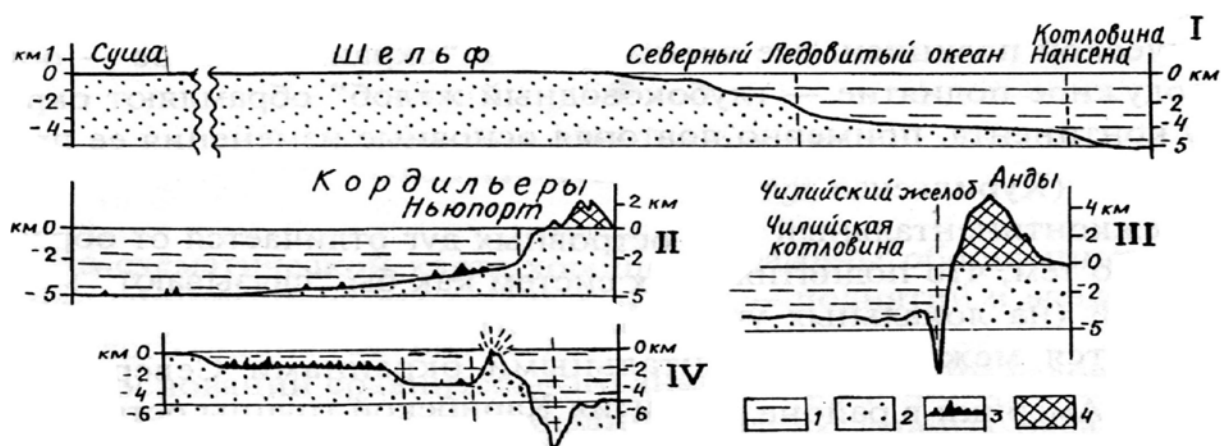


Рис. 95. Геоморфологические типы пограничных областей «континент-океан» (по: Костенко, 1999):

- I – платформенный – ступенчатая разновысотная равнина; II, III – орогенные:
 I – без желоба, III – с желобом, IV – островодужный подтип, обрамляющий;
 1 – акватория; 2 – массив континента и дна океана неподразделенные;
 3 – малые неровности подводного рельефа; 4 – горные массивы (до уровня океана)

По контрастности положения поверхности континента и океанского дна, а также по обобщенным наклонам этих поверхностей выделяются три подтипа:

- а) шельфовых и низких равнин, или Арктический;
- б) высоких равнин, или Северо-Атлантический;
- в) плоскогорный, или Южно-Атлантический.

2. Орогенная периконтинентальная, или горная пограничная область объединяет регионы периконтинентального горообразования с абиссальными равнинами впадин океана. Основными мегаформами рельефа этой зоны в пределах континентальной части являются горные сооружения различного генезиса, редуцированные приморские и шельфовые равнины, а в периокеанской части – континентальный склон большой крутизны и протяженности, особенно там, где он граничит с глубоководным желобом.

Орогенная пограничная область характеризуется развитием гранитных и базальтовых корней, молодым и современным вулканизмом, а также повышенной сейсмичностью. Так, большое количество землетрясений зарегистрировано в периконтинентальных регионах орогенной пограничной области на Тихоокеанских склонах континентов Сев. и Южной Америки. Помимо общих черт существуют и различия в строении периконтинентальных горных сооружений, что позволяет выделить следующие геоморфологические подтипы:

а) *рифтогенный, или Аравийско-Африканский*, наиболее ярко представленный в пограничной области восточных склонов Аравийско-Африканского континента;

б) *рифтогенно-платформенный, или Кордильерский*, включающий периконтинентальное горное сооружение Кордильер и сложно построенный континентальный склон. Пограничная область Кордильерского типа развита только вдоль западных склонов Тихоокеанской впадины, но характеризуется огромной протяженностью: от залива Аляски и Алеутского островодужного поднятия до окончаний Калифорнийского п-ова;

в) *эпигеосинклинальный с желобом, или Андийский* подтип.

В континентальной части он представлен преимущественно эпигеосинклинальными горными сооружениями, значительно редуцированными приморскими и шельфовыми равнинами, которые по четкому перегибу граничат с континентальным склоном. Последний сопрягается с глубоководным желобом. Его строение характеризуется прерывистостью на участках, где Андийское высокогорное сооружение через континентальный склон и его подножие объединяется с океанскими поднятиями.

3. Островодужная пограничная область в геоморфологическом отношении может рассматриваться как сопряжение периконтинентального и периокеанского горообразования. Островодужная пограничная область характеризуется высокой сейсмичностью и разнообразным вулканизмом. Ее главная периокеанская часть представлена мегаформами переходной зоны, которые могут занимать различную геоморфологическую позицию относительно периконтинентальных орогенов и океанских впадин. Выделяются следующие подтипы островодужной пограничной области:

а) *обрамляющий или Западно-Тихоокеанский подтип*. Геоморфологическая позиция его определяется тем, что все члены триады

«окраинное море – островодужное поднятие – глубоководный желоб» обрамляют континентальную окраину, повторяя основные изменения ее простираия;

б) *межконтинентальный подтип* пограничной области отличается от обрамляющего тем, что системы островодужных поднятий связывают между собой континенты (на локальных участках). Такие связи развиваются между: континентальными окраинами Сев. и Южной Америки; Индокитая и Австралии, а также Южной Америки и Антарктиды. В соответствии с характером связей между континентами, строением коры и рельефом выделяются подтипы: Карибский, Южно-Антильский и Индонезийский;

в) *Средиземная, или реликтовая* пограничная область соответствует впадине Средиземного моря со сложным рельефом глубоководных котловин и реликтами островодужных поднятий. Ее восточное продолжение представлено впадинами Черного и южной части Каспийского морей.

По геоморфологической позиции эта область отличается от других тем, что строение впадины почти повсеместно ограничено континентальным склоном и обрамлено преимущественно горными сооружениями, за исключением участка континентального склона Северной Африки.

Впадины характеризуются корой субокеанского типа мощностью до 25 км, преобладанием зрелых форм поднятий островных дуг, сохранивших фрагментарно и представленных реликтовыми формами (о-ва Ионические, Крит и Родос). Желобы также морфологически плохо выражены, заполнены осадками, их глубина не превышает 5,5 км (например, Эллинский желоб).

Таким образом, сравнение рельефа периконтинентальных и перикокеанских регионов позволяет выделить ряд пограничных областей глобального масштаба. Геоморфологическое строение их свидетельствует о том, что эти области соответствуют сопряжению мегаформ I порядка и отражают общую направленность новейшего развития.

Контрольные вопросы

1. Мегарельеф пограничных областей «континент – океан».
2. Переходные зоны Атлантического и Тихоокеанского типа.
3. Пассивные и активные континентальные окраины.

Глава 7

БЕРЕГОВЫЕ МОРСКИЕ ПРОЦЕССЫ И ФОРМЫ

Побережье морей и океанов – это конечный пункт миграции обломочного материала, снесенного со склонов и поступающего из рек.

Морское побережье – это полоса поверхности литосферы, в пределах которой распространены как современные, так и древние, четко выраженные в рельефе береговые формы. Полно развитое побережье состоит из трех зон: 1) *надводной зоны* с древними относительно приподнятыми береговыми формами; 2) *современной береговой линии*, состоящей из современного берега и подводного берегового склона; 3) *подводной зоны* с древними, погруженными береговыми формами.

Рельефообразующие факторы. На формирование побережья взаимное влияние оказывают суша и море. Водная среда преобразует рельеф в результате *морских волнений*, возникающих под воздействием постоянных и штормовых ветров; *морских течений*, обусловленных температурным режимом и *приливно-отливных перемещений*.

Существенное значение в строении зоны побережий, особенно в низких широтах, имеет биогенный фактор. Это *коралловые постройки, мшанковые банки, заросли мангров* и т.д. Суша является поставщиком обломочного материала, переносимого главным образом реками.

Общий характер (генетические типы) экзогенных процессов определяется *климатическими условиями*, оказывающими весьма существенное, хотя и косвенное, влияние на побережье. Разрушение берегов и абразия дна зависят также от *геологического строения*, т.е. структурных форм и литологического фактора – устойчивости пород, слагающих берег и дно акватории.

Профиль равновесия и его формирование

Общий режим – аккумуляция наносов и абразия коренных пород, процессы, направленные на выработку профиля равновесия, пространственно и во времени распределяются в зависимости от новейшего

морфологического становления поднятий и впадин в зоне побережья. Из экзогенных факторов, влияющих на рельеф побережья, главная рельефообразующая роль принадлежит *работе волн в мелководье*, возникающих в результате воздействия ветра на верхние слои воды.

Различают волны «*глубокого*» моря и *мелководья*. К первому типу относят волны, которые затухают, не достигая дна. При приближении к берегу на характер волны действует уменьшение глубины и очертания береговой линии. При этом деятельность волн приводит к смячению очертаний береговой линии. В мелководье развитие волновых движений вследствие трения о шероховатое дно резко изменяется.

При различных уклонах дна процесс абразии и аккумуляции будет меняться. Различают *побережья средней крутизны, крутые и пологие*. В результате длительного воздействия волн в условиях мелководья и поперечного перемещения материала на склонах средней крутизны формируется подводная аккумулятивная терраса, в области абразии и выноса – абразионная площадка, а в пределах участков, пограничных с сушей, – пляж. По мере достижения профиля равновесия перемещение материала будет ослабевать.

Для *крутого склона*, свойственного приглубым берегам, выработка профиля равновесия осуществляется в результате интенсивной абразии верхней части склона и накопления материала в нижней, что приводит к смещению береговой линии в сторону суши. Наоборот, при *пологом дне*, характерном для отмелых берегов, в нижней части основания склона начнется абразия с переносом материала в сторону пляжа и его расширения.

Выработка профиля равновесия склона в значительной степени зависит от *крупности* донных осадков. Могут быть выделены профили равновесия побережий, сложенные осадками различной крупности (рис. 96, А).

В условиях одинаковой крутизны подводного склона существуют динамические пределы зон движения частиц данной крупности. Выработка профиля при различной *крупности* наносов сопровождается не только изменением наклонов дна, но и определенным процессом сортировки материала. На крутом склоне материал меняется от плохо окатанных глыб до крупной гальки, на склонах средней крутизны га-

лечник сменяется гравием и песком, на пологих склонах песок постепенно замещается супесями и глинами.

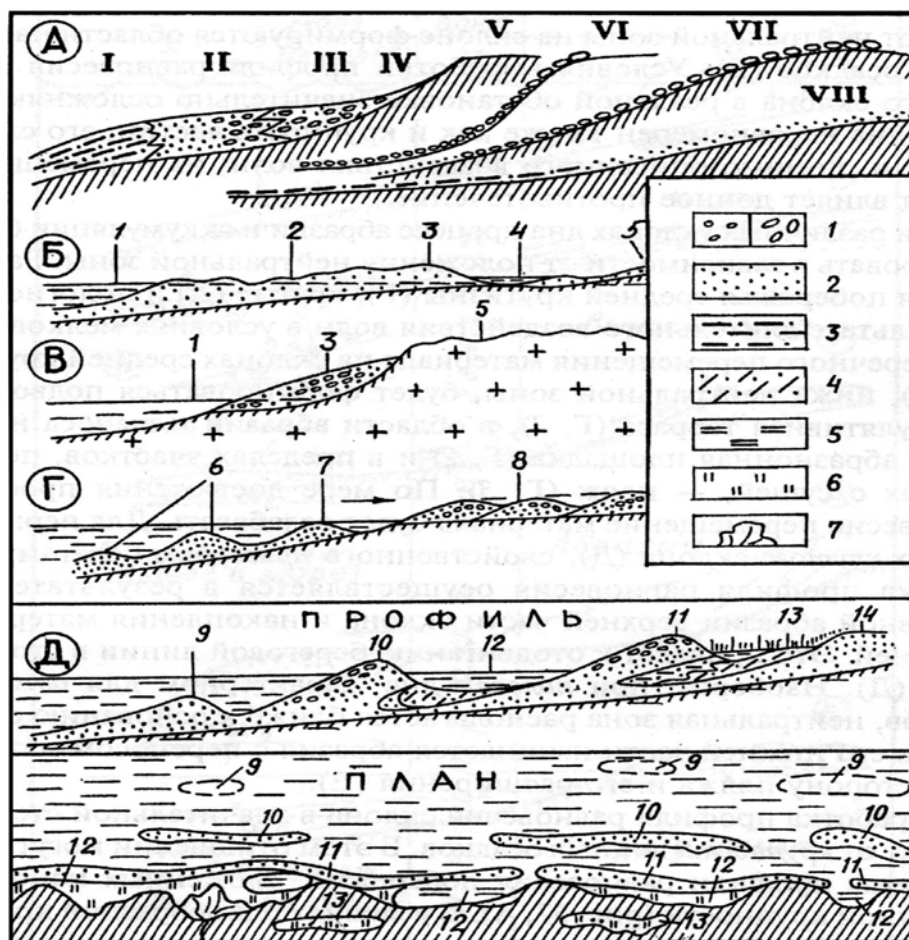


Рис. 96. Аккумулятивные формы побережья (по: Костенко, 1999):

А – распределение осадков разного механического состава на склонах различной крутизны; Б и В – пляжи: Б – полного и В – неполного профиля; Г – подводные валы; Д – бары. 1–3 – наносы различной крупности: 1 – галечники и валуны; 2 – пески; 3 – глинистые разности; 4 – отложения отмирающих лагун; 5 – остаточные озера; 6 – марши; 7 – дельты рек

Аккумулятивные и абразионные формы рельефа побережья

Аккумулятивные формы, созданные поперечным перемещением наносов

Массы обломочного материала в береговой зоне, перемещаемые волнами и прибойным потоком, называются **морскими наносами**. Источниками образования наносов являются аллювий, приносимый реками с суши, размыв берегов и т.д.

Наиболее полно и разнообразно аккумулятивные формы представлены в условиях пологого склона подводной и надводной частей побережья, т.е. на *отмелых* берегах (рис. 96, Б-Д). Здесь на значительном расстоянии от суши господствуют условия мелководья и деформированных волн. Поэтому в пределах внешней части подводного склона преобладают процессы размыва и переотложения наносов. Скопление наносов в зоне действия прибойного потока называется *пляжем*. В зависимости от строения внутренней части зоны побережья формируются *пляжи полного* (рис. 96, Б) и *неполного* (рис. 96, В) *профилей*. Пляжи *полного профиля* образуются в условиях свободной разгрузки наносов на обширной поверхности побережья и характерны для отмелых берегов с весьма пологим надводным и подводным склонами. Образуются, когда прибойный поток полностью расходует свою энергию, отлагая наносы. *Пляж неполного профиля* формируется, если волны при движении к берегу встречают препятствие в виде более крутого участка и у перегиба склона происходит разгрузка материала, влекомого волнами.

Кроме пляжей в условиях отмелого берега при поперечном перемещении наносов формируются *подводные валы* (рис. 96, Г). Их образование объясняется явлением частичного разрушения волн – *забурунивания*. При этом продолжается волновое движение по направлению к берегу, но на участке забурунивания происходит частичная потеря энергии и уменьшается высота волн, что сопровождается частичной разгрузкой материала, влекомого к берегу. Там, где забурунивание происходит наиболее часто, образуются скопления материала – *подводные валы*. Они протягиваются примерно параллельно берегу, иногда образуя несколько рядов.

Наиболее крупные аккумулятивные формы представляют *береговые бары*, морфологически сходные с подводными валами (рис. 96, Д). Они простираются вдоль берегов, отгораживают часть мелководья от открытого моря и образуют лагуны. Выделяют стадии развития берегов с барами. Вначале бары могут представлять подводную возвышенность – *подводные бары*. Постепенно разрастаясь, они трансформируются в надводные возвышенности – своеобразные острова, сложенные донными наносами и вытянутые вдоль берега – *островные дуги*. Дальнейшее наращивание и слияние отдельных баров сопрово-

ждается полной изоляцией лагун от моря и превращением их в прибрежные озера. Такие слившиеся бары называются *береговыми барами*. В дальнейшем озера вырождаются в заболоченные участки – *марши*. Этот процесс может неоднократно повторяться, наращивая отмельный берег в результате последовательной изоляции маршей береговыми барами. Бары возникают на глубине 10–20 м, возвышаются над водой на 4–5 м. Их происхождение еще не выяснено.

**Аккумулятивные формы,
связанные с продольным перемещением наносов**

На формирование рельефа существенное влияние оказывают абразия выступов и продольное перемещение наносов. Если волны подходят к берегу под острым углом, то возникают условия вдольберегового перемещения наносов (рис. 97, а-ж).

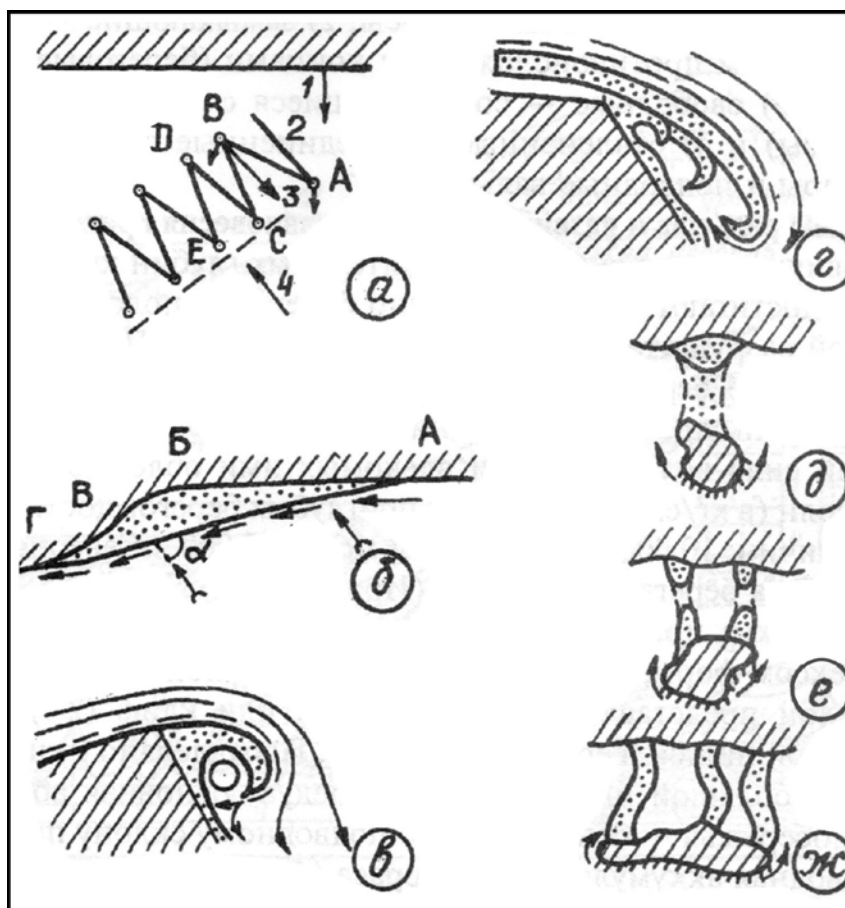


Рис. 97. Продольное перемещение наносов и аккумулятивные формы (по: Костенко, 1999)

На участке берега, напротив острова, обычно формируется надводная отмель. В процессе дальнейшего развития в пределах защищенной от воздействия волн зоны отмель постепенно превращается в переи́му или *томболо*, объединяя сушу с островом. В зависимости от размеров, создаваемых островом волновой «тени», может образовываться несколько перемычек – томболо. Материал для их образования может поступать с фронтально абрадируемой части острова. В районе заливов с затрудненным проникновением волн выступы мысов наращиваются косами, которые при смыкании образуют перемычку – *пересыпь*, и залив превращается в лагуну, а при дальнейшей изоляции – в низменную заболоченную равнину.

По отношению к берегу аккумулятивные формы, созданные поперечным и продольным перемещением наносов, могут занимать различную позицию. Выделяют 4 типа по характеру их сочленения с берегом:

- 1) *примыкающие* – соединенные на всем протяжении с берегом, как например, пляжи, формирующие аккумулятивные террасы;
- 2) *замыкающие* – сочлененные с берегом противоположными концами (береговые бары, пересыпи);
- 3) *свободные* – соединяющиеся с берегом одним концом (косы);
- 4) *отчлененные* – не соединенные с берегом (островные бары и подводные валы).

Формы рельефа и развития профиля равновесия приглубого берега

В пределах приглубых берегов ярко выражена разрушительная деятельность моря – преимущественно механическая абразия. Она заключается в ударной силе волн прибоя и влекомых ими обломков. На приглубом берегу происходит грубая сортировка наносов, при которой крупные обломки концентрируются в виде узкой полосы пляжа, а более мелкий материал сносится вниз по склону, где формирует приклоненную *аккумулятивную террасу*. При завершении выработки профиля равновесия приглубого берега формируется обширный *бенч* – *абразионная терраса*, переходящая в пляж. В определенных условиях механическая абразия сопровождается термической и химической. Рельеф, обусловленный химической абразией, развивается

вдоль приглубых берегов, сложенных известняками. В сочетании с подземными водами здесь могут возникать хорошо развитые формы подземного карста: *галереи, поноры, пещеры*. В случае наличия крепких известняков, слагающих берег, возникают *абразионные останцы* – подводные и надводные, образующие причудливой формы скалы – *столбы, арки* и т.д.

Термическая абразия развивается в условиях воздействия морской воды на толщи криогенных пород с погребенными льдами в областях развития вечной мерзлоты. При наличии крутых обрывов здесь образуются волноприбойные ниши, а в условиях поднимающихся берегов – *абразионная терраса* и древняя поднятая *волноприбойная ниша*.

Формирование приглубого побережья может сопровождаться оползневыми процессами при соответствующем геологическом строении берега. Накопление оползневых масс происходит в основании склона.

Общая направленность развития побережья

Геологическая деятельность волн в условиях различного рельефа побережья направлена на выравнивание береговой линии. Например, в условиях переработки льдами берегов континентов в Северном полушарии возникли *фиордовые* и) *шхерные* берега.

Фиордовые – затопленные древние троговые долины, которые в современном рельефе представляют узкие крутосклонные глубокие заливы, разделенные древними ледоразделами.

Шхерные – затопленные ледниковые низкие равнины с рельефом бараньих лбов или курчавых скал, образующих множество клифов (береговых обрывов) на мелководье.

На отмелых берегах более высокая скорость прилива по сравнению с отливом может привести к образованию аккумулятивных форм *осушек*, или *ваттов*, называемых в России *лайдами*.

Коралловые постройки на побережье тропических морей

Эти органогенные образования играют существенную роль в приэкваториальных регионах океанских побережий континентов и

островов. Состоят из кораллового известняка. Мощность до 50 м. По отношению к суше выделяют *окаймляющие рифы* (примыкают к берегу и развиваются от суши к морю) и *барьерные рифы* (представляют барьеры-гряды, отгораживающие коралловую лагуну от открытого моря).

Влияние новейшего развития на рельеф побережья

По характеру новейших движений выделяют зоны побережий платформ и орогенов. Первые характеризуются небольшим размахом движений, однообразных по знаку. Вторые – высокой интенсивностью движений различного знака. В соответствии с результатами совместного воздействия климата и тектонического фактора берега и сопредельную зону побережий можно подразделить на:

- 1) *поднимающиеся*;
- 2) *относительно стабильные*;
- 3) *погружающиеся*.

В условиях *поднимающегося берега* характерно отступление береговой линии и формирование обширных пляжей на участках мелководья.

В условиях *погружающегося берега* ярко выражены явления ингрессии с превышением низменной суши в марши, лагуны и новые участки открытого моря.

Контрольные вопросы

1. Строение зоны побережий.
2. Профиль равновесия и его формирование.
3. Аккумулятивные формы, созданные поперечным перемещением наносов.
4. Аккумулятивные формы, связанные с продольным перемещением наносов.
5. Формы рельефа и развития профиля равновесия приглубого берега.
6. Общая направленность развития побережья и влияние новейшего развития на рельеф побережья.

Глава 8

ОКЕАНСКИЕ ВПАДИНЫ

Основные неровности ложа океанских впадин образованы отрицательными и положительными мегаформами II порядка. Отрицательным мегаформам соответствуют абиссальные равнины, а положительным – горный рельеф областей океанского горообразования. Эти формы отражают два основных подтипа развития океанской коры и литосферы. Иногда они сопоставляются с платформенным и орогенным режимами в условиях океанской коры. В историко-генетическом аспекте эта аналогия является неоправданной, но данные мегаформы имеют много общего.

Отрицательные мегаформы

1. Абиссальные равнины представляют слабонаклонные поверхности, расположенные на довольно выдержанных отметках: от 3,5 до 5 км.

В соответствии с геоморфологической позицией абиссальных равнин относительно ложа океана они подразделяются на *периокеанские* и *окаймляющие*.

Периокеанские равнины сопрягаются с континентальным подножием на глубине 3,5–4 км. Их поверхность наклонена к центральным регионам океана, где они непосредственно граничат по общему склону с абиссальными котловинами на глубинах около 5 км.

Окаймляющие равнины представляют разновидность периокеанских равнин, отличаясь от них очертаниями. В виде вытянутых полос окаймляют все океанские крупные возвышенности (срединные хребты и т.д.), а также подразделяют абиссальные котловины. В периокеанских регионах они простираются вдоль оснований континентальных подножий.

2. Абиссальные котловины являются типичной мегаформой рельефа ложа океана, располагаясь на глубинах 4,5–6 км. Только во впадине Ледовитого океана днища котловин лежат на глубине 3–4 км. Дно большинства котловин (особенно глубоких) имеет рельеф холмистых равнин. Предполагают, что абиссальные холмы имеют вулканическое происхождение, являясь щитовыми вулканами и лакколитами, которые

образовались в условиях тонкой (5–7 км мощностью) океанской коры. Геоморфологическая позиция абиссальных котловин в пределах впадин океанов различна и предопределена развитием хребтов-поднятий.

Положительные мегаформы

Поднятия, осложняющие дно океанов, различны по своей природе и масштабам. Самыми важными из них являются *срединные хребты* – области океанического рифтогенного горообразования.

1. *Срединные хребты* океанов представляют глобальную систему поднятий протяженностью до 60 тыс. км и шириной до 2 тыс. км, возвышающихся над дном сопредельных абиссальных котловин до 4–5, реже 6 км. В структурном отношении – это валообразные вздутия базальтового слоя океанской коры и верхней мантии особого уплотненного типа, который, возможно, образовался в результате проникновения вещества верхней мантии в базальтовый слой.

В строении поднятия срединных хребтов морфологически выделяются склоны и свод. Склоны пологие, а свод имеет сложные очертания, подчеркивающие большую раздробленность сводов. Склон и своды осложнены вершинами вулканических гор и множеством разделяющих их приразломных впадин. Наиболее контрастными формами часто характеризуется центральная часть свода с главной рифтовой долиной – глубокой впадиной, ограниченной разломами. Осевые зоны срединных хребтов носят название рифтовых зон. Хребты и рифтовые долины представлены в том числе и ультраосновными породами, главным образом различными перидотитами. Долина имеет крутые склоны и плоское дно, а ее борта повсеместно осложнены вулканическими грядами. Присводовые участки срединных хребтов также осложняются разломами.

Для срединных хребтов характерно наличие ответвлений – подводных поднятий, именуемых *отрогами*. Происхождение отрогов требует дальнейшего изучения. Пространственно отроги тяготеют к континентальным окраинам и периконтинентальным подводным возвышенностям.

Геолого-геофизическая характеристика срединных хребтов свидетельствует о существенных отличиях их строения и современного развития от сопредельных абиссальных равнин и котловин. Средин-

ные хребты Тихого океана характеризуются повышенной сейсмичностью и проявлением вулканизма. Для этих регионов наблюдается так называемое зеброидное магнитное поле линейных магнитных аномалий переменного знака. Помимо срединных хребтов и отрогов ложе океана осложняют другие многочисленные поднятия.

2. Микроконтиненты представляют в океанах поднятия, сложенные корой континентального типа, преимущественно подводные. От континентов они отделены обширными абиссальными равнинами с корой океанского типа. Существуют различные предположения о генезисе микроконтинентов: по одним представлениям, это фрагменты погрузившихся континентов, по другим – недоразвитые континенты, остановившиеся в начале своего формирования. Исходя из представления об общем значительном погружении впадин океанов первое предположение является более вероятным.

3. Подводные плато представляют возвышенности с океанским типом коры, иногда с несколько повышенной мощностью. В структурном отношении это глыбовые и сводово-глыбовые поднятия, осложненные разломами. Разломы часто выражены в рельефе склонов плато в виде подводных каньонов. Возвышенные участки плато (с глубинами 2–3 км) и острова часто образованы крупными кораллово-вулканическими постройками (например, Бермудские острова). Геоморфологически эти возвышенности приурочены к отрогам и поверхности, окаймляющей абиссальные равнины, т.е. к относительно повышенным участкам ложа океана.

4. Океанские сводовые поднятия обычно образуют систему возвышенностей, линейно вытянутых и увенчанных кораллово-вулканическими сооружениями.

5. Малые возвышенности, преимущественно кораллово-вулканические и вулканические, широко распространены в океанах в областях развития мезозойского и кайнозойского вулканизма. Среди них преобладают кораллово-вулканические горы линейной и дугообразной форм, отличающиеся большим морфологическим разнообразием. Встречаются гигантские вулканы с типичным океанским базальтовым вулканизмом, образующим надводные возвышенности и вулканические о-ва (например, Гавайские). Одиночные подводные горы часто окружены кольцевыми рифами – *атоллами*. Древние кораллово-

вулканические постройки в процессе погружения образуют подводные возвышенности с уплощенной поверхностью на глубине 1–2,5 км. Такие плосковершинные вулканические горы называются *гайотами*. Они широко распространены на валообразном поднятии Маркус-Неккер в Тихом океане и свидетельствуют о его значительном погружении.

В настоящее время во впадинах всех океанов установлены регионально распространенные мегаформы, а также малые формы различного облика. Их распространение различно в каждом океане.

8.1. РЕЛЬЕФ ЛОЖА СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА (СЛО). АРКТИЧЕСКИЙ СРЕДИННЫЙ ХРЕБЕТ

Еще 30 лет назад на физико-географических картах ложе СЛО изображалось как единая котловина с плоским однообразным дном. К настоящему времени установлен целый ряд подводных хребтов и возвышенностей, разделяющих Арктический бассейн на несколько котловин (рис. 98).

Вблизи полюса Арктический бассейн пересекает *хребет Ломоносова*, начинающийся в американском секторе близ *Земли Элмира* и примыкающий к сибирскому шельфу в районе *Новосибирских о-вов*. От шельфа острова Элмир отходит другое поднятие – *плато Альфа*, переходящее в *хребет Менделеева*. В сибирском секторе океана этот хребет примыкает к шельфу Восточно-Сибирского моря. Между хребтами расположены плоскодонные котловины Макарова и Толля с максимальной глубиной ~ 4 км. Между хребтом Менделеева и шельфом Аляски располагается другая крупная котловина – *Бофорта*, ее максимальная глубина 4680 м. Вблизи шельфа Аляски – несколько небольших возвышенностей, в том числе *хребет Бофорта* с отметкой глубины 909 м. Остальная часть дна котловины плоская.

В Европейско-Сибирском секторе океана располагается *хребет Гаккеля*. Осевая часть его имеет сильно расчлененный рельеф: ряд отдельных коротких хребтов разделяется глубокими рифтовыми долинами, кулисообразно располагающимися вдоль оси хребта. Глубина долины до 5 км и более. В этой части океана сосредоточены эпицентры землетрясений. Хребет Гаккеля прослеживается к югу от Шпицбергена и там переходит в срединный хребет Атлантического океана.

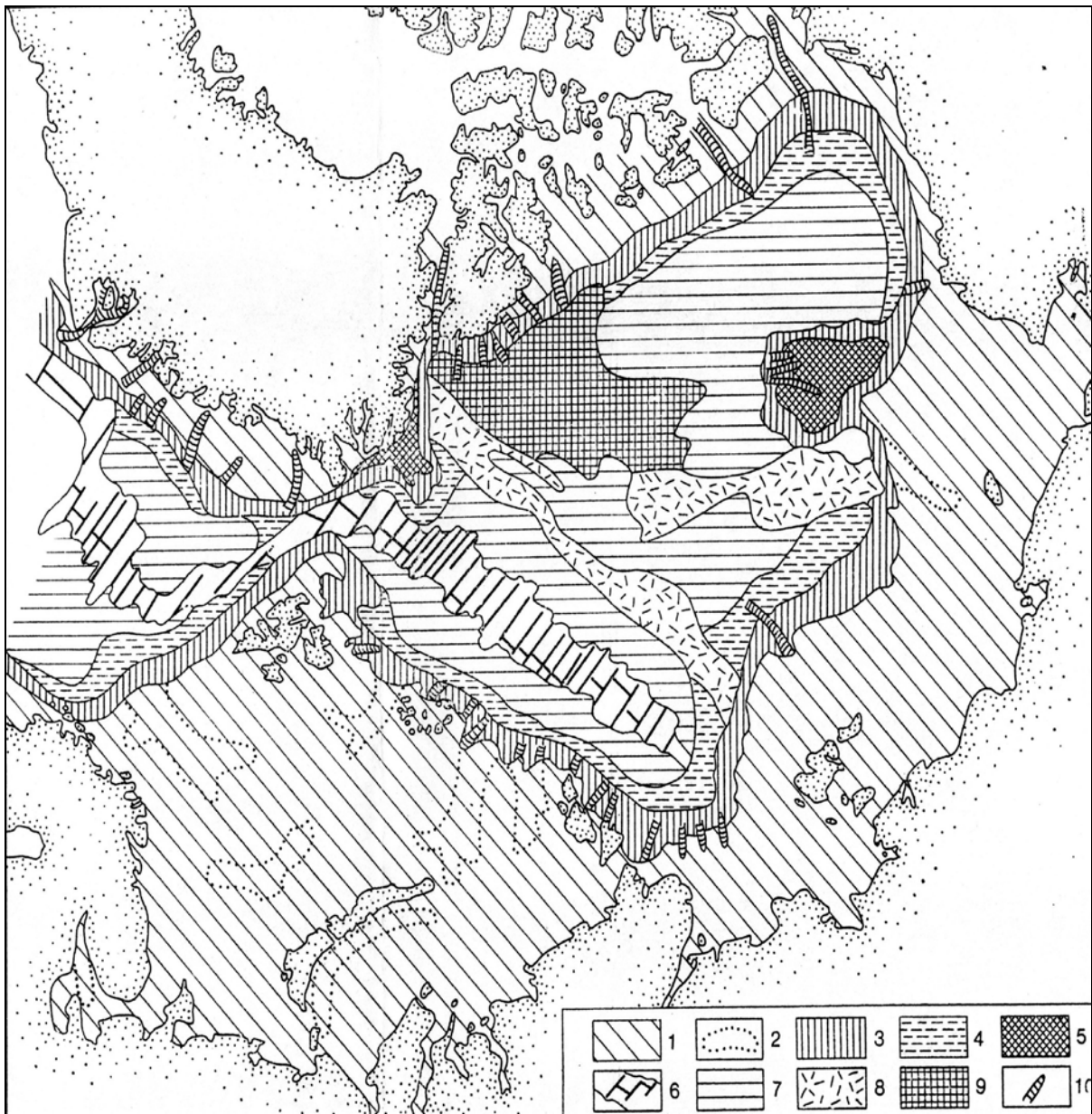


Рис. 98. Рельеф дна Северного Ледовитого океана
(по: Леонтьев, Рычагов, 1979):

- 1 – шельф; 2 – крупные депрессии на шельфе; 3 – материковый склон;
4 – материковое подножье; 5 – краевое плато; 6 – срединно-океанический хребет; 7 – котловины ложа океана; 8 – хребты ложа океана;
9 – океанические плато; 10 – подводные каньоны и долины

Между хр. Ломоносова и Гаккеля находится *котловина Амундсена* (Северный полюс находится в пределах этой котловины, глубина на полюсе 4316 м). Вторая котловина, лежащая к югу от хребта Гаккеля, получила название *котловины Нансена*. Глубина ее 5449 м. Рельеф дна обеих котловин плоский.

8.2. РЕЛЬЕФ ЛОЖА АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА. СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКИЙ ХРЕБЕТ

Основным орографическим элементом рельефа дна Атлантического океана является *Срединно-Атлантический хребет*, который протягивается в его пределах от района Шпицбергена на севере до 65° ю.ш. на юге. Простирается хребта в целом непостоянно, но близко к меридиональному, за исключением экваториального участка, где становится субширотным. Ширина хребта ~ 2500 км, к северу от Исландии сокращается до 300 км. Относительная высота до 4 км. Собственно, это горная страна или нагорье, так как оно состоит из отдельных хребтов, горных массивов, продольных ложбин и понижений. Наиболее расчлененный и контрастный рельеф характерен для рифтовой (осевой) зоны хребта, представленной сложной системой горстовых хребтов и узких грабенов – рифтовых долин глубиной до 5–6 км. Максимальными глубинами характеризуются обычно узкие поперечные впадины, связанные с секущими хребет зонами разломов. Примером такой впадины является узкая и глубокая *впадина Романиш* (глубина 7856 м).

Как и другим срединно-океаническим хребтам, Срединно-Атлантическому хребту присущ рифтогенный тип земной коры, характеризующийся высокой плотностью и отсутствием четко выраженной границы Мохоровичича. В рифтовой зоне хребта наряду с базальтами развиты ультраосновные породы – перидотиты, дуниты. К рифтовой зоне приурочены эпицентры землетрясений. Наибольшая концентрация эпицентров отмечена на участках хребта, пересекаемых широтными и субширотными разломами (один из таких разломов пересекает хребет в районе Азорских о-вов, с ним связаны активные проявления современного вулканизма). Наиболее значительными действующими вулканами на крыльях и в рифтовой зоне хребта являются вулканы Рейкьянес (отрезок срединного хребта, примыкающий к Исландии) Тристан-де-Кунья и Ян-Майен.

Срединно-Атлантический хребет обрамлен с двух сторон абиссальными котловинами, придавая впадине Атлантического океана симметричное строение. Ложе океана по обе стороны от хребта сложено земной корой океанского типа.

Наименьшую мощность кора имеет под крупными океанскими (абиссальными) котловинами, разделенными подводными возвышенностями и хребтами с несколько повышенной толщиной земной коры и имеющими собственные названия (рис. 99).

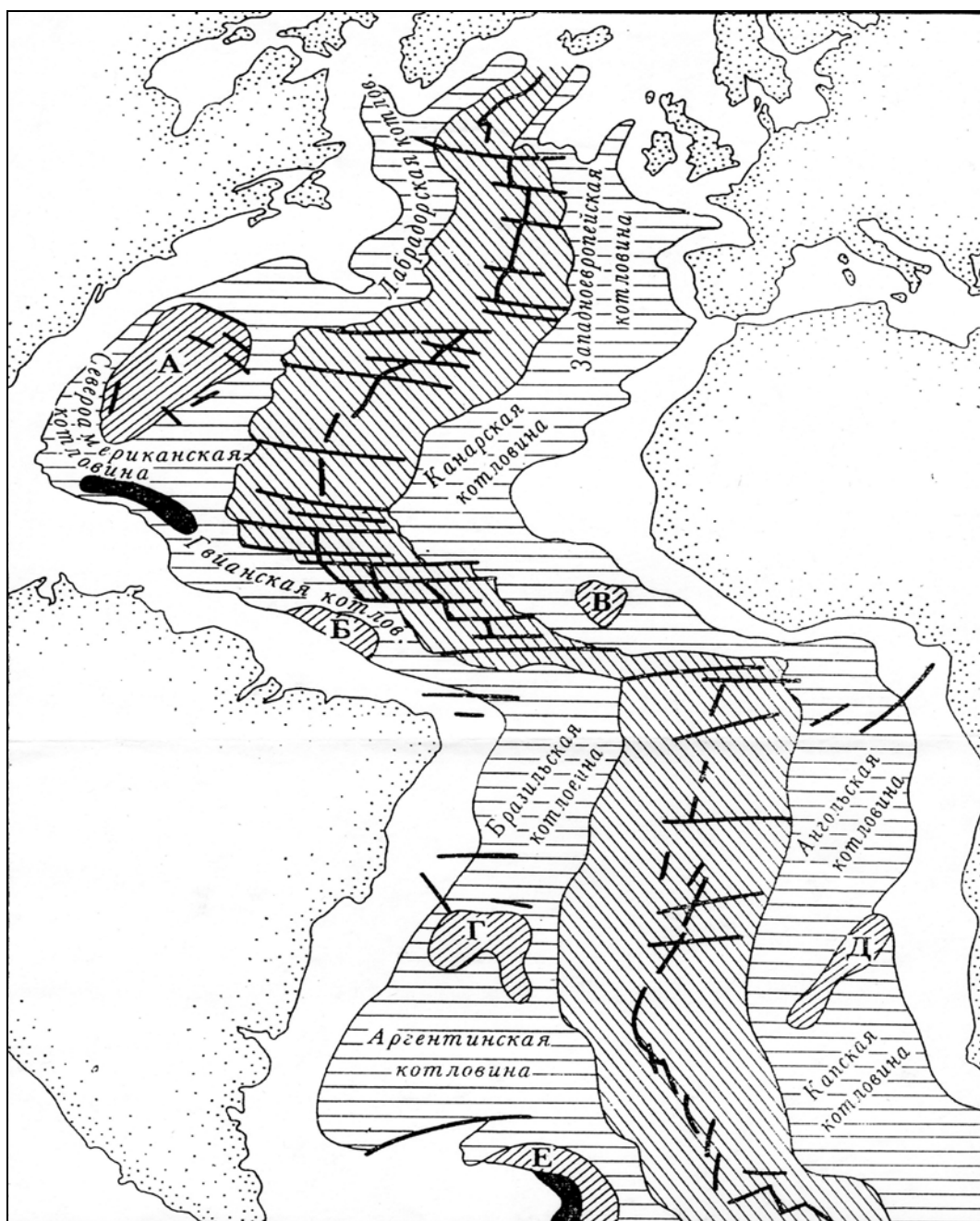


Рис. 99. Рельеф дна Атлантического океана (по: Леонтьев, Рычагов, 1979):
1 – котловины ложа океана; **2** – поднятия ложа океана (А – Бермудское, Б – Демерара, В – Сиерра-Леоне, Г – Риу-Гранде, Д – Китовый хребет, Е – Внешний хребет); **3** – срединно-океанические хребты; **4** – глубоководные желоба; **5** – зоны разломов

Строение рельефа дна океанских котловин довольно однообразно. Почти в каждой котловине Атлантического океана выделяются два основных типа рельефа. Большая часть площади дна котловины имеет холмистый рельеф с интенсивностью вертикального расчленения в среднем 250–600 м, иногда до 1000 м. Этот тип рельефа называется рельефом абиссальных холмов. Незначительная часть площади котловины почти идеально выровнена, представляя собой совершенно плоское пространство с ничтожными уклонами поверхности – это «рельеф плоских абиссальных равнин». Они обычно занимают участки котловины, расположенные ближе к материковому склону и подножью, а не самые глубокие участки котловин.

Сейсмическое изучение показало, что мощности осадочного слоя на равнинах значительны – до 1,5 км, а в пределах абиссальных холмов толщина осадочного слоя составляет несколько сотен или даже десятков метров.

8.3. РЕЛЬЕФ ЛОЖА И СРЕДИННЫХ ХРЕБТОВ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

В отличие от Атлантического в Индийском океане имеется не один, а несколько срединно-океанических хребтов: *Западно-Индийский; Аравийско-Индийский, Центрально-Индийский*, переходящий к востоку от о-ва Амстердам в *Австрало-Антарктический хребет* (рис. 100). Все хребты, за исключением Австрало-Антарктического, сравнительно хорошо изучены и обнаруживают большое сходство в строении со Срединно-Атлантическим хребтом. Австрало-Антарктический хребет, по-видимому, отличается меньшим расчленением фланговых зон, меньшей высотой и слабой выраженностью рифтовой зоны.

Срединные хребты в Индийском океане, как и в Атлантике, разбиты не только продольными разломами, придающими своду рифтовую структуру, но и поперечными. Однако продольные (меридиональные) разломы преобладают, имеют место разломы субширотного направления. С одним из таких субширотных разломов (разлом Вима), пересекающих южную часть Аравийско-Индийского хребта, связана максимальная глубина Индийского океана – 6400 м.



Рис. 100. Рельеф дна Индийского океана (по: Леонтьев, Рычагов, 1979):

- 1 – срединно-океанические хребты; 2 – подводные хребты и поднятия;
- 3 – подводные окраины материков; 4 – гигантские конусы выноса мутьевых потоков; 5 – островные дуги и котловины переходных зон;
- 6 – глубоководные желоба; 7 – океанические котловины

Наряду со срединными хребтами в Индийском океане имеется несколько крупных хребтов с океаническим типом строения земной коры и сбросово-глыбовой структурой. Самый крупный из них – **Восточно-Индийский хребет**, который начинается в южной части Бенгальского залива и заканчивается около Центрально-Индийского хребта. Эта огромная горная система по протяжению больше Урала (~2500 км) открыта в начале 60-х годов.

В Индийском океане имеются еще два крупных глыбовых хребта – *Мальдивский* и *Мадагаскарский*, расположенные в западной части океана. Мадагаскарский хребет, вероятно, представляет собой материковую структуру и является погруженной частью Мадагаскарской платформы.

Между островом Мадагаскар и Аравийско-Индийским хребтом расположен дугообразно изогнутый в плане *Маскаренский хребет*, который в северной части в районе Сейшельских островов имеет материковый тип коры. По мнению одних исследователей, это обломок некогда единого материка южного полушария – Гондваны, объединяющего еще в начале мезозоя все южные материки нашей планеты. Другие исследователи полагают, что это недоразвившийся материк (микроконтинент).

Из крупнейших орографических элементов Индийского океана надо отметить также *вулканические плато Крозе* и *Кергелен*. Плато Крозе – типичное океаническое образование. Плато Кергелен представляет собой далеко выдающийся на север выступ Антарктической материковой платформы.

Для одних котловин океана наиболее характерен рельеф абиссальных холмов. Плоские абиссальные равнины занимают лишь очень небольшие участки дна.

8.4. РЕЛЬЕФ ЛОЖА И СРЕДИННЫХ ХРЕБТОВ ТИХОГО ОКЕАНА

В Тихом океане, площадь которого составляет почти половину всего Мирового океана, отмечается наибольшее разнообразие мегарельефа ложа. Срединные хребты Тихого океана (их два: *Южно-* и *Восточно-Тихоокеанский*) по строению напоминают Австрало-Антарктический: их широкие фланги имеют сравнительно слабо расчлененный рельеф, а рифтовая структура осевой зоны не так отчетлива, как в Срединном – Атлантическом или Аравийско-Индийском хребтах. Наиболее крупные черты строения срединных хребтов Тихого океана связаны с секущими их вкрест простирания мощными разломами, по которым срединный хребет разбит на большое количество сегментов, имеющих форму параллелепипедов, сдвинутых относительно друг друга по латерали.

На юго-восток от Восточно-Тихоокеанского хребта отходит **Западно-Чилийский хребет**, имеющий рифтовую структуру и отличающийся сейсмичностью и проявлениями вулканизма, в связи с чем его можно гипотетически считать ответвлением срединно-океанической системы.

Калифорнийский залив, по-видимому, представляет собой рифтовую зону на участке перехода рифтовой структуры на западную окраину Северо-Американского материка. Земная кора как Южно-Тихоокеанского, так и Восточно-Тихоокеанского хребтов рифтогенного типа. Другие линейно вытянутые орографические элементы дна Тихого океана характеризуются океаническим типом земной коры. Они имеют вид крупных валов, на сводах которых насажены вулканы, образующие в ряде случаев вулканические цепи. Наибольший по протяженности, высоте и активным проявлениям вулканизма океанического типа Гавайский хребет, увенчанный одноименными островами. Вулканы этих хребтов щитовые с магмой основного состава.

На рис. 101 можно видеть расположение крупнейших орографических элементов ложа Тихого океана.

В Тихом океане распространены такие океанические валы, на гребнях которых возвышаются плосковершинные горы – **гайоты**, морфологически представляющие конусы с усеченной вершиной. Наиболее характерный **вал с гайотами Маркус-Неккер** протягивается в широтном направлении от южной части Гавайских островов на запад к островам Бенин и Волкано. Глубина над вершинами многих гайотов достигает 2,5 км. Такая глубина, очевидно, указывает на погружение гайотов.

Другие океанические сводовые поднятия имеют горные вершины, увенчанные коралловыми постройками – кольцевыми рифами, или атоллами. По данным геофизики, горы, послужившие основаниями для коралловых рифов, также являются вулканическими образованиями. Большая часть океанических сводовых хребтов и с вулканическими цепями, и с гайотами, и с коралловыми рифами приурочена к широкой полосе, пересекающей Тихий океан с юго-востока на северо-запад, от района о-ва Пасхи до Северо-Западной котловины.

По мнению Г. Менарда, океанические поднятия являются остатками древнего срединно-океанического хребта, который в конце

мела – начале палеогена подвергся разрушению в результате мощных тектонических процессов.

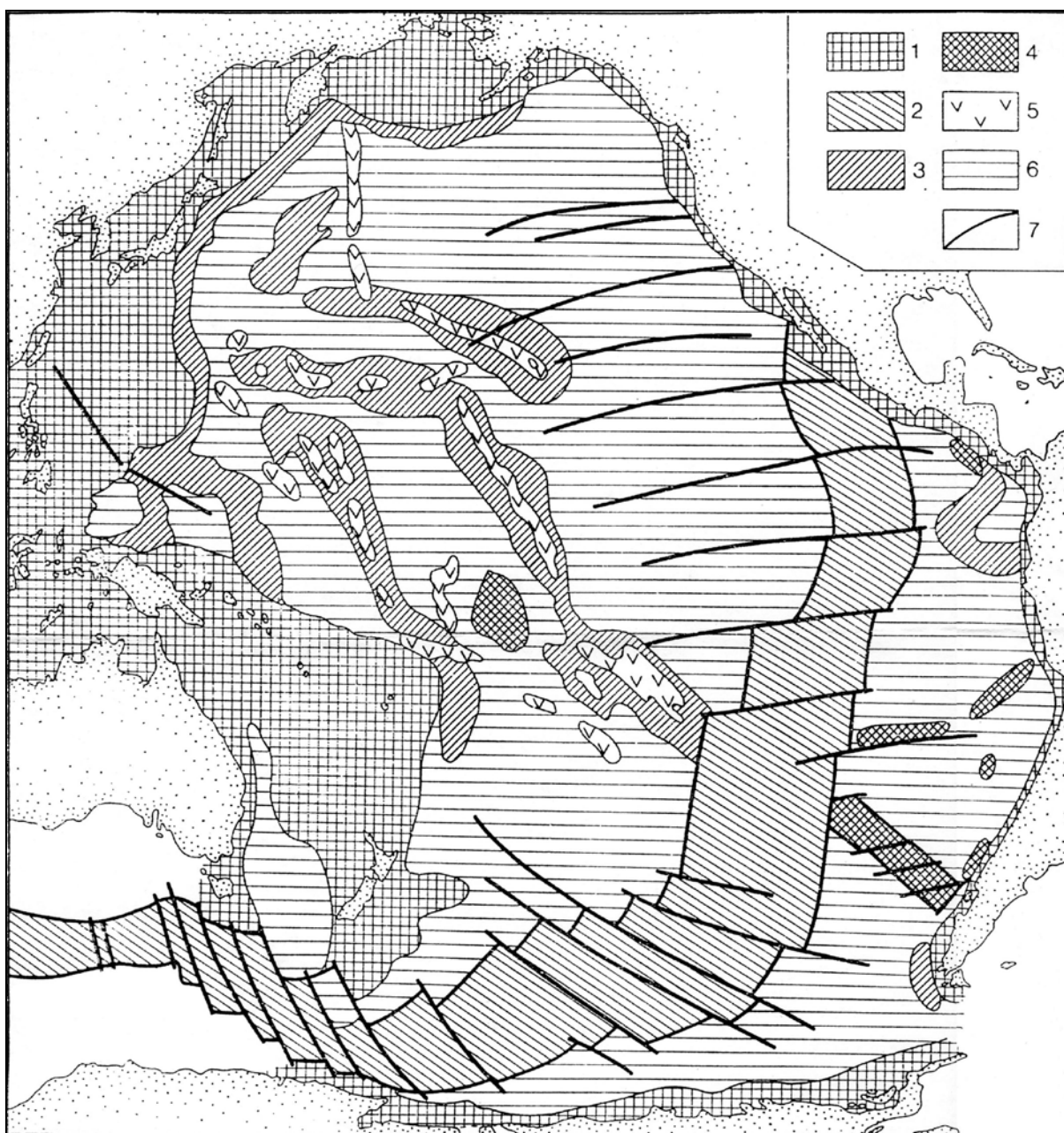


Рис. 101. Рельеф дна Тихого океана (по: Леонтьев, Рычагов, 1979):

- 1 – подводные окраины материков и переходные зоны;
- 2 – срединно-океанические хребты; 3 – сводово-океанические поднятия;
- 4 – глыбовые хребты и плато; 5 – вулканические хребты;
- 6 – котловины ложа океана; 7 – крупнейшие разломы

По глубоким разломам, вероятно, происходили бурные вулканические извержения, а крупные участки хребта затем испытали погружение, возник лабиринт котловин, горных поднятий, вулканов, гайотов

и коралловых рифов, определяющих исключительно сложный рельеф центральной и северо-западной частей ложа Тихого океана.

Одна из специфических особенностей типов рельефа окраинных участков котловин ложа Тихого океана – *«островные шлейфы»* – это шлейфы вулканического материала у подножий подводных хребтов, причем эти шлейфы образуют наклонные абиссальные равнины. И еще одна специфическая деталь. Поскольку ложе Тихого океана почти всюду отделено от материков глубоководными желобами, поступление терригенного материала с суши в Тихий океан очень ограничено. В результате днища котловин в Тихом океане имеют малую мощность осадков, повсюду преобладает рельеф абиссальных холмов. Только в пределах залива Аляски имеется обширная плоская абиссальная равнина, но и здесь многочисленны гайоты. Кроме того, обширная абиссальная равнина занимает большую часть Приантарктической котловины Тихого океана котловины Беллинсгаузена. Для Приантарктического и Индийского океанов также характерно широкое развитие абиссальных равнин. Это связано со значительным приносом терригенного материала плавучими льдами-айсбергами, образующимися в результате стекания льда с Антарктического ледникового щита.

В Тихом и Атлантическом океанах имеются бесспорные признаки значительных горизонтальных движений земной коры, выражающиеся в характерных глубинных разломах широтного простирания, которые прослеживаются на несколько тысяч километров.

Но все же главное значение в развитии мегарельефа дна океанов вообще и Тихого в частности принадлежат, по-видимому, вертикальным движениям земной коры. Для срединных хребтов основную роль играют положительные, а для ложа океана – отрицательные движения. Но надо сказать, что отрицательные движения характерны не только для котловин, но и для большинства положительных форм рельефа ложа океана. На это указывают: 1) нахождение гайотов на значительных глубинах, в десятки раз превышающих возможный размах колебаний уровня океана и 2) большая мощность коралловых известняков, слагающих океанические атоллы (до 1400 м). Между тем рифтообразующие кораллы могут обитать лишь на глубинах до 50 м.

Собственные колебания уровня океана за счет таяния ледниковых покровов не превышают 110 м. Данные бурения также свидетельствуют о значительных вертикальных движениях (преимущественно отрицательных) дна океана. По-видимому, за кайнозой средняя величина погружения дна океана составила около 1 км.

Контрольные вопросы

1. Океанские впадины. Положительные и отрицательные мегаформы рельефа океанских впадин.
2. Рельеф ложа Северного ледовитого океана (СЛО). Арктический срединный хребет.
3. Рельеф ложа Атлантического океана. Срединно-Атлантический хребет.
4. Рельеф ложа и срединных хребтов Индийского океана.
5. Рельеф ложа и срединных хребтов Тихого океана.

Глава 9 МЕТОДЫ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ И ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ КАРТЫ

Структура геоморфологических исследований

Как и все науки о Земле, геоморфология основывается на данных *полевых исследований*. Важное значение для познания рельефа и истории его развития, наряду с полевыми работами, имеют *камеральные работы*, охватывающие широкий и разнообразный круг вопросов и методов. В отдельную часть выделяются *экспериментальные геоморфологические исследования*. Их целью является изучение природных геоморфологических процессов на полевых стационарах или моделирование их в лаборатории. Завершаются геоморфологические исследования *составлением геоморфологической карты*, которая по окончании работ обязательно сдается вместе с научным отчетом.

В зависимости от основной цели исследований выделяются *общие и частные исследования* (общая и частная методика).

Цель *общих исследований* – получение комплексной характеристики рельефа, включающей его морфографию, морфометрию, генезис, возраст, историю развития и динамику. По завершению таких исследований составляется карта, поскольку эти исследования имеют характер общей геоморфологической съемки. Карты и соответственно геоморфологические съемки делятся на: *мелкомасштабные* (<1:1 000 000); *среднемасштабные* (1:200 000-1:1 000 000) и *крупномасштабные* (крупнее 1:200 000).

Общая геоморфологическая съемка – это часть государственной геологической съемки. Территория Республики Коми покрыта геологической съемкой масштаба 1:50 000 лишь на 14 %. На основе *общих карт* могут производиться любые геоморфологические работы, а также составлены карты более узкого назначения путем нанесения дополнительной информации.

Цель *частных исследований* – изучение отдельных геоморфологических объектов (речного, карстового или овражно-эрозионного рельефа и т.п.). Частные исследования организуют для решения определенных теоретических или прикладных задач, или отдельных геоморфологических показателей, таких, например, как глубины и частоты расчленения. В завершение таких исследований составляются *частные геоморфологические карты*, представляющие карты густоты расчленения рельефа, крутизны земной поверхности и т.д.

Полный цикл геоморфологических исследований включает три этапа:

- 1) *рекогносцировочный подготовительный*;
- 2) *основной полевой*;
- 3) *заключительный камеральный*.

Очень важен *подготовительный этап*, включающий изучение литературных и картографических источников, научно-технических отчетов, картографических материалов предшественников, дешифрирование аэрофотоснимков, составление легенды. Составляется программа полевых исследований с предварительной схемой маршрутов, геодезических работ, мест заложения шурфов и бурения.

Полевой этап тоже делится на три подэтапа: *рекогносцировочный, основной (рабочий), заключительный*. В течение полевого этапа собирается основная часть фактического материала, производится его первичная обработка, на основании чего предполагается геоморфоло-

гическое строение района исследований. В конце полевого сезона составляется полевая геоморфологическая карта.

В течение заключительного *камерального этапа* обрабатывается и увязывается весь фактический материал. Проводятся различные лабораторные исследования образцов пород, отобранных в поле: гранулометрический, минералогический, петрографический, палинологический, диатомовый, макро- и микрофаунистический и другие необходимые виды анализов. На основании всех данных составляется окончательная геоморфологическая карта и научный отчет.

Методы полевых геоморфологических исследований

Они делятся на *визуальные* и *инструментальные*. При визуальных наблюдениях используют комплекс простейших полевых приборов и инструментов: горный компас, эклиметр, рулетку, геологический молоток. Нередко визуальные наблюдения завершаются аэровизуальными с вертолетов или самолетов, когда ведется осмотр района исследований. При наземных визуальных работах работа проводится в точках наблюдений, которые выбираются так, чтобы они характеризовали какую-либо форму или комплекс генетически единых форм. Густота точек наблюдения зависит от масштаба геоморфологической съемки и от сложности рельефа изучаемого района. Проводится детальное изучение морфографии и морфометрии изучаемых форм рельефа, в обнажениях описывается состав вскрываемых пород, их внешний облик, характер слоистости, размещение, ориентировка, характер сочленения форм рельефа между собой. Определяется петрографический состав крупнообломочного материала, его размеры, форма, степень окатанности. Фиксируются мощности различных литологических типов отложений и их изменчивость, характер контактов между ними. Картируются террасы, относительные превышения их друг над другом и т.д. При отсутствии обнажений закладывают шурфы или проводят бурение. Во всех случаях точная привязка (плановая и высотная) разрезов и их положения относительно изучаемых форм рельефа обязательна. Густота точек наблюдения определяется масштабом геоморфологической съемки. Наблюдения ведутся и меж-

ду точками. Необходимы зарисовки, фотографирование, составление схематических профилей. Для составления их используют нивелиры и теодолиты-тахеометры.

Однако полевые наблюдения не всегда позволяют определить генезис рельефа и время его формирования. Поэтому при изучении разрезов отбираются образцы на различные виды лабораторных исследований. Результаты их изучения используются при написании научных отчетов и составлении окончательных геоморфологических карт. В целом методика полевых геоморфологических исследований определяется задачами и характером исследуемых объектов. Это отдельный предмет и рассматривается он в публикациях по методике полевых геоморфологических исследований.

Геоморфологическое картирование

Рельеф земной поверхности во всем разнообразии своего происхождения и развития представляет собой объект изображения на геоморфологической карте. Геоморфологическая карта – важнейший результат геоморфологических исследований и наиболее выразительное средство обобщения всех полевых материалов. Карта позволяет установить закономерности развития рельефа в пространстве и времени, на основе геоморфологической карты можно выявить связь между рельефом и геологическим строением района исследований, рельефом и другими компонентами географической среды. Можно с уверенностью утверждать, что в настоящее время геоморфологическая карта является главным и незаменимым средством познания земной поверхности как для научных, так и для практических целей.

Гидрографическая сеть составляет один из характерных элементов геоморфологического ландшафта и является важной составной частью географической основы геоморфологических карт, с помощью которых пользователи получают представление о строении территории, имеют возможность давать прогнозные оценки развития рельефа, планировать и осуществлять важные хозяйственные мероприятия, связанные, например, с рациональным размещением промышленного, гражданского, гидротехнического, дорожного строительства, поиска-

ми и разведкой полезных ископаемых, борьбой с почвенно-овражной эрозией и т.п. Основной сложностью при составлении геоморфологических карт является отсутствие единой легенды. Но в любом случае легенда должна быть такой, чтобы геоморфологическая карта давала наиболее полное представление о характере рельефа территории, истории его формирования, возрасте и тенденциях развития рельефа.

Общая геоморфологическая карта должна содержать основные характеристики рельефа: его морфометрию, морфографию, генезис и возраст. Для того чтобы отразить на карте указанные особенности рельефа, применяют методы качественного или цветного фона, соответствующую штриховку, значки, индексы. Наиболее наглядное и выразительное картографическое средство – фоновая закраска, которую чаще всего используют для показа генезиса рельефа. Но при установлении генезиса сразу же возникают сложности, связанные с формированием рельефа в результате взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов. При решении этой проблемы следует руководствоваться правилом: карта должна содержать специальную геоморфологическую нагрузку, соответствующую масштабу топографической основы и масштабу проводимой геоморфологической съемки. При выделении каждой генетической группы поверхностей важно подразделять их на аккумулятивные и денудационные. Каждая генетическая категория элементов рельефа изображается своим особым цветом. При этом поверхности разного генезиса закрашиваются разным цветом: поверхности флювиального генезиса, например, зеленым цветом, морского – синим и т.д. Возраст рельефа изображается интенсивностью цветного фона в пределах отдельных генетических групп, а также индексами (внутри определенного контура).

Часто на геоморфологических картах специальными условными знаками изображается характер современных склоновых и некоторых других процессов.

Для характеристики рельефа дна океанов и морей составляют геоморфологические карты подводного рельефа, которые также делятся на *общие*, *частные* и *специальные*. Эти карты в связи со слабой изученностью подводного рельефа и формирующих его процессов обычно имеют мелкий масштаб и меньшую детальность. Морфология, ди-

намика и происхождение рельефа береговой зоны находят отображение на геоморфологических картах берегов.

Контрольные вопросы

1. Структура геоморфологических исследований.
2. Методы полевых геоморфологических исследований.
3. Геоморфологическое картирование.

Часть вторая ОСНОВЫ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ГЕОЛОГИИ

Глава 1 ХАРАКТЕРИСТИКА ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА И ЕГО ОТЛОЖЕНИЙ

Четвертичный, или *антропогенный период*, – самый молодой, продолжающийся и ныне этап в геологической истории Земли. С ним связаны своеобразные и значительные события в жизни Земли, такие как:

- 1) резкие колебания климата, приведшие к возникновению грандиозных ледниковых покровов на материках северного полушария;
- 2) существенные колебания уровня Мирового океана;
- 3) быстрый рост горных хребтов;
- 4) образование покрова континентальных отложений на всей территории суши;
- 5) возникновение современной географической среды: рельефа, растительности, животного мира;
- 6) самое яркое событие этого периода – формирование человека и развитие человеческого общества.

Изучением геологической истории и стратиграфии отложений четвертичного периода занимается четвертичная (Q) геология, или геология четвертичной системы. Четвертичная геология является разделом исторической геологии, ее последней главой. Однако отложения и вся история четвертичного периода настолько специфичны, что этот раздел геологии выделился в самостоятельную научную дисциплину. Связано это, прежде всего, с необходимостью разработки новых своеобразных методов исследования, подходящих для изучения именно

четвертичных отложений. Кроме того, обособление геологии четвертичных отложений обусловлено их особой ролью в практической деятельности человека.

Объект изучения четвертичной геологии – отложения последнего отрезка геологической истории продолжительностью 1–2 млн. лет. Однако точно установить границы четвертичной системы, т.е. объем времени, задача весьма сложная. Международной комиссией по стратиграфии (МКС) предложен актуализированный проект Общей стратиграфической шкалы квартера о понижении нижней границы четвертичной системы (квартера) и соответственно основания плейстоценового отдела на уровень 2,588 млн лет, что максимально сближает её с Международной шкалой квартера. В то же время существующая система сохраняется без изменений выделения и геологического картирования подразделений неоплейстоцена, сопоставленных со стадиями кислородно-изотопной шкалы (табл. 1).

Нет полной определенности в названии системы. Наименование *четвертичная система* предложил в 1825 г. Ж. Денуайе (в то время горные породы делили на четыре группы или формации). Сейчас исследователи отказались от термина третичная система, поэтому термин четвертичная система считается архаичным. Четвертичные отложения называли в разное время новейшими, послетретичными осадками, постплиоценом. В 1839 г. Ч. Лайель предложил термин *плейстоцен*, включив сюда отложения, морская фауна которых на 90 % состояла из современных видов. За рубежом используется термин *квартер* (Quaternary). А.П. Павловым был предложен термин *антропоген* в связи с появлением в четвертичном периоде человека.

В целом задачи изучения плейстоцена в сущности те же, что и при изучении других разделов исторической геологии. Важнейшие из них: 1) стратиграфическое расчленение и корреляция разрезов; 2) выяснение геологического строения четвертичного покрова и генезиса отложений; 3) восстановление палеогеографических обстановок; 4) воссоздание истории тектонических движений и вулканизма; 5) совершенствование старых и разработка новых методов исследований, особенно методов определения абсолютного возраста отложений.

Таблица 1

Общая стратиграфическая шкала четвертичной системы, сопоставленная с Международной шкалой и Кислородно-изотопной шкалой (по: Борисов, 2010)

Международная стратиграфическая шкала четвертичной системы				Общая стратиграфическая шкала четвертичной системы (проект)						Кислородно-изотопная шкала [4]															
Система	Отдел	Ярус	Возраст границ ярусов, млн лет	Система	Отдел	Подотдел	Ярус	Звено	Ступень	Изотопная стадия	Возраст границ изотопных стадий, тыс. лет														
Четвертичная	Голоцен	Голоцен *	0,011784	Четвертичная	Голоцен		Голоцен			1	11 (12) ** 24 57 71 127 (126) ** 186 242 301 334 364 427 474 528 568 621 659 712 760 787 1240 1800 (1806) ** 2580 (2588) **														
		Тарантий					Верхнее					4	2												
	Плейстоцен	Ионий	0,126		Плейстоцен	Неоплейстоцен		Тарантий	Верхнее	3		3													
							2			4															
							1			5															
							6			6															
							5			7															
							4			8															
							Ионий	Среднее								3	9								
																2	10								
																1	11								
																Нижнее								8	12
																								7	13
																								6	14
																								5	15
4	16																								
3	17																								
Эоплейстоцен	Калабрий									20–35															
										Среднее	36–63														
	Гелазий *		0,781																						
		Гелазий *	1,806																						
			2,588																						

* Ярусы, ратифицированные МСГН.
** Предлагаемые изменения (уточнения) возраста.

1.1. ОСОБЕННОСТИ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА И ЕГО ОТЛОЖЕНИЙ

1. *Малая продолжительность четвертичного периода.* Международной комиссией по стратиграфии (МКС) предложен актуализированный проект Общей стратиграфической шкалы четвертичной системы (квартера), сопоставленный с международной шкалой этой системы и кислородно-изотопной шкалой. Принято решение о понижении нижней границы квартера и соответственно основания плейстоцена на уровень 2,588 млн лет. Основным методом исторической геологии – биостратиграфический (палеонтологический) – в этом интервале работает лишь в нижней части четвертичного разреза. В большей части разреза он не работает, поскольку эволюция органического мира идет медленнее, чем необходимо для фиксации столь кратких отрезков времени.

2. *Крайняя геологическая молодость четвертичных отложений.* Это проявляется в ряде их особенностей: 1) повсеместном распространении; 2) преобладании рыхлых нелитифицированных осадков; 3) малой мощности (обычно 100–200 м, но в отдельных тектонических прогибах мощность отложений составляет до 1800 м); 4) недислоцированности отложений. Они дислоцируются лишь в результате действия ледников (гляциодислокаций) и оползневых процессов. С одной стороны, молодые отложения мешают изучению древних; с другой – в них сохраняются признаки осадка, остатки организмов, что обеспечивает надежность палеогеографических реконструкций, имеющих для стратиграфии основное значение.

3. *Господство континентальных отложений.* К четвертичному времени современные очертания материков уже сформировались. Характерным является большая пестрота состава континентальных отложений. Но при этом наблюдается повторяемость однообразных литогенетических комплексов, что обусловлено повторением сходных седиментационных обстановок. Особенность континентальных отложений – сложное сочетание на суше процессов аккумуляции и денудации, проявляющееся в их строении.

Характерен хорошо сохранившийся аккумулятивный рельеф, в частности речные террасы. Тесная связь осадконакопления с рельефом

выдвигает на первый план *геоморфологическую методiku*. Существенно отличаются и методы фациального анализа четвертичных отложений. Применение их невозможно без использования *учения о генетических типах* континентальных отложений. Особенностью отложений является почти полное отсутствие палеонтологических остатков. Но встречаются находки и массовые захоронения ископаемых организмов. Словом, основной метод исторической геологии – *палеонтологический*, применяется в четвертичной геологии значительно реже.

4. Важнейшая особенность четвертичного периода – *глобальные колебания климата* с возникновением *грандиозных покровных оледенений* на материках северного полушария.

Сильным и длительным похолоданиям климата в средних широтах и на севере соответствовали *ледниковья (гляциалы)*, во время которых в зонах влажного климата возникали материковые оледенения. В зоне сухого арктического климата формировалась вечная мерзлота. Длительные потепления климата выражались соответственно в *межледниковьях (интергляциалах)*, в деградации вечной мерзлоты. На фоне этих крупных колебаний проявлялись и более мелкие, образуя соподчиненные ритмы различной сложности. В аридной зоне и в субтропиках в связи с изменениями климата чередовались эпохи увлажнения – *плювиалы* – и иссушения – *ариды*. Ритмика климатических изменений дает палеоклиматическую основу для стратиграфического расчленения четвертичных отложений, опирающуюся на совокупность особенностей их литологии и палеонтологии, характеризующих климат прошлого.

5. *Развитие человека*. Специфическая особенность четвертичного периода – формирование человечества и его материальной культуры. Это было время широкого расселения человека и распространения создаваемых им каменных изделий и других остатков материальной культуры. Установлено, что *архантропы (древнейшие обезьянолюди)* появились 700–600 тыс. лет назад, а их ближайшие предки – *австралопитеки (человекообразные обезьяны)*, найденные в экваториальной Африке, появились раньше, около 2 млн лет назад. Прогрессивные изменения материальной культуры создают предпосылки для использования археологического метода в четвертичной стратиграфии.

1.2. КРАТКАЯ ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ЕВРОПЕЙСКОМ СЕВЕРЕ РОССИИ

Изучение четвертичных отложений началось в XVIII веке с исследования валунных глин. С этого же времени попеременно господствуют идеи дрифта и покровных ледников, а также идеи моногляциализма и полигляциализма.

На Европейском севере России геологическое изучение началось в середине XIX века. Четвертичные отложения изучались здесь попутно в процессе единичных маршрутов. В работах первых исследователей региона, таких как Р.И. Мурчисон, А. Кайзерлинг, А.Г. Шренк, Э. Гофман, Н.П. Барбот де Марни, А.А. Штукенберг, Ф.Н. Чернышев, Е.С. Федоров и других, над породами мезозоя выделялась толща слоистых валунных глин с остатками морской фауны. Генезис этих глин считался, как правило, морским и ледниково-морским. Грубообломочный материал из этих отложений часть исследователей связывала с действием одного покровного оледенения, осадки которого в дальнейшем были размыты и переотложены последующей морской трансгрессией. Конец XIX века ознаменовался возникновением идей полигляциализма, предложенных К.Ф. Рулье и Г.Е. Щуровским. Полное признание теория материкового оледенения получила в России после издания в 1876 г. труда П.А. Кропоткина с описания большого фактического материала о ледниковых наносах Финляндии и подробное обоснование теории покровного оледенения.

В 20–50-х г. XX века здесь работают отец и сын Черновы, В.А. Варсанофьева, В.В. Ламакин, Е.П. Бойцова и др. Очень важную роль в изучении четвертичных отложений сыграло развитие палинологии – науки об ископаемых спорах и пыльце растений, дающих характеристику палеоклиматических условий времени осадконакопления. Развивается комплексность исследований.

В 30-е г. были созданы первые региональные стратиграфические схемы для Европейской части СССР (М.Ф. Мирчинк, И.П. Герасимов, К.К. Марков). В 1932 г. – карта четвертичных отложений под редак-

цией С.А. Яковлева (масштаб 1:2500000). В 1964 г. Межведомственным Стратиграфическим Комитетом (МСК) была утверждена унифицированная стратиграфическая схема Восточно-Европейской платформы.

В 60-х г. начался качественно новый этап в изучении четвертичных отложений, связанный с широким развитием бурения. Появились новые методы исследований: абсолютной геохронологии, *палеомагнитный* и *микропалеотериологический*. По сути, это был «золотой век» четвертичной геологии в регионе, приведший к мощному прорыву в ее изучении.

В настоящее время дискуссионными остаются проблема количества, возраста и границ оледенений в разные эпохи четвертичного периода, а также масштабы и продолжительность эвстатических колебаний уровня океана.

1.3. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Обилие и сложное взаимодействие факторов осадконакопления в плейстоцене требует всестороннего комплексного изучения четвертичных отложений. Поэтому методы исследования четвертичных отложений очень разнообразны и сложны. Необходима проверка выводов различными методами. В целом в изучении четвертичных отложений выделяются три основных направления:

1) *генетическое* – задачей его является выяснение генезиса и условий залегания отложений;

2) *стратиграфическое* – стратиграфическое расчленение и корреляция разрезов;

3) *палеогеографическое* – палеогеографические реконструкции условий осадконакопления.

Все три направления изучаются в тесной взаимосвязи и часто конкретные методы помогают решить все эти задачи.

Очень кратко рассмотрим методы исследования четвертичных отложений. Они делятся на шесть групп:

I. *Геологические.*

II. *Геоморфологические.*

III. *Геофизические.*

IV. Методы стратиграфического и палеогеографического изучения.

V. Геохронометрические.

VI. Геологическое картирование.

I. Геологические методы

1. Метод выявления генетических типов отложений имеет главное значение, заключающееся в выявлении генезиса различных типов отложений, условий их образования и залегания, а также взаимоотношений отдельных типов отложений. Генетический метод направлен на решение как стратиграфических, так и палеогеографических задач.

Генетический тип (по А.П. Павлову) – это отложения, сформировавшиеся в результате работы определенных геологических агентов. Взаимоотношения между генетическими типами отложений могут быть стратиграфическими, т.е. определяться возрастной последовательностью, и фациальными при взаимопереходах разновозрастных отложений. Обязателен анализ взаимоотношений отложений с рельефом.

2. Литологические методы направлены на выяснение литологической характеристики отложений и их минерального состава. Они имеют важное значение для выявления генетических типов отложений. Специфика – нелитифицированность отложений и преобладание терригенных пород: песков, алевроитов, глин, галечников, а в горах – щебневых и глыбовых отложений. Гораздо реже встречаются известковые туфы (травертины), известняки-ракушечники, вулканические породы (Камчатка, Малый Кавказ), редко – торф, сапропели, но последние очень важны для климатостратиграфических и палеогеографических выводов. Встречаются различные соли, ископаемый лед, вулканические пеплы и весьма специфическая порода четвертичных отложений – лесс. Важная особенность четвертичных отложений – широкое развитие смешанных пород.

Гранулометрический метод – разделение породы на группы частиц различной крупности.

Минералогический метод – определение минерального состава пород для установления коренных источников терригенного материала, условий и направления сноса. Изучение состава тяжелой и легкой фракций могут служить для решения стратиграфических вопросов и при поисках полезных ископаемых.

Валунный метод применяется в основном для изучения ледниковых отложений. Руководящие типы. При поисках полезных ископаемых.

Петрографический метод применяется для уточнения состава пород в валунах.

Метод последовательности напластования – послойное изучение разрезов.

Текстурный анализ изучает слоистость.

Структурные и тектонические методы применяются при изучении структур, вызванных неотектоническими дислокациями, а также складчатых и разрывных нарушений, возникающих при оползнях и карстовых провалах. Это, конечно, не совсем литологический метод.

II. Геоморфологические методы

Эти методы – основа генетического анализа и картирования четвертичных отложений. Главное значение имеют изучение аккумулятивных форм и их связь с денудационным рельефом.

Методы установления генезиса отложений предполагают изучение форм рельефа. Использование метода коррелятивности отложений и форм денудационного рельефа. Выяснение положения отложений в рельефе: аллювий – в эрозионных долинах, озерные отложения по их связи с озерными впадинами.

Методы установления относительного возраста отложений. Например, террасы: пойма, I, II, III и т.д. Степень сохранности аккумулятивных форм.

Методы прослеживания и корреляции отложений – прослеживание распространения морских и речных террас, краевых морен и сопоставление с ними сопряженных форм, например флюогляциально-гляциальных и озерных с краевыми моренами.

Методы анализа денудационных форм рельефа. Например, бараньи лбы, курчавые скалы и другие следы ледниковой денудации свидетельствуют о наличии в прошлом ледников и т.д.

III. Геофизические методы

С их помощью определяют общую мощность четвертичных отложений, форму поверхности дочетвертичного рельефа и т.д. Применяют электроразведку и сейсморазведку, но чаще электроразведку, поскольку на границе между четвертичными и дочетвертичными отложениями отмечается резкий перепад удельного электрического сопротивления и скорости распространения упругих волн. Гравиразведка практически не работает. Для изучения многолетней мерзлоты используют электроразведку, сейсмику и эманионную съемку. При изучении на акваториях озер и морей используют звуковую геолокацию, сейсмоакустическое профилирование, радиоволновой метод.

IV. Методы стратиграфического и палеогеографического изучения

К этой группе методов, направленных на решение стратиграфических и палеогеографических задач, относятся: *палеонтологические (палеофаунистический и палеофлористический анализы); археологические; климатостратиграфические.*

1. Палеонтологические методы. В четвертичной геологии их используют как для биостратиграфического расчленения отложений (если это представляется возможным), так и для восстановления палеогеографических обстановок.

Палеофаунистические методы. Главная роль здесь отводится изучению остатков млекопитающих (поскольку отложения континентальные). Имеют значение также наземные пресноводные и морские моллюски. Для отложений дна океанов и морей важны планктонные и бентосные фораминиферы и нанопланктон. Большую научную ценность представляют ископаемые остатки млекопитающих, которые

встречаются редко. Особенно ценны находки целых скелетов и скопления костей: так называемые *костеносные слои*, связанные с аллювиальными и озерными, а также пещерными отложениями.

Морские и пресноводные моллюски – раковины двустворок и гастропод – имеют большое значение для определения возраста отложений, их генезиса и экологических условий прошлого. Наиболее быстро эволюционировали лемминги, которые также имеют важное стратиграфическое значение. Во всех случаях изучения фауны необходимо выявление фаунистических комплексов.

Палеофлористические методы: спорово-пыльцевой (палинологический), карпологический и диатомовый анализы.

Палинологический метод – один из основных климатостратиграфических методов. Соотношение теплолюбивых и холодолюбивых форм растений позволяет восстановить климатическую обстановку. Количественный подсчет в процентах соотношения пыльцы различных растений по слою дает спорово-пыльцевой спектр. Спорово-пыльцевые спектры позволяют судить о характере растительности покрова. Спорово-пыльцевые диаграммы используются для целей корреляции разрезов.

Карпологический метод заключается в изучении остатков плодов, семян, шишек, которые обычно содержатся в торфяниках. Достоинство этого метода – автохтонность макроостатков, т.е. залегание на месте (первичное залегание).

Диатомовый анализ позволяет оценить климатические условия, а также соленость бассейна, температуру воды, глубину.

Биостратиграфические методы дополняются археологическими данными.

2. Археологические методы основаны на изучении остатков материальной культуры человека, главным образом, различных орудий труда, сохранившихся в ископаемом состоянии. Остатки материальной культуры человека распространены достаточно широко и могут датировать отложения последних 150 тыс. лет. Орудия изготавливались человеком из кремня и поэтому прекрасно сохраняются. В палеолите применялись орудия из кости и рога. Для более позднего времени – мезолита, характерны остатки глиняных изделий – посуды,

керамики. Около 6 тыс. лет назад появились изделия из металла, позже – из стекла, фарфора и т.д.

Археологические находки по своему значению подразделяются на три группы: *стоянки (поселения); отдельные орудия; переотложенные орудия.*

Значительно реже встречаются остатки мастерских по изготовлению орудий и погребения. Находки орудий важны тем, что указывают на присутствие людей в данной местности. Стоянки же датируют возраст вмещающих отложений. Устанавливаются по остаткам кострищ, скоплениям костей. Производить раскопки стоянок запрещено. О находках надо сообщать археологам. Археологический метод используется для внутрирегиональных стратиграфических корреляций.

3. Климатостратиграфические методы

а) *палеопедологический метод* – основан на изучении горизонтов погребенных почв, свидетельствующих о теплых климатических условиях времени их образования. Залегая среди отложений холодных эпох, почвы приобретают важное стратиграфическое значение. Горизонты погребенных почв, прослеживаясь на значительных расстояниях, позволяют коррелировать удаленные разрезы, однообразных толщ, например лессов. Метод имеет палеогеографическое значение, так как указывает на климат и физико-географические условия времени формирования;

б) *палеокриологический метод* заключается в выявлении следов ископаемой вечной мерзлоты, свидетельствующей о резком похолодании климата. Это различные криогенные деформации – криотурбации (морозобойные трещины), полигональные (текстурные) грунты, бугры пучения, ледяные жилы и залежи, структурно-ячеистые грунты, каменные полосы и бордюры. Особая разновидность структурных грунтов – «кипящие грунты» – участки поверхностного грунта со следами конвективного течения вещества, возникающие под слоем мерзлоты вследствие перемещения талых вод из-за разности температур на поверхности почвы и на глубине над слоем мерзлоты. Сюда же можно отнести следы солифлюкции и различные проявления криолитогенеза;

в) *палеотемпературный (изотопно-кислородный)* основан на определении отношений изотопов ^{18}O и ^{16}O в раковинах морских фор-

минифер и в материковых ледниках. Соотношение это зависит от температуры, т.е. от климатических условий, и, следовательно, изменение этого соотношения в разрезе отражает климатические колебания во времени. Методика сложна, но достаточно хорошо разработана, что позволяет строить палеоклиматические кривые для всего плейстоцена на основании датирования слоев геохронологическими методами.

V. Геохронометрические методы

Они делятся на *радиологические*, *физико-химические* и *физические*. Методы определения абсолютного возраста четвертичных отложений и горных пород приобретают в настоящее время все большее значение.

1. Радиологические методы. Для определения абсолютного возраста пород (т.е. возраста в годах) используется процесс самопроизвольного распада неустойчивых атомных ядер радиоактивных элементов, протекающий с постоянной скоростью. Методы, применяемые в четвертичной геологии, основаны на определении содержания радиоизотопов, период полураспада которых соизмерим с небольшими по продолжительности отрезками четвертичного периода. Наиболее применимы радиоуглерод ^{14}C (период полураспада 5700 лет) и изотопы, продукты распада тория и урана (уран 234 250000 лет, ионит 75000 лет, протактиний 32000 лет), имеющие широкое распространение. Используются также калий и аргон.

Радиоуглеродный метод применяется широко, так как углерод в отложениях присутствует в виде органических остатков. В живом организме изотопный состав углерода примерно равен его общему составу в атмосфере. После гибели живого организма или растения поступление в организм углерода прекращается, а распад продолжается со скоростью, определяемой периодом его полураспада (5700 лет). Сущность метода состоит в измерении содержания радиоактивного изотопа ^{14}C в углероде ископаемого органического вещества (древесный уголь, древесина, торф и другие растительные остатки, кости, животные ткани, почвы, раковины моллюсков и т.д.). Возраст образца определяется по

соотношению содержания ^{14}C в современных организмах и в исследуемом образце. Предел датирования по радиоуглероду – 45–55 тыс. лет.

Методы «неравновесного урана» основаны на определении недостатка или избытка в осадке или породе радиоактивных изотопов урана и тория. Достоверные датировки в интервале 20–30 до 600 тыс. лет. По морским кораллам датировки надежны, по раковинам моллюсков – не очень.

K–Ar метод применяется для установления возраста более 100–250 тыс. лет, т.е. для среднего и раннего плейстоцена, и основан на анализе калийсодержащих вулканических пород.

Метод треков имеет достаточно широкий хронологический диапазон, весьма надежен, но находится в стадии разработки и внедрения. Основан на определении под микроскопом количества следов пробега протонов, образующихся при спонтанном делении урана и тория, содержащихся в минералах вулканических пород.

Отметим также другие геохронологические методы.

Варвахронологический – метод подсчета годовых слоев в ленточных глинах (в конце XIX века шведский ученый Де-Геер); Шкала Де-Геера была привязана к 1794 г., когда в связи со спуском одного из озер в Швеции в нем прекратилось образование ленточных глин и доведена до 15–18 тыс. лет назад. Метод помог детально установить историю последнего ледника в Прибалтике, датировать поздне- и последниковое время и восстановить историю Балтийского бассейна.

Дендрохронологический метод заключается в подсчете годовых колец на поперечных срезах стволов современных и ископаемых деревьев, применение его ограничивается возрастом 8 тыс. лет, т.е. в пределах голоцена.

2. Физико-химические и физические методы. Среди этих методов наиболее распространены термолюминесцентный (ТЛМ) и палеомагнитный методы.

Термолюминесцентный метод основан на способности некоторых минералов, в частности кварца, к свечению при нагревании от 100 до 400°C (термолюминесценция). Свечение минерала происходит за счет накопления в кристаллической решетке светосуммы радиоактивного облучения. Интервал: от 25–30 тыс. лет до 1 млн лет.

Палеомагнитный метод основан на способности пород приобретать и сохранять долгое время остаточную намагниченность по направлению геомагнитного поля, неоднократно менявшего свою полярность в истории Земли. На основании измерения остаточной намагниченности создана палеомагнитная шкала, где выделяются палеомагнитные эпохи, различающиеся то прямой, то обратной полярностью. Особенно детальная шкала разработана для плиоцена и антропогена. В пределах двух последних палеомагнитных эпох (Матуяма и Брюнес) отмечается ряд кратковременных изменений полярности (эпизоды и экскурсы). Возраст границ палеомагнитных подразделений установлен радиологическими датировками, и они могут служить более или менее надежными реперами при расчленении и корреляции отложений палеомагнитным методом.

VI. Геологическое картирование

Это способ обобщения всего имеющегося материала. Аэрометоды включают дешифрирование аэрофотоснимков (АФС) и космических снимков, а также аэровизуальные наблюдения, которые служат дополнением к комплексу наземных наблюдений. Применение аэрометодов позволяет облегчить процесс выделения генетических типов и четвертичных отложений, проследить их взаимосвязь, связь с формами рельефа, пространственное распространение и даже установить относительный возраст.

1.4. НАУЧНОЕ И ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ГЕОЛОГИИ

Четвертичные отложения являются основанием для всевозможных сооружений, поскольку почти повсеместно перекрывают земную поверхность. При всех без исключения инженерно-геологических изысканиях необходимо изучение четвертичных отложений. Любое строительство требует знания свойств и особенностей четвертичного покрова в данном конкретном месте. Для решения инженерно-геологических вопросов при строительстве крупных долговременных сооружений – каналов, дорог, плотин, городов, морских портов и т.д.,

необходимо знать еще и историю геологического развития региона. Существование погребенных долин, наличие пльвунув, история гидрографической сети, формирование прибрежных пляжей, направленность неотектонических движений в плейстоцене – все эти вопросы решаются в рамках четвертичной геологии.

С четвертичными отложениями связаны многочисленные полезные ископаемые: стройматериалы, россыпные месторождения золота, платины, алмазов, касситерита, драгоценных камней и т.д. – залежи торфа, сапропеля, различных солей (каменной соли, мирабилита). К четвертичным отложениям (особенно к аллювиальным) приурочены подземные воды.

Изучение четвертичных отложений необходимо при проведении поисковых и разведочных работ, при выявлении погребенных структур, при валунном и шлиховом методах поисков. При закладке разведочных горных выработок должны учитываться состав и мощность четвертичного покрова, и опять-таки важное значение здесь имеет знание истории развития региона в плейстоцене.

Состав четвертичных отложений, являясь материнским субстратом и определяя плодородие почв, оказывает большое влияние на почвенный покров, т.е. изучение четвертичной геологии играет большую роль в сельском и лесном хозяйстве.

Велико значение четвертичной геологии и в научном плане. Поскольку четвертичные отложения доступны для изучения и при этом первичные их особенности хорошо сохраняются, они являются важным звеном в сравнительно-историческом изучении геологического прошлого. Вопросы седиментогенеза, экологии, эволюции органического мира, вулканических и тектонических процессов, рельефообразования в рамках четвертичного периода решаются достаточно полно и глубоко. И вот здесь четвертичная геология вступает в связь с огромным количеством геологических и географических наук.

Несомненно, важным является исследование плейстоцена как времени формирования человека и его культуры. Поэтому четвертичная геология тесно соприкасается с археологией, антропологией, этнографией.

Четвертичный период – время формирования современной физико-географической среды: рельефа, фауны, флоры, почвы. Отсюда связь ее с геоморфологией, биостратиграфией, почвоведением.

В заключение необходимо подчеркнуть, что изучение четвертичной геологии требует от исследователя разносторонней подготовки, широкого кругозора. Необходимо владеть геоморфологическим методом и знать учение о генетических типах отложений.

Контрольные вопросы

1. Специфика четвертичной системы и задачи четвертичной геологии.
2. Особенности четвертичного периода и его отложений.
3. Научное и практическое значение четвертичной геологии.
4. Краткая история изучения четвертичных отложений.
5. Методы четвертичной геологии.

Глава 2 ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Большая пестрота литологического состава и сложное строение покрова четвертичных отложений, на незначительных расстояниях часто и резко изменяющего свои мощность, состав и внутреннюю структуру, очень сильно осложняют проведение фациального анализа, без применения которого трудно, а зачастую невозможно решить не только генетические, но и стратиграфические задачи. Этот анализ успешно осуществляется только на базе учения о генетических типах континентальных отложений, играющего особенно важную роль в приложении к четвертичной геологии.

Под **генетическим типом** понимают комплексы осадков, образующих тесные парагенезы, причинно обусловленные деятельностью ведущего агента аккумуляции: например, речные аллювиальные отложения, или *аллювий*, накопление продуктов склонового смыва, или *делювий*, и т.д.

Каждому генетическому типу свойственна особая форма залегания отложений, их пространственная и генетическая связь с определенными формами и элементами рельефа и стадиями их развития, а так-

же специфические особенности фациально-литологической изменчивости отложений в разрезе и по латерали. Лишь выделение генетических типов позволяет разобраться в сложном строении покрова плейстоценовых континентальных отложений и выявить пространственные и стратиграфические взаимоотношения слагающих его геологических тел, тем самым обеспечивая надежную основу для расчленения, корреляции разрезов и картирования отложений.

Несмотря на то что выделение генетических типов отложений является важным приемом фациального и формационного анализа осадков любого возраста, широкое его использование остается характерной особенностью именно четвертичной геологии.

Континентальный осадочный комплекс включает два резко различающихся класса образований: *коры выветривания (КВ) и собственно осадочные породы.*

Минеральные массы, составляющие *коры выветривания*, нельзя назвать осадками в прямом смысле, поскольку при их формировании отложение осадков, по крайней мере в его обычной форме, не происходит. Именно этим КВ отличаются от остальных континентальных отложений, образующих второй класс – *собственно осадочных образований*, возникающих путем переотложения продуктов разрушения горных пород. Однако КВ генетически настолько тесно связаны с комплексом континентальных отложений, что вполне логично и закономерно включение их в общую генетическую классификацию континентальных отложений в качестве первого из выделяемых в ней генетических рядов (табл. 2).

2.1. ЭЛЮВИАЛЬНЫЙ РЯД

Входящие в этот генетический ряд образования объединяются общим термином *элювий*, введенным в науку в этом его значении С.Н. Никитиным еще в прошлом веке (в 1883 г.). Выделение генетических типов образований элювиального ряда основано на различиях наблюдаемых в природе весьма своеобразных форм проявления этого процесса. Целиком более или менее однородным элювием сложены только слабо развитые маломощные коры выветривания. Для мощных и полных разрезов кор выветривания характерна вертикальная зональность.

Схема классификации генетических типов континентальных осадочных образований (по: Шанцер, 1966)

Парагенетический ряд	Парагенетическая группа и подгруппа		Генетический тип
I Элювиальный (ряд коры выветривания)	А. Группа почв		Почвы (с подтипами автоморфных и гидроморфных почв). Автохтонные торфяники (верховые и низинные)
	Б. Группа собственно коры выветривания		Элювий (с подтипами термофракционного, криогенного и хемогенного элювия)
II Склоновый (коллювиальный)	А. Гравитационная группа	а. Подгруппа коллювия обрушения	Обвальные накопления (дерупций) Осыпные накопления (десперсий)
		б. Подгруппа коллювия сползания	Оползневые накопления (делясий). Солифлюкционные накопления (дефлюксий, солифлюксий)
	Б. Делювиальная группа (коллювий смывания)		Делювий
III Водный (аквальный)	А. Группа отложений русловых водных потоков (флювиальная)		Аллювий Проллювий
	Б. Группа озерных отложений (лимническая)		Озерные отложения (возможно, не разработано более дробное разделение)
IV Подземный (субтерральный)	А. Группа отложений пещер (субтерральная)		Пещерные отложения (подразделяются на ряд подтипов – см. в тексте)
	Б. Группа отложений источников (фонтанальная)		Туфы и травертины
V Ледниковый (гляциальный)	А. Группа собственно ледниковых отложений (гляциальная)		Основные морены Краевые морены
	Б. Группа водно-ледниковых отложений (аквагляциальная)	а. Подгруппа ледниково-речная (флювиогляциальная)	Внутриледниковый (интрагляциальный) тип. Приледниковый (перигляциальный) тип
		а. Подгруппа ледниково-озерная (лимногляциальная)	Озерно-ледниковые (лимногляциальные) отложения
VI Эоловый (ветровой)	А. Группа эоловых песков (перфляционная)		Эоловые пески
	Б. Группа эоловых лессов (суперфляционная)		Эоловые лессы

Различают *термофракционный, криогенный и хемоморфный элювий*.

Термофракционный элювий, связанный с температурным выветриванием в аридных и семиаридных зонах, а также *криогенный элювий*, связанный с морозным выветриванием в обстановке полярного и нивального климата, характеризуются грубообломочным составом (преимущественно щебень, дресва, глыбовые отложения с незначительной примесью песчано-алевритового материала) и небольшой (1–3 м) мощностью.

Хемоморфный элювий образуется при химическом выветривании в условиях влажного теплого климата (сиаллитный элювий) и представлен глинистыми образованиями мощностью в несколько десятков метров, сложенными каолинитом и другими глинистыми минералами. В условиях влажного жаркого климата формируется аллитный элювий, представленный в основном гидроксидами алюминия и железа. На рыхлых молодых в геологическом отношении породах полноразвитые коры химического выветривания практически неизвестны. Маломощные элювиальные образования иногда фиксируют геологически кратковременные перерывы в осадконакоплении, но представлены они почти исключительно погребенными палеопочвами.

Коры выветривания (КВ)

Все преобразования горных пород и изменение их минерального состава, приводящие к образованию КВ, обычно называют широко понимаемым термином – *выветривание*, или, как предложил в 1966 г. Е.В. Шанцер, *элювиальным процессом*. Выделение генетических типов образований элювиального ряда основывается на различных наблюдаемых в природе весьма своеобразных формах проявления этого процесса.

Более или менее однородным элювием целиком сложены только слабо развитые маломощные КВ. Чем они мощнее и полнее развиты, тем в большей степени для их разреза характерна вертикальная зональность. Верхние зоны, представленные продуктами глубокого минерального преобразования, сменяются книзу зонами, менее измененными и наследующими признаки материнских пород, постепенный переход к которым свойствен большинству типов элювия. Каж-

дая вертикальная зона представлена, таким образом, литологическими разновидностями элювия, совокупность которых образует закономерно построенный элювиальный профиль. Такой профиль в целом отражает особенности конкретной формы проявления элювиального процесса и характеризует генетический тип элювия или КВ как единого целого.

Учение о корях выветривания сложилось в особую дисциплину, основоположником которой в России считается Б.Б. Полюнов. Ниже приводится характеристика элювия, образующегося в разных обстановках.

Одним из важнейших факторов, определяющих ход элювиального процесса, является *климат*, который влияет, прежде всего, на режим увлажнения формирующейся КВ. Чем сильнее увлажнение, тем активнее процесс гидролиза силикатов, которые являются главными породообразующими минералами большинства горных пород. Наоборот, при значительном дефиците влаги и отрицательных температурах, когда вода большую часть года химически малоактивна, процесс гидролиза замедлен или вовсе не идет. Поэтому понятны интенсивность химического выветривания в гумидного климата умеренного пояса, субтропиках и тропиках и замедленность в условиях холодного климата субполярных и высокогорных обстановках или жарком, но сухом климате пустынь, где преобладает выветривание физическое. Кроме того, проявляется и промежуточная форма гидратационного выветривания, приобретающая самостоятельное значение преимущественно в семиаридных климатах степей, субтропических и тропических саванн. Ведущим ее фактором служит расклинивающее действие тончайших пленок поверхностно связанной воды. Эта вода проникает в микроскопические трещины вдоль контактов минеральных зерен и внутрь их, что способствует разрушению породы, вплоть до превращения ее в смесь мелкой дресвы и пылеватых частиц.

Вторым фактором, существенно влияющим на ход элювиального процесса, является *вещественный состав материнских пород*. При физическом выветривании он сказывается относительно слабо, но чем интенсивнее химическое выветривание, тем в большей степени строение и состав КВ зависят от различий материнских субстратов. Поэтому там, где КВ полноразвиты, сосуществуют многие генетические типы

элювия, особенности которых в равной степени обусловлены климатом и минеральным составом исходных пород, т.е. являются не только климатогенными, но и одновременно петро- или литогенными.

Состав элювия. Зависимость от климатической обстановки особенно отчетливо обнаруживается в составе элювия скальных силикатных пород (*ортоэлювий*, по Б.Б. Полюнову). При господстве физического выветривания (холодный или жаркий, но сухой климат пустынь) на них образуется маломощный щебнисто-глыбовый или дресвяно-щебнистый элювий, сложенный преимущественно неизменными обломками материнских пород. Чем влажнее и теплее климат, тем большую роль в составе элювия играют новообразованные глинистые минералы, возникающие в результате преобразования первичных силикатов. В семиаридных обстановках степей, субтропических и тропических саванн они представлены иллитом и смектитом, но часто уступают по своему значению слабо измененным тонко раздробленным продуктам гидратационного выветривания. Здесь в элювии сохраняются унаследованные от материнской породы и вновь возникшие при выветривании карбонаты, иногда гипс и хлориды.

В условиях гумидного климата все растворимые компоненты полностью выщелачиваются, а вторичные глинистые минералы становятся составляющими элювия. В маломощных КВ гумидных обстановок умеренного пояса сохраняется довольно много частично преобразованных первичных силикатов, даже малоустойчивых к выветриванию. Глинистые минералы представлены в основном гидрослюдами, а высвободившиеся при выветривании гидроокислы железа – лимонитом, придающим КВ бурую окраску.

Во влажных субтропиках и тропиках формируются мощные глубоко преобразованные глинистые КВ. Слагающий их элювий в основном состоит из минералов группы каолинита. Чаще всего они окрашены в яркие красные и оранжевые цвета за счет высвободившихся при выветривании гидроксидов железистого типа – гетита и гидрогетита. Некоторые из КВ обогащены глиноземом за счет гиббсита и аллофаноидов.

На осадочных породах, состоящих в основном из переотложенных глинистых продуктов древнего выветривания, элювий менее вырази-

телен, а климатогенные черты его облика и минерального состава распознаются с трудом.

На рыхлых, молодых в геологическом отношении породах, полно-развитые коры химического выветривания практически неизвестны, так как для их образования требуется весьма длительное время, как правило, превышающее время существования этих отложений. Особенно это касается четвертичных континентальных отложений. Тот маломощный элювий, которым маркируются геологически кратковременные перерывы в осадконакоплении, представлен почти исключительно погребенными почвами.

Почвы

В составе *парагенетической группы почв* четко противопоставляются друг другу *собственно почвы*, с одной стороны, и *автохтонные торфяники*, с другой стороны, которые можно рассматривать в качестве особого генетического типа. Слагают следующую группу отложений элювиального ряда.

Под *почвой*, по Е.В. Шанцеру, понимается только приповерхностная часть КВ, развивающаяся во взаимодействии с растительным покровом суши. Изучение почвы является объектом почвоведения, оформившегося к концу прошлого века благодаря трудам В.В. Докучаева в самостоятельную науку. Проблемы почвоведения обширны и многоплановы, так как тесно связаны с рядом аспектов геологии и географии, с одной стороны, биологии и агрономии – с другой. Но почвы являются закономерными составляющими полно-развитых элювиальных профилей, внутри которых не всегда четко разграничиваются. Некоторые исследователи отождествляют понятия «почва» и КВ.

Главной особенностью почвы является своеобразный биологический круговорот веществ, почти не влияющий на почвенную часть КВ. Этот круговорот заключается в извлечении растениями из минерального субстрата почвы необходимых для их жизнедеятельности элементов и последующем возврате их в почву при разложении отмерших частей растений. Гумус, содержащий гуминовую и фульвокислоты, резко активизирует химическое выветривание. Но почвооб-

разование не сводится только к химическому выветриванию, этот процесс, кроме образования элювия, включает разнообразные биохимические и биологические процессы. Почва населена многочисленной микрофлорой бактерий и низших грибов, беспозвоночными животными, млекопитающими. Эти организмы являются составной частью почвы, как и почвенный элювий, который составляет ее минеральную основу или скелет. Именно жизнедеятельность организмов и связанные с ней биохимические процессы являются причиной гумусообразования, а также рыхлой структуры почвы. Таким образом, почва не просто элювий, а сложная и динамичная геобиологическая система.

Итак, почвы занимают особое положение в элювиальном ряду. С одной стороны, поскольку генетические типы элювия – климато-генный и литогенный – определяются особенностями элювиального профиля в целом, то в их характеристику входит и тот элювий, который образует минеральную основу почв. С другой стороны, развитие почв является процессом, во многом автономным, протекающим иначе и активнее, чем развитие подпочвенных частей КВ. Это выражается в зависимости строения почв даже от незначительных различий растительно-климатической обстановки, материнского субстрата и положения в рельефе. Как следствие, возникают специфические генетические типы почв, число которых значительно больше, чем число столь же четко выделенных генетических типов элювия (или КВ). Поэтому и генетическая классификация почв строится независимо от классификации типов элювия. Почвы в классификационной схеме выделены в качестве особой генетической группы.

Формирование почв протекает значительно быстрее, чем подпочвенных зон КВ, особенно если их материнским субстратом служат рыхлые песчано-глинистые отложения. В этом случае почва приобретает все характерные для нее морфологические черты уже за период, равный первым столетиям. При изменении физико-географической обстановки почвы успевают перестроиться за короткий срок, так что тип большинства из них строго соответствует существующему климату и растительному покрову. Поэтому погребенные почвы, заключенные в толщу четвертичных отложений, могут рассматриваться как

надежные показатели климата, существовавшего к моменту их захоронения. В этом значение их для четвертичной климатостратиграфии.

В группе почв выделяются *две генетические подгруппы: автоморфные почвы, гидроморфные почвы*. Почвы (автоморфные и гидроморфные) образуются в результате сложного процесса почвообразования, которое не сводится только к химическому выветриванию. Составной частью почвообразования является органическое выветривание. Для почв характерны обилие органического вещества в верхней части, вертикальная зональность, разнообразие состава в зависимости от климата, состава материнской породы и геоморфологических условий, а также небольшая мощность, обычно 1–2 м.

Автоморфные почвы (иначе элювиальные). Их строение особенно сильно зависит от растительно-климатической обстановки. Каждой растительно-климатической зоне суши (например, зона тайги, бореальные лиственные леса, разнотравные и злаковые степи, полупустыни и т.д.) присущи только ей свойственные зональные типы почв. Автоморфные почвы развиваются там, где зеркало грунтовых вод располагается глубже зоны почвообразования. Благодаря образуемому нисходящему движению истинных и коллоидных растворов, часть продуктов выветривания и почвообразования мигрируют. Некоторые из них удаляются из почвы, а значительная часть выносится из верхней части почвы, переотлагаясь и накапливаясь в нижней. По этому признаку профиль автоморфных почв подразделяется на *два генетических горизонта: верхний элювиальный* – горизонт вымывания, или горизонт А; и *нижний иллювиальный* – горизонт вымывания, или горизонт Б.

Гидроморфные почвы возникают там, где грунтовые воды залегают так близко к поверхности, что почвообразование в пределах их капиллярного поднятия протекает в течение большей части года. Поэтому почва постоянно или большую часть времени напитана водою, и нисходящая миграция растворов в ней невозможна. По этой причине проникновение в нее свободного кислорода затруднено, что вместе с присутствием разлагающегося органического вещества приводит к установлению восстановительной среды. Гидроморфные почвы не являются господствующими в почвенном покрове, тяготеют к переувлажненным участкам и понижениям рельефа. Они обычно вкрапле-

ны отдельными пятнами в общий фон зональных автоморфных почв и поэтому называются *интразональными*.

Среди гидроморфных почв выделяются: *торфяно-глеевые (болотные) почвы* и *солончаки*.

Торфяно-глеевые почвы характерны для зон тайги и лесотундры, а также для всего бореального лесного пояса. В профиле выделяется маломощный верхний торфянистый покров и подстилающий его глеевый горизонт, окрашенный в зеленоватые тона и характеризующийся повышенной дисперсностью минеральной массы, что связано с восстановлением окиси железа до закиси (процесс так называемого *оглеения*). Эти почвы связаны постепенными переходами – с одной стороны, с зональными автоморфными подзолистыми почвами, с другой стороны, с торфяниками, которые являются уже не составными частями КВ, а аккумулятивными органогенными образованиями.

Солончаки характерны для степей, полупустынь и пустынь. Образуются там, где сильно минерализованные грунтовые воды залегают близко к поверхности. Интенсивное испарение сверху летом компенсируется капиллярным подтоком воды снизу, что приводит к повышению концентрации солей в поверхностных частях почвенного профиля и их выпадению из раствора. Возникает верхний горизонт, в той или иной степени обогащенный органическим веществом и всегда засоленный, ниже которого залегают глеевые.

Аналоги большинства типов почв встречаются в погребенном состоянии, но погребенные почвы отличаются от современных рядом признаков.

Современные почвы – это живые развивающиеся системы. В частности, содержание гумуса в них отражает динамическое равновесие между скоростью его поступления за счет непрерывно образующегося растительного остатка и скоростью его разложения до простых минеральных соединений и выноса из почвы инфильтрующимися атмосферными водами. Гумус – органическая темноокрашенная часть почвы – результат биохимического превращения растительных и животных остатков.

Погребенные почвы – это почвы мертвые, выпавшие из сферы биологического круговорота вещества и потерявшие всю почвенную микрофлору и фауну (рис. 102). Гумус в них не поступает, а содер-

жающийся к моменту захоронения разрушается, «выгорает». Поэтому погребенные почвы всегда беднее гумусом, чем современные (содержание гумуса в погребенных почвах меньше 1 %).

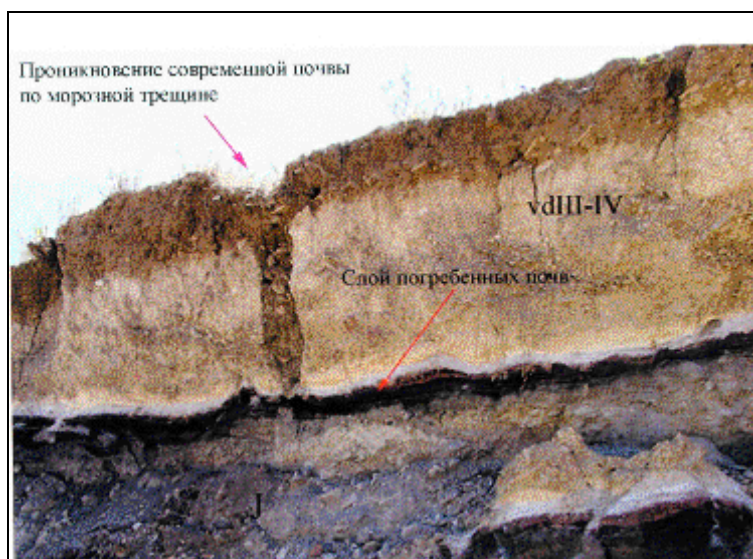


Рис. 102. Погребенные почвы. Тянь-Шань (по: Короновский, 2011)

Окраска ископаемых почв – бурая и красновато-бурая, обусловленная присутствием оксидов железа; они всегда уплотнены, характерная почвенная отдельность в них выражена слабо либо не выражена вовсе. Словом, ископаемые почвы – это, скорее, сохранившийся в погребенном состоянии почвенный элювий, чем почвы в полном смысле слова. Нередко они бывают оглееными под воздействием грунтовых вод, т.е. претерпели эпигенетическое преобразование либо в них могли быть вымыты карбонаты кальция или легко растворимые соли из вышележащей толщи, что затрудняет диагностику погребенных почв. Но изучение погребенных почв остается одним из наиболее эффективных методов климатостратиграфического расчленения и корреляции разрезов четвертичных отложений.

Элювиальные осадки, образованные в холодных субполярных и высокогорных климатических обстановках, весьма своеобразны и представляют особый интерес для стратиграфии четвертичных отложений. Из-за скудности растительного покрова почвообразование недоразвито, и образующийся элювиальный покров может быть отнесен, скорее, к сапролитовой, чем к почвенной КВ. Ведущую роль

в развитии элювия играет разновидность физического выветривания – морозное выветривание, т.е. дробление горных пород под влиянием замерзающей в их трещинах воды, резко увеличивающей свой объем при переходе в лед. На скальных породах образуется маломощный грубо-щебнистый или крупноглыбовый морозобойный элювий с незначительным содержанием мелкозема – преимущественно дресвы, песчаных и пылеватых частиц.

В условиях близкого залегания к поверхности многолетней мерзлоты в развитии элювиального покрова существенную роль играют криогенные процессы, которые изучаются *мерзлотоведением*, или *геокриологией*.

Значительна роль мерзлотной переработки в развитии поверхностного сезонно-талого слоя на постоянно мерзлых рыхлых песчано-глинистых отложениях. Здесь морозное выветривание приобретает весьма своеобразную форму. При осеннем промерзании сезонно-талого слоя, который подстилается водоупором вечной мерзлоты, в нем образуется сеть тонких ледяных прожилков и шпиров, разрывающих рыхлый грунт, нарушая в нем связи минеральных частиц. После оттаивания грунт становится легко размокающим до вязкопластичной и даже текучей консистенции, приобретая при этом тиксотропные свойства (способность студней, гелей при механическом воздействии – перемешивании, разжижаться и переходить в золи, которые в спокойном состоянии снова затвердевают. Эти превращения обратимы). Это стимулирует деформацию грунта при развитии других мерзлотных процессов, не относящихся к выветриванию. Из-за интенсивности их проявления сезонно-талый слой называется *деятельным*, или *активным*.

В результате деятельности мерзлотных процессов проявляются две группы явлений: «мерзлотная сортировка» – вымораживание грубо-обломочного материала (щебня, валунов), постепенно выносимого к поверхности; так образуются каменные кольца и многоугольники. Второе явление заключается в частичном перемешивании грунта путем отжимания его переувлажненной массы из одних участков к другим, что сопровождается иногда изливанием полужидкой грязи на по-

верхность. Это приводит к сложным деформациям грунта, называемым *криотурбациями*.

Деформированный мерзлотными процессами сезонно-талый слой областей неглубокого залегания вечной мерзлоты является аналогом элювиального покрова других климатических зон. Слагающие его образования могут быть выделены в своеобразный генетический тип *криотурбационного элювия*.

При полном промерзании грунта сезонная мерзлота смыкается с постоянной в единый мерзлый массив. Из-за высокого коэффициента термического расширения-сжатия, цементирующего мерзлые толщи льда во время суровых зимних морозов, их верхние части резко сокращаются в объеме. Возникает система взаимно пересекающихся морозобойных трещин, проникающих на несколько метров в глубину, значительно ниже границы сезонного оттаивания. Иногда они заполняются грунтом – *первично-грунтовые жилы*. Чаше во время теплого сезона заполняются водой, которая замерзает, соприкасаясь с вечной мерзлотой. Как правило, морозобойные трещины ежегодно возникают в одних и тех же местах и ледяные жилы расширяются. В фазы потепления заполняются грунтом и отложенными сверху более молодыми осадками, образующими клиновидные в сечении псевдоморфозы по ледяным жилам – «*ледяные клинья*».

Автохтонные торфяники

Они возникают из остатков растительности, которые накапливаются на месте их произрастания. Автохтонные торфяники связаны постепенными переходами с гидроморфными болотными почвами. Но торфяные залежи представляют собой аккумулятивные, а не элювиальные образования. Кстати, они являются источниками дешевого энергетического топлива.

Различают две группы автохтонных торфяников: *низинные (или низовые)* и *верховые*.

Низинные торфяники развиваются в понижениях рельефа. Среди них выделяются два типа.

Первый тип – это торфяники, образующиеся при зарастании водоемов озерного типа. Как правило, они лежат на пачке озерных отложений, представленных *сапронелевыми илами*, или *гиттиями* (*гиттия* – иловая грязь), чистыми или в той или иной степени глинистыми или песчанистыми. В строении торфяников выделяются слои торфа, соответствующие последовательным стадиям зарастания водоема и превращения его в болото (снизу вверх: камышевый торф, тростниковый, осоковый, осоково-глиновый или гипновый, состоящий из остатков зеленых мхов).



Рис. 103. Низинное (эвтрофное) болото в Мезенской впадине (по: Короновский, 2011)

Второй тип низинных торфяников образуется при заболачивании суходолов и речных пойм, которые обильно увлажняются водами поверхностного стока (рис. 103). Торфообразование при этом протекает в обстановке заболоченных лесов (ольшанники, березняки и т.п.), травянистых и гипново-травянистых болот. Соответственно и в строении торфяной залежи участвуют лесные торфы, которые состоят преимущественно из остатков древесной растительности, травяные и гипновые торфы. Характерна примесь песчаных или глинистых частиц, принесенных текучими водами.

Верховые торфяники образуются на водораздельных пространствах преимущественно в зоне тайги и лесотундры. Железистый иллю-

виальный горизонт, близко залегающий к поверхности, является водоупором, который приводит к застаиванию атмосферных вод и, как следствие, к избыточному увлажнению. Но основными торфообразователями являются белые сфагновые мхи, поскольку атмосферные воды крайне слабо минерализованы. Сфагновые мхи разрастаются за счет постепенно сливающихся и увеличивающихся по площади и мощности подушек, напитанных как губка водой. Они губят лес, и на их месте образуется выпуклое в поперечном сечении болото. Сфагновые торфы практически лишены минеральных частиц.

Но часто сфагновые торфяники верхового типа рельефа в завершающуюся стадию эволюции низинных болот образуются и в понижениях. В этих случаях сфагновые торфы подстилаются низинными торфами, которые иногда ложатся на озерные гиттии, лежащие, в свою очередь, на глинистых и песчаных озерных отложениях. Вот такие сложные торфяники в погребенном состоянии распространены гораздо шире, чем чисто верховые.

Погребенные автохтонные торфяники слагаются сильно уплотненными торфами резко сокращенной мощности. Поэтому для полной характеристики разрезов необходимо детальное послойное изучение. Это имеет очень важное значение для разработки климатостратиграфии четвертичной системы, так как торф обладает консервирующим свойством сохранять пыльцу, споры и макроостатки растительности, по которым подробно восстанавливается история смены растительно-климатической обстановки во времени.

По современным торфяникам удалось восстановить подробную картину изменения климата в поздне- и послеледниковое время для территории Европы и Северной Азии и построить дробную климатостратиграфическую шкалу голоцена (Нейштадт, 1957).

2.2. СКЛОНОВЫЙ (КОЛЛЮВИАЛЬНЫЙ) РЯД КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Элювиальные образования являются источником материала, разносимого по поверхности суши и дающего начало всем остальным континентальным отложениям. Первым этапом этого переноса явля-

ется этап склоновой денудации, когда разрыхленные массы смещаются от водораздельных участков к днищам долин – главных транспортных артерий суши.

Выделяют 5 генетических типов склоновых отложений:

- 1) обвальные (дерупций);
- 2) осыпные (десперсий);
- 3) оползневые (деляпсий);
- 4) солифлюкционные (дефлюксий, солифлюксий);
- 5) делювий (коллювий смывания).

Первые 4 типа объединяются в **гравитационную серию**, так как ведущим фактором их образования является масса смещающихся со склонов осадков. Эту серию по признакам динамики смещения материала подразделяют на группы **коллювия обрушения** (обвальные и осыпные накопления) и **коллювия сползания** (оползневые и солифлюкционные накопления).

Делювий противопоставляется этим генетическим типам, образуя группу **коллювия смывания**, поскольку накапливается из материала, смываемого со склонов водами временного стока.

Группа коллювия обрушения

Обвальные накопления образуются при эпизодически проявляющихся обрушениях (обвалах) крупных блоков скальных горных пород. Это преимущественно несортированные щебнисто-глыбовые отложения у подножий крутых горных склонов. Играют подчиненную роль в комплексе склоновых отложений горных стран.

Осыпные накопления обычно представляют собой массы глыб и щебня, отделяющихся от скальных горных пород склона постепенно, по мере развития физического выветривания (рис. 104).

Они возникают в результате медленно протекающего процесса осыпания склона, кроме случаев, когда последний сложен рыхлыми отложениями. Осыпные накопления широко развиты в горных странах, особенно в зонах аридного и семиаридного климата. В условиях равнинного рельефа осыпные накопления распространены реже, имеют песчано-глинистый состав и небольшую мощность и не всегда четко отличаются от других типов склоновых отложений.



Рис. 104. Характерная осыпь на каменистом склоне, сложенном гранитоидами ордовикского возраста Джумгольского хребта, образующая конус у подножия. Северный Тянь-Шань (по: Короновский, 2011)

Группа коллювия сползания

Оползневые накопления (деляпсий) являются продуктами оползания, т.е. скольжения масс горных пород склона по поверхности срыва, возникающего внутри их массива. Существенной причиной возникновения оползней служит насыщение оползающих масс грунтовыми и поверхностными водами. Оползни характерны для областей с гумидным климатом. Широко развиты как в горных районах, сложенных толщами типа флиша или глинистых сланцев, так и на равнинных участках, где они наблюдаются в крутых высоких склонах речных долин, сложенных песчано-глинистыми породами (рис. 105).

Солифлюкционные накопления (дефлюксий, солифлюксий) образуются в процессе солифлюкции, т.е. вязкопластического течения грунта (его переувлажненного поверхностного слоя) вниз по склону. Состав их разнообразен: от глин и суглинков до щебней и глыбовых скоплений в зависимости от горных пород, слагающих склоны. Мощность отложений от 1–2 м до нескольких десятков метров. Характерны для областей вечной мерзлоты, а также влажного экваториального климата. Особенности солифлюкционных отложений: отсутствие сортировки материала, наличие текстур течения и смятия, мерзлотных текстур типа ледяных клиньев.



Рис. 105. Характерные оползневые блоки и блоки отседания в четвертичных отложениях. Дагестан (по: Короновский, 2011)

Делювиальная группа (делювий) образуется в результате склонового смыва, т.е. сноса рыхлого материала временным поверхностным стоком дождевых и талых снеговых вод. Гранулометрический состав делювия зависит от характера исходных пород и от крутизны склона. На пологих склонах преобладают супесчано-суглинистые отложения, на более крутых склонах горных стран – супесчано-щебнистые отложения (*горный делювий*). Мощность делювия увеличивается вниз по склону: от сантиметров до 5-10 м и более. Для делювия характерны признаки водной сортировки, выраженные в уменьшении крупности частиц вниз по склону, наличии тонкой слоистости, параллельной склону, и частичной обработанности обломков. Делювий наиболее широко развит в зоне семиаридного климата.

2.3. ВОДНЫЙ (ФЛЮВИАЛЬНЫЙ) РЯД КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Пройдя этап склоновой денудации или минуя его, основная масса продуктов выветривания и разрушения горных пород подвергается дальнейшему переносу и переотложению. В зависимости от физико-

географической обстановки главными факторами становятся *русловые водные потоки* – реки и ручьи, ледники и их талые воды, а также *ветер*. Соответственно, выделяются три главных типа переотложения – ***водный, ледниковый и эоловый***, и три, отвечающих им генетических ряда континентальных отложений. Наибольшим распространением пользуется ***водный ряд континентальных отложений***. Весьма существенно его значение для понимания истории формирования континентальных осадочных толщ. Основу этого ряда составляет ***флювиальная группа*** отложений русловых водных потоков, в состав которых входят два родственных генетических типа – *аллювий и пролювий*. Вторым членом водного ряда является ***озерная, или лимническая группа***; общепринятого расчленения ее на генетические типы не существует.

Аллювий

Под ***аллювием*** понимают совокупность отложений всех русловых водных потоков, в том числе и временных. С точки зрения динамики формирования, основных особенностей строения и роли в осадочном покрове суши все они близки друг к другу и собственно противопоставление постоянных и временных водотоков является достаточно условным. Между ними существуют переходы, деятельными же и те, и другие становятся в основном во время паводков, когда их русла целиком заполнены водой. Таким образом, аллювий нельзя рассматривать просто как синоним речных отложений. Аллювий – это генетический тип отложений, сложных по строению и фациальной неоднородности, образующийся в разнообразных физико-географических обстановках и водными потоками разного гидрогеологического режима и мощности.

Ярче всего общие закономерности строения аллювиальных отложений выражены у так называемого *перстративного (перестилаемого)* аллювия значительных по размеру постоянных равнинных рек. Такой аллювий образуется в фазы динамического равновесия речных долин, когда русло реки длительное время мигрирует по дну долин на одном и том же гипсометрическом уровне, частично перемывая и переоткладывая ранее накопленные аллювиальные отложения. При этом образуется аллювиальная толща ограниченной мощности, величина которой

близка разности высот между дном русла и уровнем паводковых вод. Нижняя, основная часть этой толщи сложена фациями руслового аллювия, который состоит из отложенных в смещающемся русле реки хорошо промытых косослоистых песков, реже гравия, содержащих в основании гальку, и постепенно изменяющих свой гранулометрический состав снизу вверх по разрезу от относительно более грубого к все более мелкозернистому. Особенностью руслового аллювия является прислонение более молодых осадков к более древним в латеральном направлении, в сторону смещения русла реки на данном этапе его миграции, т.е. для аллювия действительна латеральная, а не вертикальная стратиграфическая последовательность напластования, что необходимо учитывать при детальном расчленении разрезов. В толщу руслового аллювия обычно вложены линзообразные тела старичного аллювия, заполняющие отшнурованные от действующего русла озеровидные старичные водоемы. Линзы старичного аллювия сложены в основном темными, богатыми органическим веществом алевритовыми и глинистыми отложениями, часто с прослоями торфа.

Сверху русловой, а обычно и старичный аллювий в большинстве случаев перекрыт маломощным покровом пойменного аллювия, сложенного супесями и суглинками, возникшими за счет осаждения частиц, взвешенных в полых водах, периодически заполняющих речную пойму. Для пойменного аллювия характерны тонкие прослои слабо развитых погребенных почв.

Для горных рек характерны развитие русловой фации и слабое развитие или отсутствие пойменной и старичной фаций. Русловой аллювий горных рек сложен в основном галечниками. Характерна *инстративная* (или «*выстилающая*») фаза аллювия.

Иначе построены толщи *контративного* (*настилаемого*) аллювия, который образуется при интенсивном заполнении долин осадками, обусловленном тектоническими и отчасти климатическими факторами. В этих достаточно мощных толщах горизонты руслового аллювия, иногда с линзами старичных отложений, напластованы в нормальной стратиграфической последовательности, разделяясь поверхностями размыва. Пойменные отложения в виде выдержанных слоев развиты редко, обычно они приурочены (в форме отдельных линз)

к кровле налегающих один на другой горизонтов руслового аллювия. Поверхности размыва, разделяющие пачки констративного аллювия, возникают вследствие боковой эрозии. Как правило, эти поверхности размыва не свидетельствуют о региональных перерывах в осадконакоплении, связанных со сменой фаз аккумуляции аллювия на фазы общего врезания речной долины. Это необходимо учитывать при стратиграфической и тектонической интерпретации разрезов аллювия.

Различия аллювия, который откладывается водными потоками с разными площадями водосборов, в разных геоморфологических обстановках, в условиях разного климата, т.е. потоками, обладающими различным гидрологическим режимом, естественно, могут быть весьма существенными. Выражается это в неодинаковом развитии русловых, старичных и пойменных фаций, особенностях гранулометрического состава, степени сортировки слагающих их осадков, окатанности крупнообломочного материала и т.д. Так, реки с сильно залесенными, заболоченными и изобилующими проточными озерами водосборами обычно не образуют пойменных осадков. Наоборот, для аллювия рек местного питания, протекающих в степных и полупустынных районах, в связи с большой активностью склонового смыва на водосборах и обусловленной этим мутностью вод, пойменная фация обычно сильно развита.

Особого внимания в климатостратиграфическом аспекте заслуживает аллювий равнинных рек ледникового питания. Ледниковый аллювий откладывался в долинах многих крупных рек Европейской части, бравших начало непосредственно у края материкового оледенения. Для него характерны повышенная мощность, строение, близкое к констративному, отсутствие типичных старичных и слабое развитие пойменных фаций, преобладание в разрезе песчаных отложений, быстро сменяющихся от разномерных, часто валунных вблизи ледника, на преимущественно мелко- и тонкозернистые в отдалении от него с тонковолнистой и линзовидно-субпараллельной слоистостью. Формирование этих отложений, представляющих своеобразный русловой аллювий, происходило в широких мелководных и дробящихся на рукава руслах рек, перегруженных песчаными наносами, поступающими с талыми водами ледника. Пойменные фации в подобном ледниковом аллювии недоразвиты.

Некоторые исследователи выделяют особый *перигляциальный тип аллювия*, который накапливался в фазы резкого похолодания климата реками местного питания, не связанными с ледниками. К этому типу аллювия относятся наслоения, лежащие на нормальном русловом аллювии. Мощность его от первых до 10 м. Литологическая характеристика перигляциального аллювия неоднородна, а динамика накопления не вполне ясна. В верхней части отложения приобретают лессовидный облик. Подстиляется перигляциальный аллювий нормальным русловым аллювием, содержащим пыльцу лесной растительности. Образование аллювия происходило, по-видимому, в предшествовавшие фазы потепления климата.

Весьма своеобразен аллювий современной субарктической зоны. Для него характерна большая льдистость. Особенно это свойственно пойменным и генетически близким к ним лайдовым фациям (Лаврушин, 1963), а также русловым осадкам боковых мелководных и пересыхающих проток крупных рек и русел мелких водоемов, промерзающих до дна. Лед содержится в этих фациях в виде цемента, многочисленных субгоризонтальных ледяных прослоев и линз, а также мощных повторно-жильных льдов, образующих густую полигональную сеть. На северо-востоке России, в бассейнах рек Яны, Индигирки и Колымы, подобные льдистые толщи аллювия, на 70–80 % по объему состоящие из льда, достигают 20–30 м.

Изучение аллювия имеет исключительную важность для разработки стратиграфии четвертичной системы, поскольку он является одним из наиболее распространенных и довольно хорошо изученных генетических типов континентальных отложений, а слагаемые им речные террасы служат хорошими маркерами при дальнейшей корреляции разрезов. Кроме того, изучение строения и истории накопления аллювиальных толщ, как связанных с этими террасами, так и выполняющих погребенные эрозионные врезы, являются основой при восстановлении многих черт палеогеографии четвертичного периода и хода новейших тектонических движений. Поэтому ему придается значение особого метода исследования, выделяется даже самостоятельное научное направление – палеопотамология (Горецкий, 1964).

Пролувий

Пролувий представляет собой отложения наземных устьев выносов эрозионных долин, формирующих конусы выноса (обособленные и очень крупные) либо обширные наклонные предгорные шлейфы, возникающие путем слияния многих элементарных конусов выноса в единое целое (рис. 106).



Рис. 106. Конус выноса. Пролувиальные отложения имеют форму веера. Северный Кавказ (по: Короновский, 2011)

Особенно мощно пролувий развит у подножий горных хребтов в аридных климатических обстановках. Хотя такие приустьевые накопления также являются результатом аккумулятивной деятельности русловых водных потоков, закономерности формирования и строения образующихся отложений во многом очень своеобразны. Поэтому их принято выделять в самостоятельный генетический тип отложений, близко родственной аллювию, – пролувий. В понимании пролувия имеются разногласия. Е.В. Шанцер под термином «пролувий» рассматривает все накопления устьевых наземных выносов эрозионных долин.

Главным признаком, отличающим пролувий от аллювия, является закономерная смена его фаций в латеральном (радиальном) направлении от вершин конусов выноса или пролувиального шлейфа к их периферии. В типичных случаях она выражается в постепенном замещении

грубых галечных или щебнистых накоплений более тонкозернистыми осадками вплоть до супесей и суглинков, иногда лессовидного облика.

Но в природе нет четких границ, отделяющих собственно пролювий от аллювия и делювия. Эти генетические типы связаны многочисленными переходными формами, занимающими промежуточное положение в классификационной схеме.

Озерная, или лимническая, группа континентальных отложений

Озерные отложения являются субаквальными образованиями, и те из них, которые образуются в крупных озерах, по своей характеристике стоят ближе к морским, чем к континентальным отложениям. Особенно это относится к таким обширным солоноватоводным замкнутым водоемам, как Каспийское или Аральское моря, осадки которых всегда являются морскими. В лимническую группу не входят также осадки старичных озер речных пойм и временных озеровидных разливов, периодически возникающих по периферии крупных конусов выноса в аридных климатических обстановках. Они относятся соответственно к аллювию и пролювию и должны рассматриваться как их озерные фации. Отложения приледниковых озер выделяются в особую группу ледникового ряда. Такое ограничение лимнической группы отложений вносит в классификационную схему некоторую условность, так как все члены сложного континентального осадочно-го комплекса тесно взаимосвязаны.

Характер озерных осадков в значительной степени определяется климатом, влияющим на гидрологию водоемов, гидрохимию вод и массу органического вещества, образуемого водными организмами. В пресноводных проточных озерах гумидных климатических зон накапливаются илы, обогащенные железо-марганцевыми конкрециями – озерные руды, сапропели (торфянистые и водорослевые) и диатомиты.

Для солоноватоводных и соленых бессточных озер аридных зон типичны биохемотренные карбонатные (известковые и доломитовые) илы и самоосадочные соли (гипс, мирабилит, иногда поваренная соль).

Но в одной и той же климатической зоне сосуществуют озера с существенно разным составом осадков, зависящим от размеров и

морфологии озерного водоема, площади, рельефа и геологического строения водосбора. Поэтому в разных озерах могут преобладать то пески (особенно в горах), алевритовые и глинистые осадки, то чисто органогенные илы.

Характер напластования и присутствие остатков диатомовых водорослей, пыльцы и спор высших растений делают некоторые разновидности озерных отложений важными объектами климатостратиграфических исследований.

2.4. ПОДЗЕМНО-ВОДНЫЙ (СУБТЕРРАЛЬНЫЙ) РЯД КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

В этот ряд отложений входят два генетических типа: *пещерный* и *фонтальный*.

Пещерный тип

Отложения пещерного типа имеют ограниченное распространение. При геологической съемке они не картируются, но представляют несомненный интерес для геологов и археологов. Отложения пещерного типа часто содержат остатки животных, человека и артефакты, что позволяет восстановить эволюцию природной среды и органического мира в четвертичном периоде.

Среди отложений пещерного типа выделяются: *гравитационные (обвальные)*, *хемогенные*, *аллювиальные* и *органогенные* отложения. К собственно пещерным относятся лишь *хемогенные* образования.

Хемогенные образования представлены натечными формами, которые образуются в воздушной среде. Это *сталактиты*, растущие с потолка пещер (stalaktos – натекающий по капле). Навстречу им со дна пещер растут *сталагмиты* (stalagma – капля). *Сталактиты* и *сталагмиты* имеют известковый или сульфатный состав. *Сталактиты* образуются в результате просачивания по трещинам в своде пещеры вод, содержащих растворенный углекислый газ (CO_2), карбонат кальция (CaCO_3) или сульфат кальция (CaSO_4). *Сталактиты* и *сталагмиты*, соединяясь, образуют колонны – *сталагматы*. Остаточные продукты растворения карстующихся пород, представленные глинами и скапливающиеся на дне пещер, также относятся к хемогенным.

Продукты обрушения сводов и стенок карстовых пещер в виде скоплений глыб и щебня – *гравитационные* образования, всегда присутствуют внутри пещеры, а также у входа в нее, где породы интенсивно выветриваются и разрушаются за счет разницы суточных и сезонных температур воздуха. В пещере скопления образуют конусы до 10–15 м высотой.

Аллювиальные пещерные отложения, представленные песчано-галечными отложениями с примесью обвалившихся обломков пород, образуются в подземных реках.

Органогенные пещерные отложения, представленные пометом летучих мышей, являются хорошим удобрением и мумие, которое используется в медицине.

В пещерах жили древние люди, в них встречаются остатки материальной культуры, наскальные рисунки, кости животных, в том числе, мамонтов, диких быков, лошадей, сайгаков. По костям млекопитающих можно определить абсолютный возраст животных и человека, обитавшего в пещере.

Фонтальный тип

Фонтальные отложения образуются из холодных или горячих (термальных) источников подземных вод углекислого состава в местах их выхода на земную поверхность. Карбонаты, содержащиеся в воде, при резком уменьшении давления и понижении температуры выпадают в осадок, образуя *известковые туфы*, или *травертины*, характерные для теплых климатических условий. В холодной воде карбонаты растворяются и не выпадают в осадок. Во влажных тропиках туфы также не формируются, поскольку здесь углекислота является в основном биогенной и вместе с органическими кислотами растворяется в воде.

Известковые туфы, или травертины, представляют собой легкие пористые породы различной окраски, образующие наслаения мощностью в несколько метров с горизонтальной и волнистой слоистостью. Они залегают на разных формах рельефа: склонах, речных террасах, часто облекая их и образуя террасовидные поверхности и холмы. Возраст известковых туфов определяют по содержащимся в них остаткам фауны, отпечаткам растительности, иногда в них встречаются горизонты погребенных почв.

Почти всегда выходы холодных и термальных источников с известковыми туфами или травертинами приурочены к молодым разрывным нарушениям. Часто известковые туфы встречаются в областях горных хребтов: Кавказа, Карпат и др. Значительно реже они развиты в равнинных платформенных областях по берегам рек и в оврагах, где чаще всего имеются источники подземных вод.

2.5. ЛЕДНИКОВЫЙ (ГЛЯЦИАЛЬНЫЙ) РЯД КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Для гляциальных обстановок осадконакопления характерно преобладание деятельности ледников как главного агента седиментации.

В настоящее время гляциальные обстановки ограничены территориями, прилегающими к Северному и Южному полюсам, а также к высокогорным районам умеренных и низких широт, что составляет 11 % площади суши. Отложения *ледникового (гляциального) ряда* сыграли особенно важную роль в становлении климатостратиграфии четвертичной системы, в основу которой, как уже неоднократно отмечалось, положено чередование ледниковых отложений с отложениями любого другого типа. Гляциальные обстановки осадконакопления характерны для областей с климатическими условиями, способствующими образованию и сохранению ледников. Среди факторов, определяющих возникновение ледников, наиболее существенны низкие температуры, большое количество твердых осадков при низкой степени испарения.

В составе отложений ледникового ряда Е.В. Шанцером выделены две генетические группы: *группа собственно ледниковых отложений (ортогляциальная)*; *группа водно-ледниковых отложений (парагляциальная)*.

Первая объединяет образования, возникающие в результате аккумулярующей деятельности самого движущегося ледника, которые называются моренами (тиллами). Во вторую группу входят накопления, образованные талыми ледниковыми водами. С точки зрения природы главного агента осадкообразования (воды) водно-ледниковые отложения аналогичны аллювию и озерным отложениям флювиального

ряда. Но работа талых вод настолько связана с работой самого ледника, что ее следует рассматривать как одну из сторон оледенения в качестве единого явления природы.

Группа собственно ледниковых отложений (ортогляциальная)

В группе собственно ледниковых отложений выделяются следующие генетические типы, различающиеся по динамике накопления: *основные (донные), абляционные и краевые морены.*

Основные (донные) морены являются наиболее широко распространенным и характерным генетическим типом собственно ледниковых отложений. Они образуются под покровом движущегося ледника из обломочного материала, возникшего преимущественно за счет экзарации пород ледникового ложа. В пределах распространения плейстоценовых материковых оледенений основные морены плащеобразно покрывают огромные равнинные территории, а образуемые ими пластообразные тела простираются на сотни километров (рис. 107).

Это несортированные осадки с характерными текстурными признаками, унаследованными от мореносодержащего льда. Ю.А. Лаврушин (1976) выделяет две важнейшие разновидности основных морен – *монолитные и чешуйчатые.*

Монолитные морены образуются в обстановках медленного полойно-пластического течения льда. В группе фаций монолитных морен выделяются *плитчатая, сланцеватая и массивная* динамические фации. Представлены пластами однородных валунных суглинков и супесей с характерной плитчатой или сланцеватой отдельностью, мощность которых достигает нескольких десятков метров. Под термином *морена* в большинстве случаев подразумевают именно подобные образования.

Чешуйчатые морены формируются в обстановке движения мореносодержащего льда по плоскостям надвиговых поверхностей скола в теле ледника. В отличие от монолитных морен они не образуют однородных плащеобразно залегающих пластов. Для них характерно сложное деформированное строение моренных чешуй, чередующихся в разрезе с не менее сложно построенными толщами подстилающих

ледникового ложа. Деформации выражаются в развальцовке и брекчировании пород, а также в наличии всевозможных складок и разрывных нарушений. Часто наблюдается внедрение одних пород в другие в виде гляциодаек и гляциодиапиров. Мощность чешуйчатых морен достигает многих десятков и даже первых сотен метров.

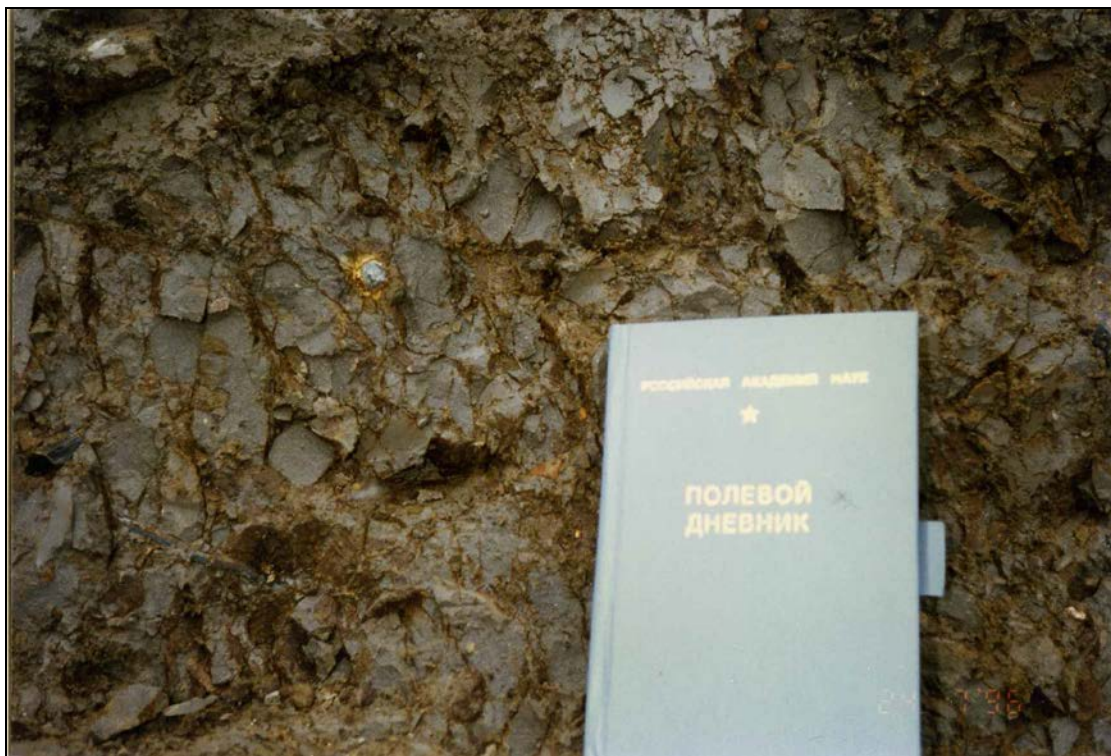


Рис. 107. Внешний облик основной морены на р. Шапкиной. Видна пиритовая конкреция (по: Андреичева, 2002)

Пласты монолитных основных морен играют роль маркирующих стратиграфических горизонтов, протягивающихся на значительные расстояния. Необходимо отметить еще одну особенность основных морен – наличие в них отторженцев, сложенных как четвертичными, так и дочетвертичными породами. Причем отторженцы в одинаковой степени характерны как для плитчатой, так и для чешуйчатой динамических фаций основных морен.

В чешуйчатых моренах составляющие их чешуи и пластины нередко разделяются пологими поверхностями надвигов и создается иллюзия их нормальной стратиграфической последовательности. В этих случаях можно ошибиться, приняв чередование собственно

моренных и разделяющих их пластин, сложенных неледниковыми отложениями, за свидетельство повторных фаз наступания и отступления ледников, т.е. изменений климатической обстановки во времени. Избежать ошибок можно, только зная закономерности строения и формирования основных морен.

Абляционные морены – второй генетический тип собственно ледниковых отложений. Образуются на периферии ледников при участии талых вод, которые либо насыщают вытаявшую моренную массу, что приводит к ее солифлюкционному сплыванию в понижения ледникового рельефа, либо выносят из нее мелкозем и оставляют на месте только грубый валунно-галечный материал. Соответственно возникают разные абляционные морены, которые в разрезах ледниковых толщ всегда подстилаются нормальными (моноклитными) основными моренами. Обычно абляционные морены имеют неясную слоистость и значительно менее плотные по сравнению с основными, что связано, возможно, с формированием абляционной морены за счет таяния пассивного льда вблизи от поверхности без значительной нагрузки вышележащего материала. Среди абляционных тиллов выделяют не менее трех фациальных разновидностей, в формировании которых кроме собственно гляциальных процессов участвуют и другие геологические агенты. Это *тиллы вытаивания*, *перлювиальные тиллы* и *тиллы сплывания (флоу-тиллы)*.

Краевые (конечные) морены – третий генетический тип собственно ледниковых отложений. Слагают валообразные, или грядово-холмистые формы аккумулятивного ледникового рельефа, неоднократно возникающие при стационарных положениях края ледника и вытянутых параллельно его положению. Обычно термин «краевые (конечные) морены» применяется для обозначения этих форм рельефа. В большинстве случаев краевые морены являются напорными образованиями, представляющими собой чередование нарушенных ледником моренных, водно-ледниковых отложений и пород ледникового ложа. Собственно ледниковые образования в их строении играют резко подчиненную роль, а чисто «насыпные» конечные морены, образованные материалом, который принес лед, распространены весьма ограниченно.

Группа водно-ледниковых отложений (парагляциальные)

Здесь выделяют две подгруппы: *ледниково-речные, или флювиогляциальные отложения; ледниково-озерные, или лимногляциальные отложения.*

Флювиогляциальные отложения сформированы осадками турбулентных потоков талых ледниковых вод, главным образом в регрессивную фазу оледенения. Флювиогляциальные отложения образуются и при наступании ледника, но лишь возникшие на стадии деградации оледенения они выражены в рельефе. В свою очередь подразделяются на два генетических типа: а) *внутриледниковые (интрагляциальные)* и б) *приледниковые (перигляциальные)*.

Внутриледниковый (интрагляциальный) тип флювиогляциальных отложений составляет неразрывное единство с собственно ледниковыми образованиями, он полностью подчинен им. Условия накопления отложений этого типа весьма своеобразны и резко отличаются от тех, которые характерны для осадков обычных водных потоков. Потоки талых вод под напором движутся в трещинах и каналах внутри толщи льда или у его основания. При этом они либо врезаются в ложе ледника, образуя слепо кончающиеся и глубокие рытвины подледного стока, либо откладывают между ледяными берегами свои осадки, которые после таяния ледника образуют весьма оригинальные аккумулятивные формы рельефа: *озы, камы и камовые террасы.*

Внутриледниковые отложения представлены косо- и горизонтальнослоистыми песками, гравием, галечниками и валунами озов, а также песками, супесями и суглинками камов.

Приледниковый (перигляциальный) тип флювиогляциальных отложений слагает перед фронтом ледника зандровые конусы выноса, зандровые поля или выполняют приледниковые ложбины стока. Это уже отложения обычных русловых водных потоков, текущих по законам течения обыкновенных рек и ручьев. Отличие их заключается в том, что они питаются талыми водами ледника, которые могут вытекать из-под ледникового края как в понижениях рельефа, так и на водоразделах. Именно в пределах водоразделов и возникали обширные разливы талых вод, образовавшие покровы *зандровых песков*, покрывающих обычно огромные площади. Такие покровы не могли возник-

нуть при отсутствии ледника, что резко отличает их от речных отложений. Но как только сток талых вод локализовался в речных долинах, их отложения теряли отличия от аллювия. В горных странах приледниковые флювиогляциальные отложения не выделяются, так как сток здесь всегда происходит по дну долин, независимо от характера русловых потоков.

Приледниковые флювиогляциальные отложения представлены в основном песками зандров, в сторону ледника переходящими в гравийно-галечные отложения, а к периферии – в суглинки.

Ледниково-озерные (лимногляциальные) отложения формировались в подпрудных озерах, которые образовались в результате подпруживающего действия ледникового края и исчезали вместе с окончанием оледенения. Вблизи края ледника в таких озерах нередко накапливались песчаные осадки, литологически ничем не отличавшиеся от озерных. Наиболее широко в подпрудных озерах были распространены осадки ленточного типа – ленточные пески, алевриты и особенно глины с характерной сезонной слоистостью. Она проявляется в монотонном повторении годовых лент осадков: более мощного летнего слоя тонкопесчаного, алевритового или алевро-глинистого состава и маломощного зимнего глинистого слоя. *Ленточные глины* представляют особый интерес. На основе подсчета годовых слоев разработан метод определения возраста слоев – *варваметрический*, применение которого сыграло весьма важную роль в разработке детальной стратиграфии и геохронологии позднеледниковых и голоценовых отложений.

2.6. ВЕТРОВОЙ (ЭОЛОВЫЙ) РЯД КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Эоловые отложения в современную эпоху образуются на значительных пространствах в пустынях и по их ближайшей периферии. В более ранние отрезки четвертичного периода их толщи формировались также в примыкавшей к материковым оледенениям обширной перигляциальной зоне, которая отличалась засушливым климатом. На остальной (большей) части суши эоловые отложения имеют резко подчиненное значение в строении континентального

осадочного покрова. Из-за сомкнутого растительного покрова здесь процессы развевания почти не проявляются, а локализуются только в узких полосах песчаных пляжей по берегам некоторых морей и крупных озер. Но в этих обстановках перенесенная ветром на некоторое расстояние основная масса частиц лишь пополняет материал, транспортируемый другими агентами денудации, не образуя самостоятельных отложений.

Выделяются *две группы эоловых отложений*: *перевеянных отложений (перфляционная)*; *навеянных отложений (суперфляционная)*.

Первой группе соответствует генетический тип *эоловых (перевеянных) песков*, второй – *эоловых (навеянных) лессов*. Отложения обоих генетических типов не столь тесно связаны парагенетически, как члены других генетических рядов. Они часто пространственно разобщены и в разрезах сочетаются с иными генетическими образованиями.

Надо сказать, эоловые пески являлись объектом интереса многих исследователей (Н.А. Соколов, М.П. Петров, Б.А. Федорович, А.В. Сидоренко и др.). Изучались динамика их накопления, особенности сортировки и текстурные признаки (тип слоистости). Тем не менее до настоящего времени диагностика эоловых отложений в ископаемом состоянии является трудным делом. Для решения задач четвертичной стратиграфии и палеогеографии проводятся в основном наблюдения над характерными формами песчаного эолового рельефа: дюнами, барханами и т.д., сохранившимися от прошлого. В областях распространения четвертичных материковых оледенений и примыкавшей к ним перигляциальной зоне широко распространены древние материковые дюны, в настоящее время неподвижные и поросшие лесом, которые покрывают большие площади на поверхности прежних задровых полей, древнеаллювиальных речных террас и песчаных равнин типа Припятского Полесья и Мещеры. Возраст большинства из них соответствует возрасту последнего оледенения Европы, что доказывается соотношением их с речными террасами и археологическими находками. Наличие этих материковых дюн указывает на фазу резкого иссушения климата и

исчезновения сомкнутого растительного покрова на обширных пространствах. Иногда наблюдается существование дюн более древних генераций, которые отличаются плохой сохранностью и другой ориентировкой. Частично они перекрываются более поздними эоловыми песками и отделяются от них погребенными почвами, что указывает на неоднократное повторение фаз иссушения климата и в более ранние отрезки Q времени. В целом генезис эоловых песков практически ни у кого сомнений не вызывает. Эоловые пески хорошо сортированы, песчаные зерна округлые, нередко хорошо отшлифованы, представлены преимущественно кварцем.

Иначе обстоит дело с вопросом о происхождении эоловых лессов. Эта проблема имеет полуторавековую историю исследований. Наиболее полный обзор этих исследований приведен в монографии Н.И. Кригера (1965). Итак, все исследователи лессов и сходных с ними пород согласны с тем, что образование их происходило в субаэральной обстановке семиаридного климата (на что указывает значительное содержание карбонатов). Однако в отношении источников способов переноса и способа отложения слагающего лессы материала между сторонниками разных концепций продолжают дискуссии:

- *эоловой, водно-ледниковой* (в приложении к лессам Украины);
- *пролювиальной и пролювиально-делювиальной* (преимущественно к лессам Средней Азии);
- *почвенно-элювиальной* (рассматривающей лессовидный габитус пород как результат наложенного процесса «облессования»);
- *«комплексной» концепции*, рассматривающей лессы как полигенетические образования.

Характерный комплекс признаков лессов:

1. Однородность по всей толще (в разрезе и по простиранию).
2. Сложение пылеватыми частицами алевритовой размерности (0,1–0,01 мм) при подчиненном значении глинистой и тонкопесчаной фракций и отсутствии крупных частиц.
3. Отсутствие слоистости.
4. Наличие тонкорассеянного карбоната Ca.

5. Проницаемость породы многочисленными вертикальными трубчатыми макропорами и повышенная общая пористость (недоуплотненность).

6. Просадочность толщи, связанная с пористостью под нагрузкой и при замачивании;

7. Столбчатая отдельность.

Мощность лессов достигает десятков метров.

Эти признаки в той или иной степени присущи всем алевритовым субаэральным отложениям, образовавшимся в семиаридной обстановке: многим разновидностям делювия; осадкам периферических фаций некоторых пролювиальных выносов и, конечно, эоловым алевритам, образовавшимся путем накопления пыли, принесенной ветром и частично переотложенной водами поверхностного стока. А, в общем, решение проблемы генезиса лессов должно основываться на детальном изучении литологии, геологических и геоморфологических условий залегания и прослеживания фациальных изменений лессовых толщ, реально наблюдаемых в природе.

В связи с дискуссионностью проблемы генезиса лессов они не могут пока считаться представителями какого-либо одного генетического типа отложений и поэтому нередко выделяются на геологических разрезах и картах четвертичных отложений по литологическим признакам, без указания генезиса. Но это не мешает их широкому использованию как показателей климата времени накопления и как объектов стратиграфических исследований (рис. 108).

Для лессов Украины, например, на основании их соотношения с речными террасами и с помощью прослеживания последних и с ледниковыми отложениями доказана синхронность с развитием материковых оледенений на Европейском континенте. В их толщах погребены многочисленные горизонты ископаемых почв степного, преимущественно черноземного типа, образовавшиеся в близкой к современной климатической обстановке, т.е. соответствующие межледниковым интервалам времени. Таким образом, разрезы лессов являются важнейшей основой климатостратиграфии.



Рис. 108. Лесс, слагающий верхнюю часть разреза «Курьядор» в верховье р. Вычегды (по: Андреичева, 2011)

Вулканический пепел образовывался за счет осаждения вулканической пыли, удаленно отнесенной ветром и выпадающей вне вулканической области. Формирует тонкие прослой, залегающие среди отложений других генетических типов, и резко отличающиеся от последних составом – осколки вулканического стекла, и полной неокатанностью частиц, имеющих самую различную форму.

Контрольные вопросы

1. Генетические типы четвертичных отложений.
2. Элювиальный ряд. Коры выветривания. Почвы.

3. Склоновые отложения.
4. Водный ряд континентальных отложений.
5. Ледниковый (гляциальный) ряд континентальных отложений.
6. Ветровой (эоловый) ряд континентальных отложений.
7. Значение учения о генетических типах для стратиграфических исследований и картирования четвертичных отложений.

Глава 3

СТРАТИГРАФИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ. ПРИНЦИПЫ И СХЕМЫ СТРАТИГРАФИЧЕСКОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Основной целью стратиграфии является установление первичной последовательности залегания и возрастных соотношений горных пород. Стратиграфическое расчленение четвертичных отложений и выделение подразделений четвертичной системы представляет сложную проблему. С одной стороны, особенности плейстоцена ограничивают применение обычных методов стратиграфического расчленения и корреляции, с другой, – заставляют исследователей искать новые подходы и методы для решения стратиграфических задач.

Принципиальными основами четвертичной стратиграфии являются палеоклиматический (климатостратиграфический) и биостратиграфический принципы. Но уже на ранних этапах изучения четвертичных отложений в основу их подразделения был положен не биостратиграфический, а климато-стратиграфический (ритмостратиграфический) принцип, учитывающий закономерные периодические изменения климата плейстоцена: чередование ледниковых и межледниковых эпох. Именно климатическая периодичность выдвигает на первый план климатостратиграфическую методику расчленения отложений, основанную на смене в разрезе ледниковых и межледниковых генетических типов отложений, холодо- и теплолюбивых видов в составе ископаемой флоры и фауны, а также на выделении особенностей проявления процессов выветривания и рельефообразования.

Значительно сложнее обстоит дело с биостратиграфическим принципом в стратиграфии плейстоцена. Особенности применения палео-

палеонтологического метода для четвертичной стратиграфии связаны с господством континентальных отложений. Подразделение четвертичной системы строится на разрезах континентальных, а не морских отложений, как это делается для всех более древних систем. Эффективность же палеонтологического метода основана на скорости эволюции и широком, мировом распространении руководящих форм. Чем быстрее идет эволюция какой-либо группы организмов, тем более дробные подразделения она способна дать. Для подразделения четвертичного периода с его малой продолжительностью (2,588 млн лет) эволюция морских организмов протекала слишком медленно. По фораминиферам все океанические отложения попадают в одну биостратиграфическую зону.

Палеофаунистические данные имеют большое значение, но климатическое истолкование остатков животных представляет собой сложную проблему. Наиболее надежно и уверенно воссоздать климатические обстановки позволяют комплексы наземных моллюсков, что особенно успешно используется при изучении лессовых толщ, и мелкие млекопитающие, находки которых связаны преимущественно с перигляциальным аллювием.

Многие виды наземных млекопитающих обнаруживают высокую приспособляемость к климатическим изменениям. Так, носороги, слоны приспособились к жизни в приледниковых условиях. Многие животные, которые сейчас живут в разных зонах, в ледниковые эпохи обитали совместно: например, тундровые – северный олень, лемминг, песец и степные – лошадь, сайгак. С другой стороны, четвертичное похолодание привело к вымиранию в северных широтах многих южных форм и объединению фауны в целом.

Для расчленения четвертичных отложений значение имеет лишь ископаемая фауна наземных млекопитающих, отдельные семейства которых эволюционировали очень быстро. Метод руководящих фаунистических комплексов разработан В.И. Громовым. В настоящее время палеомикротириологический метод – это единственный палеонтологический метод, который работает в ледниковой зоне. Развитие материальной культуры человека позволяет дополнить этот принцип использованием археологических данных. В качестве вспомога-

ных методов используются литологический и геоморфологический анализы. Все больше возрастает значение геохронометрических методов определения абсолютного возраста.

Для выявления холодных и теплых эпох в плейстоцене используются литологические данные (изучение морен, флювиогляциальных отложений и межледниковых осадков), результаты геоморфологических наблюдений (изучение разновозрастных краевых ледниковых образований, террас и т.д.), эколого-палеонтологические материалы (изучение холодо- и теплолюбивых комплексов фауны наземных млекопитающих, микрофауны и флоры), палеопедологические данные (изучение лессов и погребенных почв), выделение особенностей проявления процессов выветривания и т.д.

Для реконструкции климатических условий обитания организмов проводится палеоэкологическая оценка палеонтологического материала. Для континентальных отложений совершенно необходим палеофлористический анализ, включающий спорово-пыльцевой (палинологический) и карпологический методы. Особенно перспективно изучение торфяников и погребенных почв, но растительность встречается и в отложениях других генетических типов.

Растительность очень чутко реагирует на изменения (колебания) климата (температуру, влажность), меняя видовой состав и плотность заселения, что позволяет проследить не только общий процесс потепления или похолодания, но и выявить климатические оптимумы, т.е. эпизоды наиболее благоприятного климата, максимального потепления или увлажнения. Важным при палинологическом изучении является выявление смещения растительных зон в связи с изменениями климата. Эти смещения являются надежными показателями масштабы изменений климата. Так, в ледниковые периоды (в частности, в среднем неоплейстоцене) тундровая зона была смещена на территорию южной Украины. Во время межледниковий зона широколиственных лесов смещалась на несколько градусов к северу.

Для озерных отложений перспективным является диатомовый анализ, позволяющий выделять в разрезе комплексы холодо- и теплолюбивых диатомей, а также солоноватоводных и пресноводных диатомей рН среды.

Важное значение имеет палеоклиматическое истолкование литологических особенностей и истории рельефообразования. Основную роль при этом играет выявление и анализ генетических типов отложений. Чередование в разрезе отложений ледникового ряда – морен, флювио- и лимногляциальных с осадками речного, озерного и морского генезиса дает надежные доказательства коренных климатических изменений и позволяет выделять горизонты, отвечающие оледенениям и межледниковьям. Палеоклиматическое значение имеют многие другие генетические типы отложений: солифлюкционные, делювиальные, эоловые, лессы. Очень важны типы выветривания – типы элювия, а также наличие криогенных текстур. О смене климатических условий свидетельствуют геоморфологические методы. Так, например, в горах, в условиях общего подъема страны, отчетливо проявляется преобразование эрозионных долин, сформировавшихся в межледниковье, в троговые долины, возникающие в эпохи оледенения. Важным является выявление краевых (конечных) моренных гряд.

В связи с большой сложностью применения основных принципов расчленения плейстоцена, прежде всего вследствие неполноты стратиграфической летописи в континентальных отложениях, для получения единой геохронологической шкалы плейстоцена необходимо комплексное изучение четвертичных отложений литологическим, палеонтологическим и геохронологическим методами и взаимный контроль между ними. Лишь при таком комплексном подходе может быть разработана достоверная стратиграфическая схема четвертичной системы.

В морских прибрежных отложениях важное значение имеет определение смены биоценозов донной фауны моллюсков, связанных с крупными смещениями зон обитания. Для глубоководных отложений океанического дна отчетливо выделяются смены в разрезе теплолюбивых и холодолюбивых планктонных фораминифер. Учитывая наличие непрерывных разрезов четвертичных отложений в океанах, можно рассчитывать на получение здесь полных эталонов климато-стратиграфической шкалы. Важным вспомогательным средством климатостратиграфии в морях является недавно разработанный метод определения палеотемператур воды с помощью изо-

топов кислорода. Эффективным для целей климатостратиграфии морских отложений является метод определения палеотемператур воды с помощью изотопии кислорода, основанный на определении соотношения изотопов кислорода ^{16}O и ^{18}O в карбонате раковин планктонных фораминифер.

В общем, в распоряжении геологов имеется целый арсенал методов, позволяющих дать палеоклиматическую интерпретацию отложений. Многократные глобальные колебания климата Земли дают вполне достаточную подробность деления четвертичных отложений и обеспечивает возможность широкой межрегиональной корреляции климатостратиграфических подразделений.

3.1. СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ И НОМЕНКЛАТУРА ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Первоначально четвертичная система делилась на две неравные части: нижний отдел – *плейстоцен* (Q_1), объединявший почти все отложения системы, и верхний отдел – *голоцен* Q_2 , включающий лишь послеледниковые современные отложения. Выделение плейстоцена было основано на биостратиграфическом принципе: к плейстоцену были отнесены слои, содержащие 70–90 % современных форм планктонных фораминифер, к более древнему отделу – плейстоцену – 0–50 %.

В 1885 г. А. Пенк предложил трехчленное деление плейстоцена, выделив в предгорьях Альп *три горизонта галечников* – *миндель, рисс и вюрм*. Оно было основано на палеоклиматическом и геоморфологическом принципах, поскольку галечники считались соответствующими оледенениями и залежали на трех разновозрастных террасах.

В 1909 г. А. Пенк и Э. Брюкнер дали полную схему расчленения четвертичного периода для Альп Европы. Она включала *четыре эпохи оледенения* – *гюнц, миндель, рисс и вюрм, три межледниковья и послеледниковье* – современную эпоху. Начало периода большинством исследователей было принято с межледниковья *гюнц-миндель*. Гюнцское оледенение отнесено к плиоцену.

В 1932 г. на II конференции ИНКВА в Ленинграде было принято решение о разделении четвертичной системы на палеоклиматической основе, в соответствии с данными по оледенению Альп, на четыре части:

- *эоплейстоцен* – отложения древнейших ледниковий: дунай, гюнц, миндель;
- *мезоплейстоцен* – межледниковье миндель-рисс и ледниковье рисс;
- *неоплейстоцен* – соответственно рисс-вюрм и вюрм;
- *голоцен*.

В СССР эти подразделения рассматривались как отделы – нижний (древний), средний, верхний (новый) и современный – и стали основой общей шкалы антропогена.

Явное несоответствие объема выделенных подразделений отделам других более древних систем и иной принцип их выделения поставили проблему терминологии подразделений четвертичной системы. Была введена индексация этих подразделений римскими цифрами: Q_I, Q_{II}, Q_{III}, Q_{IV}.

В 1963 г. решением МСК (Межведомственного стратиграфического комитета) было предложено именовать соответствующие подразделения «нижне-, средне- и верхнечетвертичные и современные отложения», не называя их ни отделами, ни ярусами. Допускается называть их нижний, средний и верхний плейстоцен и голоцен. Такова общая стратиграфическая шкала четвертичной системы.

Однако такая подробность деления недостаточна для практических целей. Дальнейшее расчленение плейстоцена возможно на той же климато-стратиграфической основе с использованием более дробных климатических колебаний. При этом выделяются, прежде всего, отдельные ледниковья (оледенения) и межледниковья. На фоне этих колебаний климата выделяют еще более мелкие фазы похолодания, вызывающие стадии временного наступания ледников, и потепления, с их сокращением (интерстадиалы). Наконец, совсем кратковременные колебания климата проявляются в *осцилляциях* – незначительных колебаниях края ледника возле некоторой средней линии.

В связи с разработкой специальных стратиграфических терминов для подразделений четвертичной системы МСК в 1982 г. были предложены термины для подразделений плейстоцена. Как и в системе дочетвертичных терминов, различаются ряды общих и региональных подразделений.

3.2. ОБЩИЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ ПЛЕЙСТОЦЕНА

По принятой в Стратиграфическом кодексе классификации, *общими* называются стратиграфические подразделения, служащие всеобщими эталонами межрегиональной и глобальной корреляции и в совокупности составляющие общую, т.е. планетарную, стратиграфическую шкалу (хроностратиграфические подразделения по принятой за рубежом терминологии).

В Стратиграфическом кодексе была предусмотрена только одна таксономическая единица, которой присвоен ранговый термин – *звено*. Однако для целей стратиграфического расчленения этого недостаточно, поэтому в рекомендации Постоянной комиссии МСК по четвертичной системе приводится еще пять основных и одна дополнительная единица климатостратиграфических подразделений, подчиненных зоне общей шкалы. Самая крупная единица из этих подразделений – *раздел* – имеет ранг, более высокий, чем звено.

Итак, *раздел* (во времени ему отвечает *этап* – геохронологический эквивалент) – высшая по рангу единица подразделений четвертичной системы. Соответствует длительному этапу истории изменения климата, который слагается из многочисленных климатических ритмов похолодания-потепления. В четвертичной системе выделяют три раздела:

- *эоплейстоцен* – соответствует относительно теплomu климатическому этапу;
- *плейстоцен* – соответствует более холодному климатическому этапу;
- *голоцен*.

Звено (во времени пора) отвечает сложному климатическому ритму из двух частей: одной в целом более теплой (*межледниковье – арид*) с отдельными фазами похолодания, и второй, более холодной, с более или менее значительными потеплениями (*ледниковье – плювиал*).

Звено имеет длительность 200–300 тыс. и состоит из серии ритмов более низкого ранга, которые по интенсивности составляющих фаз похолодания и потепления группируются таким образом, что образуют две части сложного ритма – одну в целом более теплую, другую – в целом более холодную.

Ступень – климатостратиграфическая единица, таксономически подчиненная звену и соответствующая отдельной крупной фазе глобального похолодания (*криохрон*) или потепления (*термохрон*) климата, во время которой происходит коренная перестройка растительно-климатической зональности и изменение хода экзогенных геологических процессов. Сходные по своим условиям, сближенные горизонты могут объединяться в надгоризонты. Возможно также выделение местных подгоризонтов и различных по рангу слоев. Ступеням отвечают отдельные ледниковья и межледниковья, т.е. фазы образования и исчезновения крупных материковых оледенений. Длительность отрезков времени, соответствующих ступени – от 20 до 100 тыс. лет. Ступени подразделяются на **стадиалы** с хронологическим объемом 5–10 тыс. лет и **уровни** или (**слои**) объемом 1–5 тыс. лет.

Стадиал – общее климатостратиграфическое подразделение, таксономически подчиненное ступени (*климатолиту*). Соответствует одной из относительно кратковременных и не очень интенсивных, но имеющих глобальное значение, фаз похолодания или потепления климата. Хронологический объем стадиалов в пределах среднего и позднего 5–10 тыс. лет.

Уровень (слой, наслой) – общее климатостратиграфическое подразделение, таксономически подчиненное стадиалу или непосредственно ступени. Соответствует незначительному и кратковременному изменению климата, носящему ритмично-колебательный характер.

Эти фазы изменения климата, как показывают радиометрические датировки и другие методы корреляции, практически синхронны в пределах всего земного шара.

3.3. РЕГИОНАЛЬНЫЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ ПЛЕЙСТОЦЕНА

Основным региональным стратиграфическим подразделением является *климатостратиграфический горизонт* (ледниковый, межледниковый). Он отвечает ступени общей стратиграфической шкалы. Отражает этапы и фазы изменения климата в пределах данного региона, теоретически не всегда совпадающие с глобальными. Сходные по своим условиям, сближенные горизонты могут объединяться в надгоризонты. Возможно также выделение местных подгоризонтов и различных по рангу слоев.

Для геологического картирования наиболее удобна система местных стратиграфических подразделений, предложенная Ф.А. Каплянской и В.Д. Тарноградским (1993), включающая следующую систему соподчиненных стратиграфо-генетических единиц:

- 1) *стратоген*;
- 2) *стратогенетический ряд*;
- 3) *стратогенетическая серия*;
- 4) *стратогенетический комплекс*.

Названия этих подразделений образуются из сочетания географического названия по стратотипу и генетического типа (например, тобольский аллювий, самаровский флювиогляциал и т.п.).

В 1984 г. Комиссией Межведомственного стратиграфического комитета по четвертичной системе была утверждена региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Тимано-Печоро-Вычегодского региона (табл. 3).

Таблица 3

Сопоставление региональной и межрегиональной стратиграфических схем (по: Решение..., 1986)

Раздел	Звено	Региональная стратиграфическая схема Тимано-Печоро-Вычегодского региона		Межрегиональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Восточно-Европейской платформы	
		Над-горизонт	Горизонт	Над-горизонт	Голоцен
Плейстоцен (неоплейстоцен)	Q _{IV}	XXXX	Голоцен	XXXX	Голоцен
	Верхнее Q _{III}	Ненецкий	Полярный Бызовской Лайский	Валдайский	Осташковский ледниковый Ленинградский межледниковый Подпорожский ледниковый
		XXXX	Сулинский	XXXX	Микулинский межледниковый
	Среднее Q _{II}	Тимано-Уральский	Вычегодский Родионовский Печорский	Среднерусский	Московский ледниковый Шкловский межледниковый Днепровский ледниковый
		XXXX	Чирвинский	XXXX	Лихвинский межледниковый
	Нижнее Q _I	Коми-пермский	Помусовский Вишерский Березовский	Белорусский	Окский ледниковый Беловежский межледниковый Донской ледниковый
		XXXX	Тумский Камский	Вильнюсский	Ильинский межледниковый Покровский ледниковый Михайловский межледниковый

Контрольные вопросы

1. Стратиграфическая классификация и номенклатура плейстоценовых отложений.
2. Обоснование стратиграфии континентальных отложений плейстоцена (палеонтологическое, флористическое, археологическое).
3. Общие стратиграфические подразделения плейстоцена.
4. Региональные и местные стратиграфические подразделения.
5. Межрегиональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Восточно-Европейской платформы.
6. Региональная стратиграфическая схема Тимано-Печоро-Вычегодского региона.

РЕКОМЕНДУЕМЫЙ БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

Основной

1. Макарова Н.В., Суханова Т.В. Геоморфология. М.: Книжный дом Университет, 2007. 416 с.
2. Рычагов Г.И. Общая геоморфология. 3-е изд., перераб. и доп. М.: Наука, 2006. 448 с. (ЭБС «Университетская библиотека ONLINE»)

Дополнительный

1. Алексеев М.Н., Чистяков А.А., Щербаков Ф.А. Четвертичная геология материковых окраин. М.: Недра, 1986. 242 с.
2. Андреичева Л.Н. Плейстоцен Европейского Северо-Востока. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 323 с.
3. Андреичева Л.Н. Палеогеографические обстановки формирования отложений в опорном разрезе верхнего плейстоцена "Курьядор" на северо-востоке Европейской России (бассейн р. Вычегды) // Литосфера. 2011. № 2. С. 122–127.
4. Белоусов В.В. Структурная геология. М.: Изд-во МГУ, 1986. 248 с.
5. Болтрамович С.Ф., Жиров А.И., Ласточкин А.Н., Лопатин Д.В., Мусатов Ю.Е. Геоморфология. М.: АКАДЕМИА, 2005. 518 с.
6. Борисов Б.А. Об изменении уровня нижней границы четвертичной системы и уточнении возраста границ её основных подразделений // Региональная геология и металлогения. 2010. № 41. С. 24–26.
7. Боч С.Г. К геоморфологии крупнобугристого рельефа // Материалы по геологии и полезным ископаемым. М., 1955. Вып. 9. С. 119–134. (Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер.).
8. Боч С.Г., Краснов И.И. О нагорных террасах и древних поверхностях выравнивания на Урале и связанных с ними проблемах // Известия ВГО. 1943. Т.25. Вып.1. С. 14–25.
9. Горецкий Г.И. Аллювий великих антропогенных прарек Русской равнины. М.: Наука, 1964. 415 с.
10. Каплянская Ф.А., Тарноградский В.Д. Гляциальная геология : методическое пособие по изучению ледниковых образований при геологической съемке крупного масштаба. СПб.: Недра, 1993. 328 с.
11. Кизевальтер Д.С., Рыжова А.А. Основы четвертичной геологии. М.: Недра, 1985. 172 с.

12. Короновский Н.В. Общая геология в рисунках и фотографиях. М.: ГЕОКАРТ-ГЕОС, 2011. 398 с.
13. Костенко Н.П. Геоморфология. М.: Изд-во МГУ, 1999. 380 с.
14. Кригер Н.И. Лёсс, его свойства и связь с географической средой. М.: Наука, 1965. 296 с.
15. Лаврушин Ю.А. Аллювий равнинных рек субарктического пояса и перигляциальных областей материковых оледенений. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 266 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 87).
16. Лаврушин Ю.А. Строение и формирование основных морен материковых оледенений. М.: Наука, 1976. 237 с.
17. Леонтьев О.К., Рычагов Г.И. Общая геоморфология. М.: Высшая школа, 1979. 287 с.
18. Лунев Б.С., Наумова О.Б. Атлас форм рельефа. Пермь: Изд-во Пермского университета, 1998. Т. 1. 294 с.; Т. 2. 316 с.
19. Нейштадт М.И. История лесов и палеогеография СССР в голоцене. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 403 с.
20. Решение 2-го Межведомственного стратиграфического совещания по четвертичной системе Восточно-Европейской платформы (Ленинград–Полтава–Москва, 1983 г.) с региональными стратиграфическими схемами / под ред. И.И. Краснова, Е.П. Зарриной. Л., 1986. 156 с.
21. Спиридонов А.И. Геоморфологическое картирование. М.: Недра, 1974. 184 с.
22. Чистяков А.А., Макарова Н.В., Макаров В.И. Четвертичная геология М.: ГЕОС, 2000. 302 с.
23. Шанцер Е.В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. М.: Наука, 1966. 239 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып.161).
24. Щукин И.С. Общая геоморфология. М.: Изд-во МГУ, 1960. Т. 1, 615 с.
25. Яковлев С.А. Гляциальная группа // Методическое руководство по изучению и геологической съемке четвертичных отложений. Ч. 1. М.: Госгеотехиздат, 1954. С. 121–170.

Сведения об авторе

Людмила Николаевна Андреичева окончила геологический факультет Ухтинского индустриального института в 1973 г. Профессор кафедры геологии Института естественных наук Сыктывкарского государственного университета им. Питирима Сорокина, заведующая лабораторией геологии кайнозоя Института геологии Коми научного центра Уральского отделения Российской академии наук, доктор геолого-минералогических наук. Основные научные интересы связаны с четвертичной геологией: литологией, стратиграфией, палеогеографией и генетическими типами отложений. Автор более 180 опубликованных работ в отечественных и зарубежных изданиях.

Учебное издание

Людмила Николаевна Андреичева

ГЕОМОРФОЛОГИЯ С ОСНОВАМИ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ГЕОЛОГИИ

Учебное пособие

Выполнено с использованием программы Microsoft Office Word

Системные требования:

ПК не ниже Pentium III; 256 Мб RAM; не менее 1,5 Гб на винчестере;
Windows XP с пакетом обновления 2 (SP2);
Microsoft Office 2003 и выше;
видеокарта с памятью не менее 32 Мб;
экран с разрешением не менее 1024 × 768 точек;
4-скоростной дисковод (CD-ROM) и выше; мышь.

Редактор С.Б. Свигзова

Корректор Н.А. Габова

Верстка и компьютерный макет Н.Е. Чарковой

11,1 Мб. 1 компакт-диск, пластиковый бокс, вкладыш.
Подписано к использованию. 16.12.2015 г. Тираж 30 экз.

Издательский центр СГУ им. Питирима Сорокина

167023. Сыктывкар, ул. Морозова, 25

Тел. (8212)31-16-93, 31-03-82.

E-mail: ipo@syktsu.ru

<http://www.syktsu.ru/>