

О.К. ЛЕОНТЬЕВ Г.И. РЫЧАГОВ

ОБЩАЯ ГЕОМОРФОЛОГИЯ

550.3

Ш 478

The lower half of the book cover features a large, abstract graphic design. It consists of thick, black, wavy lines that create a sense of movement and depth. These lines are interspersed with white, irregular geometric shapes, some of which resemble stylized rocks or fragments of land. The overall effect is a dynamic, almost organic pattern that contrasts sharply with the dark background of the upper half.

О.К. ЛЕОНТЬЕВ Г.И. РЫЧАГОВ

ОБЩАЯ ГЕОМОРФОЛОГИЯ

*Допущено Министерством высшего и среднего
специального образования СССР в качестве учебного
пособия для студентов географических специальностей
высших учебных заведений*

678



МОСКВА «ВЫСШАЯ ШКОЛА» 1979

Рецензенты:

кафедра физической географии
Казанского университета
(зав. кафедрой проф. *Ступинин А. В.*);
кафедра геоморфологии
Ростовского университета
(зав. кафедрой проф. *Сафронов И. Н.*)

Леонтьев О. К., Рычагов Г. И.

Л47 **Общая геоморфология: Учеб. пособие для географ. специальностей вузов.**— М.: Высш. школа, 1979.— 287 с., ил.

В пер.: 1 р. 30 к.

В учебном пособии рассматриваются основные формы рельефа Земли и геолого-геоморфологические процессы, обуславливающие их образование. Дается характеристика форм рельефа, связанных с деятельностью эндогенных процессов, геоморфологических процессов и форм рельефа экзогенного происхождения. Особое внимание уделено взаимосвязи эндогенного и экзогенного рельефообразования.

В отличие от ранее опубликованных работ подобного типа большое внимание уделено характеристике цикловых процессов, а также форм рельефа и геоморфологическим процессам, происходящим на дне Мирового океана. Освещены общие вопросы методики полевых геоморфологических исследований и геоморфологического картографирования. Изложение материала всех разделов дается с учетом новейших материалов.

Книга снабжена большим количеством иллюстраций, главным образом оригинальных.

Л $\frac{20801-095}{001(01)-79}$ 78—79

1905030000

ББК 26.823
551.0

Настоящая книга предназначена в качестве учебного пособия для студентов географических специальностей университетов. В ней рассматриваются основные формы рельефа Земли и геолого-геоморфологические процессы, обуславливающие их образование.

Структура книги и ее содержание определяются пограничным положением геоморфологии как науки, развивающейся на стыке физической географии и геологии.

В первой части книги дается определение геоморфологии и объекта ее изучения, приводится краткий очерк истории развития геоморфологии и ее современного состояния в Советском Союзе и за рубежом, а также рассматриваются общие сведения о рельефе и факторы рельефообразования.

Вторая часть книги посвящена характеристике рельефа эндогенного происхождения. В ней рассматриваются вопросы происхождения планетарных форм рельефа в связи с особенностями глубинного строения земной коры, а также рельефообразующая роль тектонических движений земной коры, магматизма и землетрясений.

В третьей части дана характеристика геоморфологических процессов и форм рельефа экзогенного происхождения. В отличие от ранее опубликованных работ подобного типа в предлагаемом учебном пособии значительное внимание уделено характеристике склоновых процессов, а также форм рельефа и геоморфологическим процессам, происходящим на дне Мирового океана. Большое внимание уделено взаимосвязи эндогенного и экзогенного рельефообразования.

В конце книги освещены общие вопросы методики геоморфологических исследований и геоморфологического картирования.

Изложение материала всех разделов дается с учетом новейших данных. Показано прикладное значение изучения рельефа: при поиске нефтегазоносных структур и россышных месторождений полезных ископаемых, дорожном строительстве, проектировании ирригационных сооружений, изучении новейших и современных тектонических движений земной коры и т. д.

Значительное внимание в книге уделено взаимосвязи рельефа с другими компонентами географической среды.

При этом подчеркивается роль рельефа в системе природных компонентов ландшафта и показано место геоморфологии как науки в решении проблемы охраны природы и рационального использования природных ресурсов.

Книга снабжена большим количеством иллюстраций, главным образом оригинальных.

Авторы примут с благодарностью все критические замечания в адрес предлагаемой книги и пожелания по ее улучшению.

ЧАСТЬ I. ОБЩИЕ ВОПРОСЫ

ГЛАВА I. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ГЕОМОРФОЛОГИИ КАК НАУКИ И ОБЪЕКТА ЕЕ ИЗУЧЕНИЯ

*Геоморфология*¹ — наука о строении, происхождении, истории развития и современной динамике рельефа земной поверхности. Следовательно, объектом изучения геоморфологии является рельеф, т. е. совокупность неровностей земной поверхности разного масштаба.

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

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

В. И. Вернадским введено в науку о Земле понятие «биосфера». Под биосферой понимается вся совокупность органической жизни Земли. Эта оболочка как бы пропитывает нижнюю часть атмосферы, гидросферу и приповерхностную часть земной коры. Составляющие ее живые организмы и мертвая органическая материя самым активным образом участвуют в формировании рельефа Земли либо непосредственно, создавая специфические биогенные формы рельефа и геологические тела, либо опосредствованно, изменяя физические и химические свойства горных пород, воздушной и водной оболочек нашей планеты.

Наконец, сам рельеф Земли, представляющий совокупность поверхностей то почти горизонтальных, то имеющих значительные уклоны, влияет на ход геоморфологических процессов. Так, в го-

¹ От греч. гз — земля; логос — наука, учение; морфе — форма.

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

На основе сказанного можно уточнить понятие «рельеф». *Рельеф* земной поверхности, являющийся объектом изучения геоморфологии, представляет собой совокупность геометрических форм этой поверхности, образующихся в результате сложного взаимодействия земной коры с водной, воздушной и биологической оболочками нашей планеты. Поскольку в этом взаимодействии участвует земная кора и речь идет о неровностях ее поверхности, изучение рельефа бессмысленно без знания внутреннего строения образующих его форм. При всей сложности взаимодействия и разнообразия рельефообразующих процессов в них всегда участвует как одна из важнейших составляющих процесса рельефообразования сила тяжести, сила земного притяжения. Хотя движения масс в направлении, противоположном действию вектора силы тяжести, также возможны, и они происходят, но при этом они всегда должны ее преодолевать. Поэтому для геоморфологии одной из важнейших характеристик рельефа является уклон поверхности. Кроме того, сила земного притяжения, интенсивность проявления внешних агентов и их «набор» определяются гипсометрией рельефа.

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

Таким образом, рельеф является одновременно продуктом геологического развития и компонентом (составной частью) географического ландшафта. Само положение объекта изучения геоморфологии определяет необходимость ее самых тесных связей с такими науками, как геология и физическая география. Можно сказать, что геоморфология — это типично пограничная наука. Поэтому было бы неправильно относить геоморфологию целиком к геологическому циклу научных дисциплин, так же как было бы односторонне считать эту науку исключительно географической.

Следует подчеркнуть, что рельеф занимает в строении Земли особое место, являясь поверхностью раздела и одновременно поверхностью взаимодействия различных оболочек земного шара: литосферы, атмосферы, гидросферы и биосферы. Вместе с тем он является составной частью географической среды. Поэтому наиболее плодотворное изучение рельефа и законов его развития может быть достигнуто только при изучении его во взаимодействии и взаимообусловленности со всеми другими компонентами

географической среды. Этим и определяется особо тесная связь геоморфологии с физической географией и другими науками географического цикла.

Геоморфология — наука историческая. Она стремится установить последовательность происходивших на Земле событий, приведших к формированию того рельефа, который наблюдается на поверхности Земли в настоящее время. В познании рельефа геоморфология использует достижения не только географии и геологии, но и многих других наук естественноисторического цикла. Так, например, поскольку Земля является планетой, геоморфология использует данные таких наук, как астрономия и космогония. В вопросах познания строения, состава и состояния вещества, участвующего в строении тех или иных форм рельефа, геоморфология использует достижения физики и химии и т. д.

Итак, *геоморфология изучает строение, происхождение, историю развития и динамику рельефа земной поверхности.* Цель этого изучения — познание законов развития рельефа и использование выявленных закономерностей в практической деятельности человеческого общества.

ГЛАВА 2. ОСНОВНЫЕ СВЕДЕНИЯ ИЗ ИСТОРИИ ВОЗНИКНОВЕНИЯ И РАЗВИТИЯ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЙ НАУКИ

Рельеф земной поверхности — одно из важнейших условий обитания человека, его хозяйственной деятельности. Несомненно, что сведения о рельефе накапливались с самых ранних этапов возникновения и развития человеческого общества. Однако как научная дисциплина геоморфология начала оформляться в конце XVIII — начале XIX в., вслед за геологией, с развитием которой она тесно связана. Именно в это время появились работы, в которых давалось первое, соответствующее тому уровню знаний, научное представление об условиях возникновения и развития рельефа земной поверхности.

В 1763 г. вышла в свет работа М. В. Ломоносова «О слоях земных (Прибавление второе к первым основаниям металлургии и рудных дел)», в которой он впервые выдвинул идею развития рельефа как результата взаимодействия эндогенных и экзогенных сил. Эта идея лежит в основе и современной геоморфологической науки.

Ко второй половине XVIII в. относится возникновение двух противоположных друг другу учений о факторах, принимающих участие в образовании земной коры и вызывающих изменения ее поверхности, — непутизма и плутонизма. Основателем школы непутистов был немецкий ученый Г. А. Вернер. Взгляды Вернера, сложившиеся на основе наблюдений на территории Саксо-

нии, где ему приходилось иметь дело преимущественно с осадочными породами, вылились в ложную концепцию, согласно которой Мировому океану приписывалась исключительная роль как в образовании горных пород, слагающих земную поверхность, так и в выработке присущего ей рельефа. Эта концепция вскоре столкнулась с противоположной ей концепцией плутонистов и вынуждена была в конце концов уступить ей. Одним из творцов плутонизма был шотландец Д. Геттон. Свои наблюдения и исследования, проведенные преимущественно в Шотландии, Геттон опубликовал в 1788 г. в книге «Теория Земли», в которой он ввел в науку понятие о геологическом цикле и рассматривал изменения рельефа как составную часть геологического развития Земли. Основоположник научной геологии Ч. Лайель в своей книге «Основы геологии» (1830) уделил значительное внимание вопросам эволюции рельефа. Он выдвинул теорию медленного и непрерывного изменения земной поверхности под влиянием процессов, действующих и в настоящее время (в области геологии это эволюционное учение получило название актуализма). Основные формы рельефа, по Ч. Лайелю, возникают как результат движения земной коры, а затем нивелируются, разрушаются под действием внешних сил. Совокупное разрушение гор под действием внешних сил получило наименование «денудация».

В 1852 г. К. Науманн впервые вводит в научную литературу понятие «морфология земной поверхности».

Вторая половина XIX в. знаменуется появлением ряда работ по геологии и рельефу Земли как общего, так и специального характера. В работах Д. Дана и Э. Зюсса разрабатываются основы тектоники и структурной геологии, освещается строение планетарных форм рельефа — материков и океанов. П. А. Кропоткиным обосновывается теория материкового оледенения (1876). В работах Сюрреля, а позднее Рютимейера, С. Н. Никитина и В. В. Докучаева рассматриваются проблемы образования и развития речных долин, Д. Пауэлла — процессы плоскостного смыва и т. д. К концу XIX в. выходят в свет крупные обобщающие труды Ф. Рихтгофена, А. Пенка, А. П. Павлова, в которых систематизируются представления о строении земной поверхности, происхождении рельефа и даются попытки его классификации.

Выделение геоморфологии в самостоятельную отрасль знания и появление первых научных геоморфологических концепций неразрывно связано с именами американского ученого В. Девиса (1899) и немецкого исследователя В. Пенка (1924). В. Девис разработал учение о географических (геоморфологических) циклах, которое долгое время служило теоретической основой геоморфологической науки и не потеряло до сих пор своей научной ценности. Им была выдвинута формула — «структура — процесс (цикл) — стадия» как основа познания развития рельефа. По признаку ведущего процесса Девис выделил «нормальный» (волно-эрозийный), ледниковый, морской и аридный (эоловый) циклы развития рельефа. Согласно В. Девису, деятельность ведущего процесса проте-

кает стадийно и дает разные результаты в условиях разной геологической структуры, но в конечном счете ведет к выравниванию рельефа, к образованию почти равнины, или пенепплена. Новый цикл развития, по В. Девису, наступает в связи с поднятием пенепплена, а последовательное развитие рельефа от ранней (юной) стадии к стадии дряхлости может на отдельных этапах нарушаться тектоническими или климатическими изменениями.

В «Морфологическом анализе» В. Пенка главное внимание уделяется связи денудационных процессов с вертикальными движениями земной коры. В. Пенком выдвинут и разработан принцип изучения тектонических движений на основе анализа рельефа. Эту задачу В. Пенк пытался решить на основании анализа форм склонов. Согласно В. Пенку, при быстром и значительном поднятии, сопровождающемся энергичным эрозионным углублением долин, склоны должны приобрести выпуклый профиль. При менее быстром поднятии и при известном соответствии глубинной эрозии и интенсивности денудации профиль склонов будет более или менее прямым. Наконец, при длительном стационарном состоянии земной коры, когда эрозионное врезание достигло предела, а денудация склонов долин и их отступление в сторону водоразделов продолжается, склоны должны приобрести вогнутый профиль. Если после такого развития склонов начнется снова быстрое поднятие, то склоны должны будут приобрести профиль, изогнутый в виде буквы S (выпуклый вниз, вогнутый вверх).

Иначе, чем В. Девис, В. Пенк представлял себе процесс пенеппелизации. По В. Пенку, процесс уничтожения водораздельных высот развивается в горизонтальном направлении за счет роста долин в ширину и разрушения водораздельных плато с боков при сравнительно малом вначале уменьшении их высоты. Водоразделы начинают быстро понижаться лишь после того, как склоны смежных долин, отступая навстречу друг другу, пересекутся между собой. В противоположность В. Девису В. Пенк рассматривает развитие рельефа в условиях одновременного воздействия на земную поверхность эндогенных и экзогенных агентов. Им предложены понятия «восходящее» и «нисходящее» развитие рельефа. В. Пенк обратил внимание исследователей на медленное, незаметное для глаза движение коры выветривания вниз по склонам как на один из видов общей денудации.

В 30-х годах нашего столетия в СССР, США и Западной Европе появляется ряд обобщающих сводок по общей геоморфологии (А. Лобек, О. Энгельс, И. С. Щукин и др.). Из них в двухтомной «Морфологии суши» И. С. Щукина наряду с обобщением огромного, имевшегося к тому времени фактического материала развиваются оригинальные концепции по систематике и классификации рельефа. Эти концепции получили дальнейшее развитие в послевоенные годы в новом труде ученого — в трехтомнике «Общая геоморфология» (т. I, 1960; т. II, 1964; т. III, 1974).

В послевоенные годы развитие общегеоморфологических кон-

цепций связано с именами К. К. Маркова (1948), Л. Кинга (1953, 1967), И. П. Герасимова и Ю. А. Мещерякова (1967).

К. К. Марков выдвинул и разработал плодотворное представление о геоморфологических уровнях. Он выделяет четыре таких уровня: *абразионно-аккумулятивный*, создаваемый деятельностью моря или большого озера; *денудационный*, связанный с эрозийной деятельностью поверхностных водотоков и общей денудацией; *уровень снеговой границы в горах*; *верхний денудационный уровень*, до которого поднимаются самые высокие вершины гор в условиях конкретной физико-географической обстановки. Анализ деформаций этих уровней позволяет судить о новейших движениях земной коры и характеризовать их не только с качественной, но и с количественной стороны. К. К. Марков систематизировал и развил представления о возрасте рельефа, о методах геоморфологических исследований, о путях практического применения геоморфологии.

В трудах Л. Кинга ставится под сомнение универсальность применения концепции пенеplanation, выдвинутой В. Девисом и развитой его последователями. Согласно Л. Кингу, планация (выравнивание) рельефа в большинстве случаев идет по пути отступления склонов, в результате чего перед их подножьями образуются наклонные выровненные поверхности — *педименты*. Параллельное отступление склонов может привести к полному срезанию положительной формы рельефа и к образованию *педиплена*.

И. П. Герасимов и Ю. А. Мещеряков выдвинули тезис о «*геоморфологическом этапе*» развития Земли. Современный рельеф, по их представлениям, был в основном предопределен в мезозое, т. е. отрезок геологической истории от мезозоя до наших дней является временем формирования современного рельефа земной поверхности. Этими же авторами развито представление о *геотектурах* и *морфоструктурах* — крупнейших и крупных структурах земной коры, выраженных в современном рельефе.

В последние десятилетия в Западной Европе и в СССР в развитии геоморфологической науки уделяется большое внимание, с одной стороны, изучению связей между обликом рельефа и геологической структурой (так называемой *структурной геоморфологией*), с другой — исследованию экзогенных геоморфологических процессов (*климатической и динамической геоморфологии*).

В послевоенные годы центр развития геоморфологической теории, а также *прикладной геоморфологии* переместился в Советский Союз, где в настоящее время работает едва ли не половина всех геоморфологов мира. Советский Союз — единственная страна, которая ежегодно в нескольких крупнейших университетах ведет плановую систематическую подготовку молодых специалистов-геоморфологов. Успешно развиваемое в нашей стране *структурно-геоморфологическое направление* находит все более широкое применение при решении ряда геологических задач, в первую очередь при поисках месторождений нефти и газа. Достигнуты большие успехи в изучении современных геоморфологических процессов.

В Московском государственном университете (МГУ), например, ведутся работы по моделированию флювиальных и морских процессов, а также по изучению взаимодействия этих процессов и тектоники (Н. И. Маккавеев). Изучение аллювиальных и склоновых процессов помогает советским исследователям вести успешные поиски россыпных месторождений золота, касситерита, титановых руд.

Важное место в советской геоморфологии занимает *палеогеоморфология* (учение о древнем рельефе). Анализ древнего рельефа, его истории развития, как это показали исследования на Урале и в Восточной Сибири (С. С. Воскресенский), в Забайкалье (Ю. Г. Симонов), также приносят ценные результаты при поисках полезных ископаемых.

Характеризуя современное состояние геоморфологии, необходимо несколько слов сказать еще об одной новой и очень важной отрасли — *морской геоморфологии*. В этой отрасли выделились два самостоятельных направления. Одно из них — *геоморфология морских берегов*. В основе современного учения о морских берегах (В. П. Зенкович, В. В. Лонгинов, О. К. Леонтьев) лежит концепция о единстве потока энергии, преобразующего подводный береговой склон и надводную часть берега. Концепция оказалась очень плодотворной при решении ряда практических задач — проектировании морских портов, защите берегов от размыва, поисках морских россыпей, строительстве крупных водохранилищ. Другое направление — *геоморфология дна морей и океанов*. В развитие второго направления большой вклад сделан советскими (Г. Б. Удинцев, А. В. Живаго, Д. Е. Гершанович, А. В. Ильин, О. К. Леонтьев и др.) и американскими (Ф. Шепард, К. Эмери, Б. Хизен) учеными. Если раньше все геологические и геоморфологические научные концепции основывались лишь на материалах, относящихся в основном к суше, то современная геоморфология располагает данными, характеризующими рельеф дна морей и океанов, и научными идеями, основанными на изучении этого рельефа.

ГЛАВА 3. НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О РЕЛЬЕФЕ

ПОНЯТИЕ О ФОРМАХ И ЭЛЕМЕНТАХ ФОРМ РЕЛЬЕФА

Рельеф любого участка земной поверхности складывается из многократно повторяющихся и чередующихся между собой отдельных форм рельефа, каждая из которых состоит из элементов рельефа. В *геометрическом отношении* среди элементов рельефа можно выделить *грани*, или *поверхности*, *ребра* (пересечение двух граней) и *гранные углы* (пересечение трех или более граней). В природной обстановке наиболее легко выделяются поверхности, ограничи-

вающие ту или иную форму рельефа. Они имеют разные размеры, а также различно наклонены по отношению к горизонтальной плоскости (уровню моря). По величине наклона их целесообразно разделить на субгоризонтальные поверхности (с углами наклона менее 2°) и склоны (углы наклона $> 2^\circ$).

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

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

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

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

Простые формы обычно невелики по размерам и имеют более или менее правильные геометрические очертания, состоят из простых комбинаций элементов рельефа. Сложные формы — это комбинация нескольких простых форм.

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

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

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

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

Материки — крупнейшие положительные формы рельефа Земли. Большая часть их представляет собой сушу, хотя, как это будет показано ниже, значительные площади материков участвуют

в строении дна Мирового океана. Важнейшая особенность их — сложение земной корой материкового типа.

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

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

Срединно-океанические хребты представляют собой самую большую по площади и протяженности горную систему, проходящую через все океаны, но существенно отличающуюся от ложа океана строением земной коры. Подробное обоснование выделения именно этих форм как планетарных будет дано ниже, в главе 8.

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

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

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

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

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

Деление форм рельефа по их величине в значительной степени условно, и в природе нет четких границ между указанными выше градациями. Однако, несмотря на эту условность, различие в масштабе форм рельефа несет определенную генетическую информацию. Так, если планетарные формы рельефа и многие мегаформы и макроформы сформировались в результате деятельности эндогенных процессов, то образование мезо-, микро- и наноформ обусловлено деятельностью главным образом экзогенных процессов. И. П. Герасимов и Ю. А. Мещеряков в своей генетической классификации рельефа планетарные формы и формы мегарельефа выделяют как *геотектуры*, формы макрорельефа — как *морфо-структуры*, мезоформы относят к *морфоскульптурам*.

МОРФОГРАФИЯ И МОРФОМЕТРИЯ РЕЛЬЕФА

Планетарные, а также мега- и макроформы рельефа могут быть охарактеризованы площадью, которую они занимают. Безусловно, такая характеристика будет недостаточна для описания более мелких форм. Да и для форм высшего порядка наряду с площадью необходимы другие характеристики. Первая из них — это высота или глубина относительно уровня моря (так называемые абсолютные высоты или глубины). Наиболее общую характеристику высот и глубин земной поверхности в целом дает гипсографическая кри-

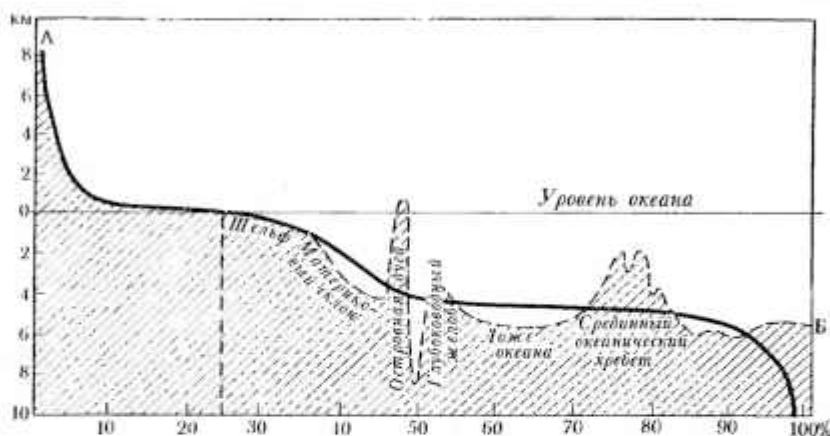


Рис. 1. Гипсографическая кривая (А) и обобщенный профиль дна океана (Б)

вая¹ (рис. 1). На этой кривой четко выделяется два основных гипсометрических уровня земной поверхности: материковый уровень и уровень, соответствующий ложу океана. Средняя высота поверхности Земли равна —2450 м, из чего следует, что для Земли в целом более характерны отрицательные гипсометрические характеристики. Ниже приведены средние высоты материков и глубины океанов.

Материки	Средняя высота, м	Океаны	Средняя глубина, м
Евразия	840	Тихий	4280
Африка	750	Атлантический	3940
Северная Америка	720	Индийский	3960
Южная Америка	600	Северный Ледовитый	1200
Австралия	320		
Антарктида	2100		

Для характеристики рельефа Земли в целом, а также отдельных регионов важное значение имеют не только средние, но и экстремальные отметки рельефа. Навысшая точка Земли — вершина

¹ Для отдельных материков строятся гипсографические кривые поверхности материков, для океанов и морей — батиграфические кривые.

горы Джомолунгма (в Гималаях) — имеет отметку 8880 м, самая большая глубина относится к Марианскому глубоководному желобу (Тихий океан) и равна 11 034 м. Следовательно, максимальный размах высот на поверхности земного шара достигает почти 20 км.

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

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

Описание планетарных форм, а также мега- и макроформ рельефа ведется обычно по обобщающим материалам — картам, сводкам или обработанным данным по геофизическому и геологическому строению. В полевых условиях геоморфологу чаще всего приходится заниматься описанием форм рельефа низших порядков. При таком описании фиксируется общий облик рельефа и внешний облик составляющих его форм, отмечаются их площади и линейные размеры (ширина, длина), абсолютные высоты и размах высот между соседними положительными и отрицательными формами рельефа (относительные высоты), описываются составляющие эти формы элементы — склоны и субгоризонтальные поверхности. Замеряются углы наклона этих поверхностей и указывается характер границ как между элементами в пределах одной формы, так и между соседними формами рельефа. Дается также характеристика плановых очертаний форм, их ориентировка, отмечается, какими породами сложены формы и как залегают эти породы.

Морфографическая (качественная) и морфометрическая (количественная) характеристики рельефа не заканчиваются полевыми наблюдениями. В камеральных условиях на основе полевых материалов, а также топографических карт, аэро- и космических снимков может быть составлена целая серия так называемых морфометрических карт:

1. *Карты густоты горизонтального расчленения*. Наиболее простой способ построения такой карты сводится к определению длины эрозионной сети L на единицу площади P — L/P . Показатели интенсивности расчленения подписываются на карте внутри квадратов, по которым велся подсчет длины эрозионной сети, и затем в соответствии с выбранной шкалой квадраты закрашиваются или штриховываются. Обычно придерживаются правила: чем интенсивнее расчленение, тем темнее окраска или гуще штриховка (рис. 2). Можно также интенсивность расчленения показывать изолиниями, соединяющими отметки с одинаковыми показателями

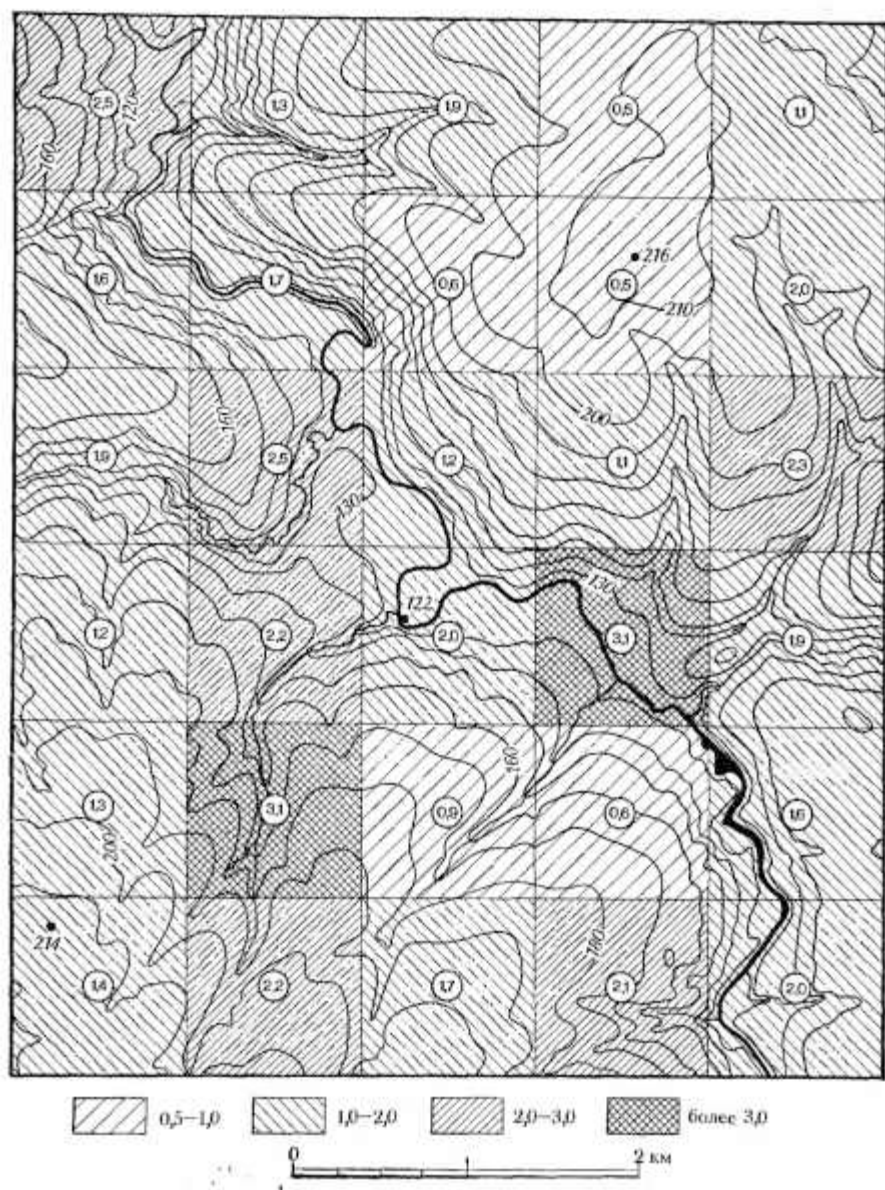


Рис. 2. Картограмма густоты долинно-балочной сети (в километрах на 1 км², по А. И. Спиридову)

густоты расчленения. Другой способ определения густоты эрозионного расчленения основан на измерении расстояний между линиями водоразделов и донщинами (тальвегами) ближайших эрозионных форм.

2. *Карты глубины расчленения.* Один из способов составления подобного рода карт заключается в том, что на топографической основе проводят границы элементарных бассейнов, а затем в каждом из них определяют амплитуду между самой высокой и самой низкой точками. Согласно полученным цифровым показателям и шкале условных знаков, площади бассейнов закрашиваются или заштриховываются, обычно, по правилу: чем больше глубина расчленения, тем темнее окраска или гуще штриховка.

Для определения глубины расчленения может быть использован и такой прием: по изучаемому профилю определяется разница между наиболее низкими и наиболее высокими точками профиля.

3. *Карта общего показателя расчленения рельефа.* Составление такой карты основано на подсчете по условным квадратам сумм длин горизонталей. Затем через центры квадратов, имеющих одинаковую сумму длин горизонталей, проводятся соответствующие изолинии.

4. *Карты крутизны земной поверхности.* Показателями крутизны земной поверхности могут быть угол наклона α и отвлеченная величина — уклон i , равный $\text{tg } \alpha$. Построение карты углов наклона заключается в следующем. В соответствии с выработанной легендой и шкалой заложения на топографической карте проводят границы участков с соответствующими углами наклона земной поверхности. После выполнения этой работы карта раскрашивается или заштриховывается по указанному выше правилу. Если нужно найти уклон по профилю, находят тангенс угла α — отношение превышения верхней точки над нижней к горизонтальной проекции расстояния между этими точками.

Существуют и другие типы морфометрических карт, как и другие способы составления перечисленных выше карт.

По получаемым морфометрическим показателям выделяются следующие категории рельефа.

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

- 1000 м — слаборасчлененный рельеф
- 500—1000 м — среднерасчлененный рельеф
- 100—500 м — значительно расчлененный рельеф
- 50—100 м — сильнорасчлененный рельеф
- <50 м — очень сильно расчлененный рельеф

2. По глубине вертикального расчленения.

Для плоских равнин

- <2,5 м — нерасчлененный или мелкорасчлененный
- 2—5 м — среднерасчлененный
- 5—10 м — значительно расчлененный

Для холмистых равнин

10—25 м — мелкорасчлененный
25—50 м — среднерасчлененный
50—100 м — глубокорасчлененный

Для горных территорий

100—250 м — мелкорасчлененный
250—500 м — среднерасчлененный
500—1000 м — глубокорасчлененный
> 1000 м — очень глубоко расчлененный

3. По крутизне земной поверхности.

	<i>tg α</i>	<i>градусы</i>
Равнинный плоский	0—0,01	0,5
Равнинный волнистый	0,01—0,02	0,5—1
Равнинно-холмистый	0,02—0,07	1—4
Холмистый	0,07—0,12	4—7
Гористый	0,12—0,4	7—24
Горный	0,4—0,7	> 24

Выделенные морфометрические категории не являются абсолютными, в особенности, если учитывать только какой-либо один показатель. Например, встречаются наклонные равнины, средний угол наклона поверхности которых может достигать 5°, но вместе с тем они не расчленены, поэтому их нельзя отнести к холмистым равнинам.

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

Тщательное изучение морфологии и морфометрии рельефа имеет значительный научный интерес. Разнообразие морфографических и морфометрических показателей заставляет искать причину их различий, которая может заключаться в неоднородности геологического строения изучаемой территории, в характере и интенсивности новейших тектонических движений и современных экзогенных рельефообразующих процессов. В связи с научно-прикладной значимостью морфографические и морфометрические показатели являются важнейшей составной частью легенд и содержания общих геоморфологических карт.

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

ГЕНЕЗИС РЕЛЬЕФА

Главное исходное положение современной геоморфологии — представление о том, что рельеф формируется в результате взаимодействия *эндогенных* и *экзогенных процессов*. Этот тезис является одновременно наиболее общим определением генезиса рельефа Земли вообще, но он безусловно остается слишком общим и должен быть детализирован при рассмотрении конкретных форм или комплексов форм рельефа.

Как уже говорилось выше, наиболее крупные формы рельефа — планетарные, мега- и макроформы, а в некоторых случаях и мезоформы — имеют эндогенное происхождение. Своим образованием они обязаны особенностям структуры земной коры.

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

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

Гравитация и радиоактивность, разогрев и последующее охлаждение недр Земли неизбежно ведут к изменениям объема масс веществ, слагающих мантию и земную кору. Расширение земного вещества в ходе нагревания приводит к возникновению восходящих вертикальных движений как в мантии, так и в земной коре. Земная кора реагирует на них либо деформациями без разрыва пластов (образованием складчатых нарушений, или пликативных дислокаций), либо разрывами и перемещением ограниченных разрывами блоков (дизъюнктивные дислокации) земной коры. Складчатые дислокации образуются также и в тех случаях, когда движение блоков влечет за собой вспучивание или сползание по склонам поднимающихся блоков пород, находящихся в пластичном или полупластичном состоянии.

Разрывы могут проникать в толщу коры, проходить сквозь нее и достигать очагов расплавления пород. Тогда гигантские трещины превращаются в каналы, по которым расплавленное вещество — магма — устремляется вверх. Если магма не достигает поверхности Земли и застывает в толще земной коры, образуются *интрузивные тела*. Образование крупных интрузий — батолитов, штоков — неизбежно ведет к механическому перемещению вверх толщ пере-

крывающих их пород, т. е. также способствует образованию пликативных или дизъюнктивных дислокаций. Не менее важно при этом динамическое (давление), термическое и химическое воздействие внедряющихся магматических пород на осадочные породы, которые превращаются в результате такого воздействия в метаморфические породы.

Излияние расплавленного материала на поверхность, сопровождаемое выбросами паров воды и газов, получило название *эффузивного магматизма*, или *вулканизма*.

Образование разломов в земной коре, мгновенные перемещения масс в недрах Земли сопровождаются резкими толчками, которые на поверхности Земли проявляются в виде землетрясений. Землетрясения — это одно из наиболее заметных простому наблюдателю проявлений современных тектонических процессов, протекающих в недрах Земли.

Итак, вертикальные колебательные движения земной коры, сопровождающиеся образованием разломов, перемещением блоков коры и складчатостью, глубинный магматизм, вулканизм и землетрясения — вот те рельефообразующие процессы, источником энергии которых являются внутренние силы Земли. Однако создаваемые этими процессами формы рельефа в нетронутом виде в природе встречаются редко, так как уже с момента своего зарождения они подвергаются воздействию экзогенных процессов, преобразуются ими.

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

Существует также целая группа процессов, протекающих на склонах и получивших наименование склоновых. Наконец, есть еще две группы процессов, которые также можно отнести к экзогенным геоморфологическим процессам: рельефообразующая деятельность организмов, а также хозяйственная деятельность человека, роль которой как фактора рельефообразования по мере развития науки и техники становится все более значительной.

Перечисленные рельефообразующие процессы лишь в редких случаях протекают обособленно.

Довольно редко мы можем сказать, что та или иная форма рельефа образовалась и развивается в настоящее время под действием лишь одного какого-либо процесса. Поэтому при определении генезиса рельефа геоморфолог всегда или почти всегда сталкивается с вопросом, какому геоморфологическому процессу следует отдать предпочтение, какой из них следует считать ведущим и в наи-

большей степени определяющим генезис рельефа. Трудности генетического анализа могут быть систематизированы в виде следующего перечня:

1. Рельеф Земли, как было отмечено выше, есть результат взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов. Однако такой ответ слишком общ и нуждается в конкретизации в каждом отдельном случае. На первом этапе такой конкретизации необходимо выяснить, какая же из этих групп процессов в данном случае преобладает. Это уже нелегкая задача, потому что, как показывают наблюдения, интенсивность тектонических и экзогенных процессов в целом соизмерима. Так, если средняя скорость тектонических процессов выражается миллиметрами или десятками долями миллиметра в год, то и средняя скорость денудации земной поверхности или аккумуляции продуктов денудации измеряется величинами того же порядка.

2. Нередко можно наблюдать, что рельеф, созданный в недавнем прошлом под воздействием одних агентов, в настоящее время подвержен воздействию других.

3. Часто встречаются случаи, когда рельеф формируется за счет совокупного влияния нескольких процессов, действующих примерно с одинаковой степенью интенсивности и дающих примерно равноценные результаты.

4. При выявлении генезиса форм рельефа разного порядка нередко приходится сталкиваться с таким явлением, когда крупная форма в целом обусловлена деятельностью эндогенных процессов, а мелкие формы на ее склонах представляют результат деятельности экзогенных процессов. В этом случае, очевидно, вопрос о генезисе рельефа может решаться различно в зависимости от того, с крупной или мелкой формой рельефа мы имеем дело.

Перечисленные трудности в большинстве случаев преодолимы. Прежде всего, если решается вопрос о планетарных или мегаформах рельефа, то, несомненно, они в своих крупных чертах связаны с эндогенными процессами. Это можно сказать (с некоторыми исключениями) и о макрорельефе.

Из мезоформ лишь в отдельных, довольно редких случаях можно выделить такие формы, морфология которых целиком определена тектоническим процессом и не изменена экзогенными агентами. Мезоформы и более мелкие формы рельефа в подавляющем большинстве случаев оказываются связанными с экзогенными процессами, хотя проявление их в той или иной геологической обстановке может быть существенно различным. При этом в качестве ведущего процесса выделяется тот, который придал основные черты данной форме или данному комплексу форм рельефа, даже если в настоящий момент этот процесс перестал действовать. Для примера можно привести ледниково-аккумулятивный рельеф областей недавнего (позднеплейстоценового) оледенения, четвертичные морские или аллювиальные террасы. В настоящий момент эти образования подвержены воздействию других процессов, но будучи ледниковыми, прибрежно-морскими или флювиальными фор-

мами, они еще в достаточной мере сохранили те морфологические черты, которые им придали недавно действовавшие процессы.

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

Генезис рельефа определяется преимущественно в ходе полевых наблюдений, на основе которых устанавливаются характерные черты, свойственные различным генетическим типам рельефа, признаки выработанных или аккумулятивных форм рельефа. Кроме того, для выяснения генезиса аккумулятивных форм рельефа важное значение имеет всестороннее изучение слагающих их отложений. Аллювиальные, пролювиальные, морские отложения и т. д. обладают в большинстве случаев достаточно специфическим комплексом литологических и морфологических свойств, позволяющих судить о генезисе слагаемых ими аккумулятивных форм. Эти признаки будут более ясны из последующего рассмотрения различных генетических групп рельефа.

ВОЗРАСТ РЕЛЬЕФА

Важной задачей геоморфологии наряду с изучением морфографии, морфометрии и установлением генезиса является выяснение возраста рельефа. Как известно, в геологии возраст пород представляет одну из важнейших геологических характеристик, и показ возраста, по существу, составляет основное содержание общих геологических карт.

Определение геологического возраста пород основывается на применении хорошо разработанных стратиграфического, палеонтологического и петрографического методов, которые в последнее время все чаще подкрепляются методами абсолютной геохронологии. В геоморфологии определение возраста — задача более сложная, так как геологические методы применимы лишь для аккумулятивных форм рельефа и не могут быть использованы непосредственно для определения возраста форм выработанного, или денудационного, рельефа.

В геоморфологии, как и в геологии, обычно используют понятия «относительный» и «абсолютный» возраст рельефа.

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

А. Развитие рельефа какой-либо территории или какой-либо отдельно взятой формы, как это показал В. Девис, является стадийным процессом. Поэтому под относительным возрастом рельефа можно понимать определение стадии его развития. В качестве примера можно проследить развитие рельефа морских берегов или речных долин. Из истории четвертичного периода известно, что во время последнего оледенения (примерно 20 тыс. лет назад)

уровень океанов и морей был ниже современного приблизительно на 100 м. По мере таяния материковых ледниковых покровов и возвращения воды в кругооборот уровень Мирового океана постепенно повышался: 4000—5000 лет назад он достиг отметки, близкой к современной. Воды океанов и морей затопили понижения прибрежной суши. Возникли исходные береговые линии, характеризующиеся сильной изрезанностью. Образование изрезанных берегов, называемых *ингрессионными*, может рассматриваться как *начальная стадия развития* современного берега. В дальнейшем абразионные процессы способствовали образованию уступов в высоких склонах мысов и постепенному их срезанию разрушительной работой волн. Одновременно в вершинах заливов возникают первые береговые аккумулятивные формы. Это *стадия юности* развития берега. Позднее мысы срезаются, а бухты (заливы) полностью отчленяются от моря аккумулятивными образованиями, берег становится выровненным. Выравнивание береговой линии знаменует *стадию зрелости* берега. Дальнейшее развитие ведет к затуханию абразионного процесса. У мысов начинается аккумуляция. Сокращение поступления обломочного материала может привести к частичному размыву аккумулятивных форм, образовавшихся ранее в устьях бухт. Это *стадия дряхлости, или старости*.

Рассмотрим другой пример — формирование речной долины на поверхности, недавно освободившейся из-под ледникового покрова. На первых порах река имеет невыработанное русло, слабо врезаемое в подстилающие породы. В процессе развития русло постепенно врежется в подстилающие породы, но в его продольном профиле еще остаются многочисленные неровности. Это *стадия юности речной долины*. Дальнейшее врезание ведет к выработке закономерного вогнутого продольного профиля, врезание русла по вертикали сменяется размывом бортов долины. Наряду с руслом формируется пойма. Речная долина вступает в *стадию зрелости*. В дальнейшем боковая эрозия приводит к расширению поймы, река блуждает в пределах этой поверхности, течение ее становится замедленным, а русло чрезвычайно извилистым. Наступает *стадия старости* речной долины.

Следовательно, один из аспектов определения относительного возраста рельефа — это *определение стадии его развития* по комплексу характерных морфологических и динамических признаков.

Б. Понятие «относительный возраст рельефа» применяется также при изучении взаимоотношений одних форм с другими. В общем случае любая форма является более древней по отношению к тем, которые осложняют ее поверхность и сформировались в более позднее время. Так, в пределах Прикаспийской низменности широким распространением пользуется позднечетвертичная (хвалынская) морская равнина, которая после регрессии хвалынского моря в одних местах подверглась расчленению эрозионными процессами, в других — ее поверхность оказалась переработанной эоловыми процессами, сформировавшими разнообразные типы эолового рельефа. Следовательно, эрозионные (выработанные) и эоловые (ак-

кумулятивные) формы рельефа являются вторичными (более молодыми) по отношению к первичной (в данном случае хвалынской) морской равнине.

В. Определение относительного геологического возраста рельефа означает установление того геологического отрезка времени, когда рельеф приобрел черты, в основном аналогичные его современному облику. Если речь идет об аккумулятивных формах рельефа, то вопрос сводится к определению обычными геологическими методами возраста слагающих эту форму отложений. Так, например, аллювиальные террасы, сложенные среднечетвертичными отложениями, имеют среднечетвертичный возраст; древние дюны, сложенные эоловыми плиоценовыми отложениями, имеют плиоценовый возраст и т. д.

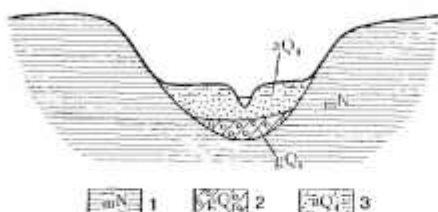


Рис. 3. Определение возраста выработанной формы рельефа (речной долины) методом возрастных рубежей:

1 — морские отложения неогенового возраста; 2 — ледниковые отложения раннечетвертичного возраста; 3 — современные аллювиальные отложения

Сложнее с определением возраста выработанных форм рельефа. К. К. Марков рекомендует следующие способы:

1. *Определение возраста по коррелятным отложениям.* При образовании какой-либо выработанной формы рельефа, например оврага, в его устье накапливаются продукты разрушения пород, в которые врезается данный овраг, в виде аккумулятивной формы рельефа — конуса выноса. Определение геологическими методами возраста осадков, слагающих конус выноса, дает ключ и к определению возраста выработанной формы, в данном случае — оврага.

2. *Метод возрастных рубежей.* Его суть заключается в определении возраста двух горизонтов отложений, фиксирующих нижний и верхний рубежи образования данной выработанной формы рельефа. Поясним на примере (рис. 3).

Долина реки врезана в поверхность, сложенную осадками неогенового возраста. На дне долины под современным аллювием залегают ледниковые осадки раннечетвертичного возраста. Следовательно, рассматриваемая долина сформировалась на границе неогена и раннечетвертичного времени: она врезана в неогеновые отложения, т. е. моложе их, и выполнена нижнечетвертичными ледниковыми образованиями, т. е. старше их. Этот метод применим для определения относительного геологического возраста и аккумулятивного рельефа.

3. *Определение времени «фиксации» выработанного (денудационного) рельефа.* В ряде случаев выработанные (денудационные) поверхности бывают перекрыты (фиксированы) корой выветривания. Определение палеонтологическими, палеоботаническими или

другими методами возраста коры выветривания дает тем самым ответ на вопрос о возрасте денудационной поверхности.

4. Определение относительного геологического возраста рельефа путем прослеживания фациальных переходов. Этот метод может быть применен при решении задачи о возрасте тех аккумулятивных форм, которые сложены осадками, не содержащими палеонтологических остатков. Прослеживая в пространстве данную пачку отложений до фациальной смены ее отложениями, содержащими палеонтологические остатки, устанавливаются разновозрастность обеих пачек осадков и, следовательно, разновозрастность образуемых ими форм рельефа. Так, например, можно установить возраст аллювиальной террасы, если ее удастся проследить до перехода в прибрежноморские отложения, возраст которых определяется палеонтологическим методом. Таким же образом можно в ряде случаев определить возраст некоторых выработанных форм, например, путем прослеживания абразионной морской террасы до ее сопряжения с аккумулятивной.

Абсолютный возраст рельефа. В последние десятилетия благодаря развитию радионуклидных методов исследования широко применяется определение возраста отложений и форм рельефа в абсолютных единицах — в годах. Зная период полураспада того или иного радионуклида и определяя соотношение его количества с его производным, получают достаточно надежный способ определения абсолютного возраста. В настоящее время широко используются для определения абсолютного возраста такие методы, как радиоуглеродный, калий-аргоновый, фторовый, метод неравновесного урана и др., каждый из которых имеет свои пределы применимости. Абсолютный возраст древних отложений и форм рельефа определяется также с помощью палеомагнитного метода.

Итак, морфографическая и морфометрическая характеристика рельефа, установление его генезиса, возраста и истории развития — такова совокупность основных задач геоморфологического исследования. Методы решения этих задач, разумеется, не исчерпываются только теми, которые были кратко рассмотрены в этом разделе. В ходе дальнейшего изложения материала будут рассмотрены и более конкретные методы и приемы изучения рельефа.

ГЛАВА 4. ФАКТОРЫ РЕЛЬЕФОБРАЗОВАНИЯ

Как указывалось выше, исходным положением современной геоморфологии является представление о том, что рельеф формируется в результате взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов. Существует, кроме того, ряд факторов, которые непосредственно не участвуют в формировании рельефа, но влияют на его образование, определяя «набор» рельефообразующих процессов, степень интенсивности и пространственную локализацию воздей-

ствия тех или иных процессов. К числу таких факторов относятся вещественный состав пород, слагающих земную кору, геологические структуры, созданные тектоническими движениями прежних геологических эпох, климатические условия и в определенной степени сам рельеф. Рассмотрим эти факторы несколько подробнее.

СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД И ИХ РОЛЬ В РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИИ

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

Различные генетические группы горных пород по-разному реагируют на воздействие внешних сил. Так, осадочные горные породы являются довольно стойкими по отношению к выветриванию, но многие из них весьма податливы к разрушительной работе текучих вод и ветра (лёсс, пески, суглинки, глины, мергели, галечники и т. д.), а магматические и метаморфические породы оказываются стойкими или довольно стойкими по отношению к размыву текучими водами, но сравнительно легко разрушаются под воздействием процессов выветривания. Объясняется это тем, что магматические и метаморфические породы образовались в глубине земли, в определенной термодинамической обстановке и при определенном соотношении химических элементов. Оказавшись на поверхности Земли, они попадают в новые условия, становятся неустойчивыми в этих условиях и под воздействием различных процессов (окисления, гидратации, растворения, гидролиза и др.) начинают разрушаться. Интенсивность разрушения определяется как физико-химическими свойствами пород, так и конкретными физико-географическими (в первую очередь, климатическими) условиями, поскольку в разных климатических зонах характер процессов выветривания и сноса продуктов выветривания имеет свои специфические особенности.

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

ру (параллельно-сланцеватую или тонкополосчатую), подвержена более быстрому разрушительному воздействию выветривания, чем гранит, характеризующийся массивной текстурой.

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

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

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

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

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

Существует целый ряд других свойств, определяющих морфологическое значение пород и степень их устойчивости к воздействию внешних сил. В конечном счете совокупность физических и химических свойств горных пород приводит к тому, что породы более

стойкие образуют, как правило, положительные формы рельефа, менее стойкие — отрицательные. Следует еще раз подчеркнуть, что относительная стойкость породы зависит не только от ее свойств, обусловленных химическим и минералогическим составом. В значительной мере она определяется условиями окружающей среды: одна и та же горная порода в одних условиях может выступать как стойкая, в других — как податливая. Поэтому, как справедливо отмечает И. С. Шукин, если мы хотим учесть морфологическое значение тех или других пород в формировании рельефа исследуемой территории, необходимо взвесить каждое из свойств и совокупное их выражение в условиях конкретной физико-географической обстановки.

РЕЛЬЕФ И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ

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

Различные структуры обуславливают различные типы структурно-денудационного рельефа, возникающего на месте их развития. Различия проявляются даже в том случае, когда структуры подвергаются воздействию одного и того же комплекса внешних сил. Однако облик структурно-денудационного рельефа, размеры отдельных структурных форм зависят не только от типа геологической структуры, но также от характера и интенсивности воздействия внешних сил, от степени устойчивости слагающих структуру пластов, от мощности и, как следствие этого, частоты чередования пластов, сложенных породами различной стойкости. В случае литологической однородности толщ, слагающих структуры, последние находят слабое отражение в рельефе.

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

Широким распространением пользуется *горизонтальная структура*, свойственная верхнему структурному этажу платформ (платформенному чехлу), сложенному осадочными, реже вулканическими породами. Горизонтальным структурам в рельефе соответствуют *плоские равнины и плато* (плато Устюрт) или так называемые

столовые страны (Тургайская столовая страна). При эрозионном расчленении столовых структур, в строении которых принимают участие стойкие породы, возникает *плоскогорный тип рельефа*. Такой рельеф характеризуется плоскими междуречьями (бронированными стойкими пластами), которые резко переходят в крутые склоны речных долин и других эрозионных форм рельефа. Примером этого типа рельефа может служить центральная часть Ставропольской возвышенности. В условиях тектонического покоя и длительного воздействия эрозионно-денудационных процессов плоскогорный рельеф может превратиться в *рельеф островных столово-*

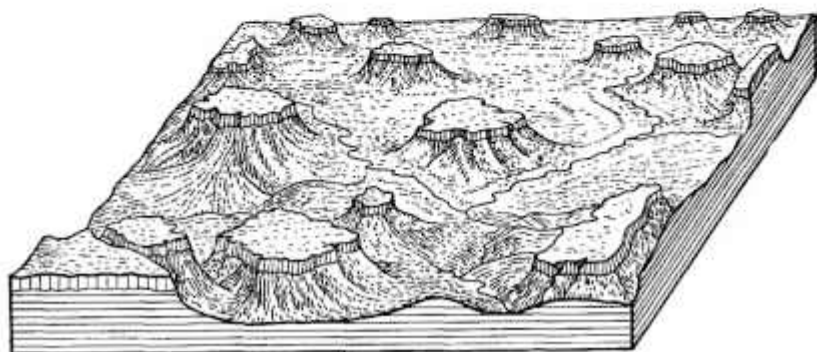


Рис. 4. Рельеф островных столово-останцовых возвышенностей

останцовых возвышенностей, в котором отрицательные формы рельефа занимают значительно большие площади, чем положительные (рис. 4). Рельеф столово-останцовых возвышенностей широко развит в Африке, а на территории СССР в ряде мест — по периферии плато Устюрт, по правобережью реки Амударья, севернее г. Чарджоу.

В случае чередования (по вертикали) стойких и податливых пород, залегающих горизонтально, возникает *пластово-ступенчатый рельеф*. На склонах эрозионных форм при этих условиях образуются так называемые *структурные террасы* (рис. 5).

При *моноклинальном залегании* чередующихся стойких и податливых пластов под воздействием избирательной денудации вырабатывается своеобразный структурно-денудационный рельеф, получивший название *куэстового*. *Куэста* — грядообразная возвышенность с асимметричными склонами: пологим, совпадающим с углом падения стойкого пласта (структурный склон), и крутым, срезающим головы пластов (аструктурный склон, рис. 6).

Размеры куэстовых гряд могут сильно варьировать в зависимости от абсолютной высоты местности и глубины эрозионного расчленения, мощности стойких и податливых пластов и углов их падения. В одних случаях — это высокие горные хребты (Скалистый

хребет северного склона Большого Кавказа), в других — небольшие гряды с относительными превышениями 10—20 м.

Весьма своеобразен рисунок и характер эрозионной сети в условиях куэстового рельефа. В зависимости от соотношения речных долин с элементами куэстового рельефа и элементами залегания пластов горных пород различают долины консеквентные и субсеквентные. *Консеквентные долины* совпадают с общим наклоном топографической поверхности и с направлением падения пластов.

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

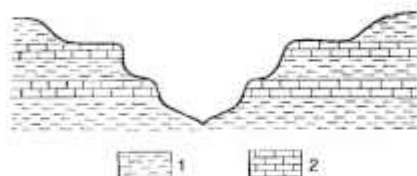


Рис. 5. Структурные террасы на склонах речной долины:

1 — податливые породы; 2 — пласты стойких пород

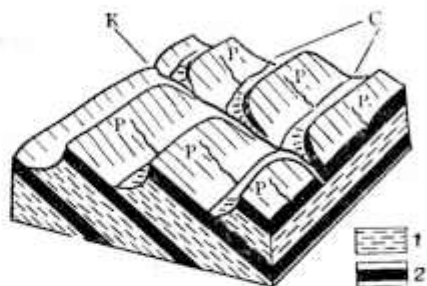


Рис. 6. Блок-диаграмма моноклинально-грядового (куэстового) рельефа (по С. В. Лютцау):

1 — пласты податливых пород; 2 — стойкие породы; К — консеквентная долина; С — субсеквентные долины; Р — ресеквентные долины

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

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

Моноклинальное залегание пластов свойственно крыльям и периклиналям крупных антиклинальных складок. И если в их строе-

нии участвуют породы различной стойкости, то в результате избирательной денудации возникают куэсты или моноклиналильные гряды, пространственное положение которых дает возможность судить о форме складок в плане. Своими крутыми склонами куэсты всегда обращены к ядрам антиклиналей. Сходная картина образования куэст может наблюдаться по периферии соляных куполов и в осадочном чехле лакколитов. Долинная сеть, возникающая в таких условиях, в плане имеет кольцевидный или «виллообразный» рисунок.

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

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

Значительно чаще в складчатых областях развит так называемый *обращенный* или *инверсионный* рельеф, характеризующийся обратным соотношением между топографической поверхностью и геологической структурой. На месте положительных геологических структур образуются отрицательные формы рельефа, и наоборот (рис. 7). Объясняется это тем, что ядра антиклиналей начинают разрушаться под действием процессов денудации раньше, чем осевые части синклиналей. Кроме того, вследствие повышенной раздробленности пород, возникающей в ядрах антиклиналей при изги-

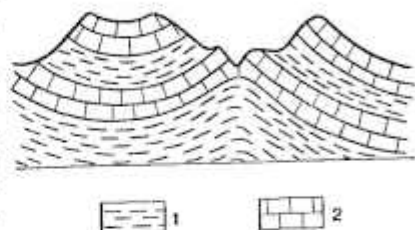


Рис. 7. Складчатая структура и ее отражение во вторичном рельефе:

1 — пласты податливых пород; 2 — пласты стойких пород

Значительно чаще в складчатых областях развит так называемый *обращенный* или *инверсионный* рельеф, характеризующийся обратным соотношением между топографической поверхностью и геологической структурой. На месте положительных геологических структур образуются отрицательные формы рельефа, и наоборот (рис. 7). Объясняется это тем, что ядра антиклиналей начинают разрушаться под действием процессов денудации раньше, чем осевые части синклиналей. Кроме того, вследствие повышенной раздробленности пород, возникающей в ядрах антиклиналей при изги-

бе пластов, разрушение их под действием внешних сил происходит интенсивнее.

Описанные выше структуры могут быть осложнены разломами, по которым блоки земной коры смещаются относительно друг друга в вертикальном или горизонтальном направлениях, оказывая существенное влияние на формирование и облик возникающего при этом рельефа. Структуры земной коры становятся еще более сложными под воздействием интрузивного и эффузивного магматизма, приводящего к возникновению самых разнообразных взаимоотношений между пластами осадочных пород и магматическими телами, непосредственно отражающимися в рельефе, или под воздействием последующих денудационных процессов (см. главу 6).

Влияние геологических структур на формирование рельефа и их отражение в рельефе от места к месту не остается одинаковым и зависит как от соотношения взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов, так и от конкретных физико-географических условий. Наиболее четко структурность рельефа проявляется на территориях, испытывающих тектонические поднятия (где преобладают процессы денудации), особенно в условиях засушливого климата.

Понимание взаимосвязей, существующих между рельефом и геологическими структурами, имеет большое научное и практическое значение. Зная, какое влияние оказывают на облик рельефа те или иные геологические структуры в сочетании с тектоническими движениями, можно воспользоваться методом от противного: по характеру рельефа судить о геологических структурах, направлении и интенсивности тектонических движений отдельных участков земной коры. Выявление глубинного строения земной коры геоморфологическими методами в последнее время получило широкое развитие в практике геолого-съёмочных и геолого-поисковых работ. Особенно перспективными геоморфологические методы оказались при поисках нефтегазоносных структур, поэтому не случайно примерно 15—20 лет назад возникло новое научное направление в геоморфологии — *структурная геоморфология*.

Понимание взаимосвязей между геологическими структурами и рельефом позволяет не только объяснить особенности морфологии современного рельефа тех или иных участков земной поверхности, но и определить дальнейшее направление его развития, т. е. дает возможность для геоморфологического прогноза.

Взаимосвязь рельефа со структурами земной коры позволяет при геоморфологическом анализе учесть влияние не только существующих геологических структур, но и тех, которые были уничтожены действием внешних сил и которые когда-то были присущи более высоким горизонтам земной коры. Так, в природе встречаются случаи, когда, например, современные долины рек находятся в видимом противоречии с геологическими структурами, пересекают их, а не следуют направлениям простиранья пластов или линиям разломов. В таких случаях невольно возникает предположение, не является ли гидрографическая сеть унаследованной от прошлого,

заложившейся в условиях иной структуры, существовавшей ранее на данной территории, т. е. не является ли она спроектированной, наложенной сверху на более глубокие горизонты земной коры с иной структурой или иной ориентировкой структурных линий. Подобные речные долины называются *эпигенетическими*. Благоприятными участками для эпигенетического заложения речных долин являются, например, участки платформ с тонким чехлом осадочных пород, испытывающие медленные, но устойчивые тектонические поднятия. В таких условиях реки, первоначально сформировавшие свои долины в осадочном чехле горизонтально залегающих пород, после удаления чехла в результате денудации оказываются врезанными в кристаллические породы фундамента. При этом направление течения рек может не совпадать с простиранием осей складок или линий разлома фундамента. Примером эпигенетических долин могут служить долины рек Гвианского нагорья в Южной Америке.

РЕЛЬЕФ И КЛИМАТ

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

Климат влияет на процессы рельефообразования как непосредственно, так и опосредствованно, через другие компоненты природной среды: гидросферу, почвенно-растительный покров и др.

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

Существенное влияние на процессы рельефообразования оказывает растительный покров, который, кстати, сам является функцией климата. Так, поверхностный сток в условиях сомкнутого растительного покрова при наличии хорошо развитой дернины или лесной подстилки резко ослабевает или гасится совсем даже на крутых склонах. Поверхности с разреженным растительным покровом или лишенные его становятся легко уязвимыми для эрозион-

ных процессов, а в случае сухости рыхлых продуктов выветривания — и для деятельности ветра.

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

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

Нивальный климат. Во все сезоны года характерны осадки в твердом виде и в количестве большем, чем их может раставить и испариться в течение короткого и холодного лета. Накопление снега приводит к образованию снежников и ледников. Основными рельефообразующими факторами в условиях нивального климата являются снег и лед в виде движущихся ледников. В местах, не покрытых снегом или льдом, интенсивно развиваются процессы физического (главным образом морозного) выветривания. Существенное влияние на рельефообразование оказывает вечная мерзлота. Нивальные климаты свойственны высоким широтам (Антарктида, Гренландия, острова Северного Ледовитого океана) и вершинным частям гор, поднимающимся выше снеговой границы.

Полярный климат, или климат областей распространения многолетнемерзлых грунтов. Для этого типа климата типичны длинная и суровая зима, короткое и прохладное лето, значительная облачность, малое количество осадков, малая интенсивность солнечной радиации. Все эти условия благоприятствуют возникновению или сохранению образовавшейся ранее (при еще более суровых климатических условиях) вечной мерзлоты. Наличие последней обуславливает ряд процессов, свойственных полярному климату и создающих ряд специфических форм мезо- и микрорельефа, описанных в гл. 17.

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

Гумидный климат. В областях с гумидным климатом количест-

во выпадающих в течение года осадков больше, чем может испариться и просочиться в почву. Избыток атмосферной воды стекает или в виде мелких струек по всей поверхности склонов, вызывая плоскостную денудацию, или в виде постоянных или временных линейных водотоков (ручьев, рек), в результате деятельности которых образуются разнообразные эрозионные формы рельефа — долины, балки, овраги и др. Эрозионные формы являются доминирующими в условиях гумидного климата. Благодаря большому количеству тепла и влаги в областях с гумидным климатом интенсивно протекают процессы химического выветривания. При наличии растворимых горных пород развиваются карстовые процессы.

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

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

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

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

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

На границе двух климатов образуются формы рельефа, характерные для обоих типов и приобретающие к тому же ряд специфических особенностей. Такие переходные зоны выделяют в особые морфологические подтипы климатов. Существованию переходных зон способствует и непостоянство границ между климатическими зонами в течение года: следуя за движением солнца, они смещаются то в сторону полюсов, то в сторону экватора.

Изучение пространственного размещения генетических типов рельефа экзогенного происхождения и сопоставление их с современными климатическими условиями соответствующих регионов показывает, что охарактеризованная выше взаимосвязь между климатом и рельефом в ряде мест нарушается. Так, в северной поло-

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

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

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

ГЛАВА 5. РЕЛЬЕФООБРАЗУЮЩАЯ РОЛЬ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

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

СКЛАДЧАТЫЕ НАРУШЕНИЯ И ИХ ПРОЯВЛЕНИЕ В РЕЛЬЕФЕ

Как известно, элементарными видами складок являются *антиклинали* и *синклинали*. В наиболее простом случае антиклинали и синклинали находят прямое выражение в рельефе или на их месте формируется четко выраженный инверсионный рельеф. Примеры подобного рода приведены выше (см. рис. 7). Чаще всего характер взаимоотношения складчатых структур и рельефа более сложный (рис. 8). Обусловлено это тем, что рельеф складчатых областей зависит не только от типов складок и их формы в профиле и плане. Он, как мы уже знаем, во многом определяется составом и степенью однородности пород, смятых в складки, характером, интенсивностью и длительностью воздействия внешних сил, тектоническим режимом территории. Находят отражение в рельефе размер и внутреннее строение складок. Небольшие и относительно простые по строению складки выражаются в рельефе обычно в виде невысоких компактных хребтов (Терский и Сунженский хребты

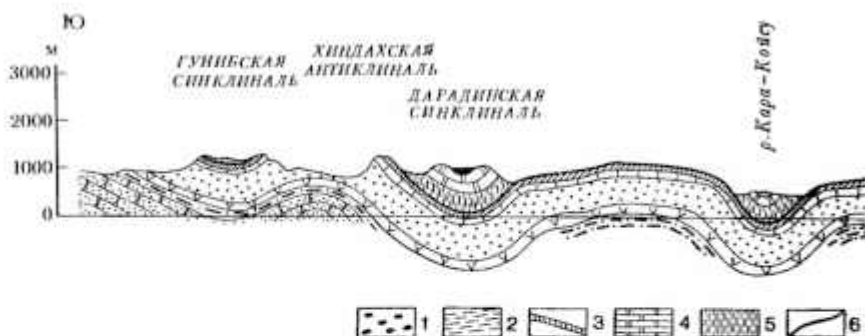


Рис. 8. Структурно-денудационный рельеф Известнякового Дагестана (по А. Е. 1 — песчано-глинистые породы мюссена; 2 — глинистые нестойкие породы верхнего палеогена известняки позднего мела; 3 — малостойкие песчано-глинистые породы альба — верхнего лута, песчаники и известняки готерива; 4 — стойкие известняки валайжана и верхней юры; 5 — бабосов; 6 — нестойкие арктилиты и алевролиты верхнего эоцена; 7 — повышенной стойко

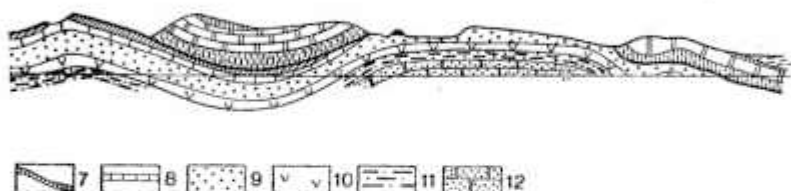
северного склона Большого Кавказа и др.). Более крупные и сложные по внутреннему строению складчатые структуры — *антиклинории* и *синклинории* представлены в рельефе в виде крупных горных хребтов и разделяющих их понижений (Главный и Боковой хребты на Кавказе, Каратау и Актау на Мангышлаке и др.). Еще более крупные поднятия, состоящие из нескольких антиклинориев и синклинориев и называемые *мегантклинориями*, обычно образуют мегаформы рельефа. Они имеют облик горной страны, состоящей из нескольких хребтов и разделяющих их впадин (горные сооружения Большого и Малого Кавказа, соответствующие мегантклинориям того же названия).

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

РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ И ИХ ПРОЯВЛЕНИЕ В РЕЛЬЕФЕ

Разрывные нарушения (дизъюнктивные дислокации) — это различные тектонические нарушения сплошности горных пород, часто сопровождающиеся перемещением разорванных частей геологических тел относительно друг друга. Простейшим видом разрывов являются единичные более или менее глубокие трещины. Наиболее крупные разрывные нарушения, распространяющиеся на большую

КАДАРСКАЯ АНТИКЛИНАЛЬ



Криволучному):

гид — нижнего миоцена (майск); 3 — карбонатные породы эоцена и палеоцена; 4 — стой-баррема; 6 — основной бронирующий горизонт — известняки нижнего баррема; 7 — алевро-9 — аргиллиты и алевролиты бета и верхнего байоса; 10 — песчаники и аргиллиты нижнего эста песчаники южной юры

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

Подобно складчатым, разрывные нарушения находят прямое или опосредствованное отражение в рельефе. Так, геологически молодые сбросы или надвиги морфологически нередко выражены уступом топографической поверхности, высота которого может до известной степени характеризовать величину вертикального смещения блоков (рис. 9, А, Б). При системе сбросов (надвигов) может образоваться ступенчатый рельеф, если блоки смещены в одном направлении (рис. 9, В), или сложный горный рельеф, если блоки сместились относительно друг друга в разных направлениях. Так образуются *глыбово-тектонические* или *сбросово-тектонические горы*. С точки зрения структурных особенностей перемещенных блоков различают *столовые глыбовые* и *складчато-глыбовые горы*. Первые возникают на участках первичной поверхности, сложенной горизонтальными или наклонными, не смятыми в складки пластами осадочных пород. Примером таких гор может служить Столовая Юра. Широко развиты столовые глыбовые горы в Африке. Складчатые глыбовые горы возникают на месте развития древних складчатых структур. К их числу относятся Алтай, Тянь-Шань и др.

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

определяют внутреннюю структуру складчато-глыбовых гор. Так, упоминавшиеся выше Главный и Боковой хребты Большого Кавказа являются сложными построенными мегагорст-антиклинариями.

Особенно велика рельефообразующая роль разрывных нарушений в областях распространения древних складчатых областей, где в результате последующих тектонических движений в ряде мест сформировались *глыбовые*, или *сбросовые*, горы. Примерами рельефа такого типа могут служить глыбовые горы Забайкалья, Большого Бассейна Северной Америки. Четко проявляется в рельефе глыбовая структура гор Центральной Европы, где такие горные массивы, как Гарц, Шварцвальд, Тюрингенский лес и др., являются типичными горстами (рис. 10).

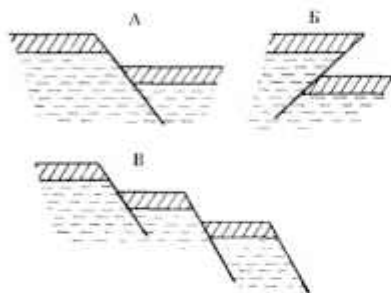


Рис. 9. Уступы рельефа, образованные в результате разрывных нарушений: А — сброса, Б — надвига, В — ступенчатого сброса

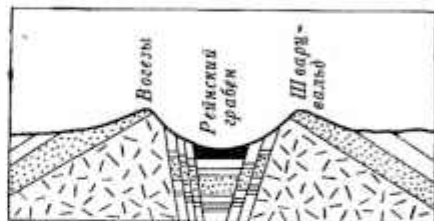


Рис. 10. Схематический профиль через Вогезы, Шварцвальд и Рейнский грабен

Разумеется, не всегда структуры, обусловленные разрывными нарушениями, находят прямое отражение в рельефе. Могут быть и иные соотношения. В результате более интенсивной денудации блока, испытавшего поднятие, топографическая поверхность последнего может оказаться на одном уровне с поверхностью опущенного блока (рис. 11, А). При определенных условиях может сформироваться инверсионный рельеф: более высокое гипсометрическое положение будет занимать поверхность блока, испытавшего опускание (рис. 11, Б). Воздействием внешних сил на структуры, возникающие в результате разрывных нарушений, объясняется и то, что разные по происхождению структуры могут получить одинаковое морфологическое отражение в рельефе (рис. 11, В, Г).

Рельефообразующая роль разрывных нарушений сказывается также в том, что трещины и разломы, как наиболее податливые зоны земной коры, часто служат местами заложения эрозионных форм разных порядков. Этому способствует не только раздробленность породы вдоль зон нарушений, но и концентрация в них поверхностных и подземных вод. Эрозионные формы, заложившиеся по трещинам и разломам, принимают их направление и в плане (на картах, аэро- и космических снимках) обычно имеют ортого-

нальный характер: прямолинейные участки долин чередуются с резкими изгибами под прямыми или острыми углами.

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

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

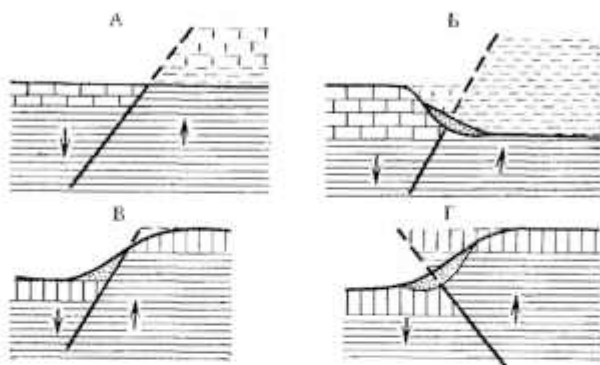


Рис. 11. Разрывные нарушения и их отражение во вторичном рельефе: А — сброс, не выраженный в рельефе; Б — инверсионный рельеф (опущенное крыло возвышается над поднятым); сброс В и надвиг Г, полученные в результате денудации одинаковое выражение в рельефе

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

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

Следовательно, разрывные нарушения оказывают весьма существенное воздействие на формирование и морфологию рельефа, причем степень этого воздействия во многом определяется текто-

нической активностью в настоящее время или активностью недавнего геологического прошлого.

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

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

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

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

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

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

РЕЛЬЕФООБРАЗУЮЩАЯ РОЛЬ КОЛЕБАТЕЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Кроме складкообразовательных и разрывообразовательных движений выделяют также *колебательные*, или *эпейрогенетические*, движения, под которыми понимают постоянные и повсеместные вертикальные движения земной коры различного знака, разных масштабов, различные по площадному распространению, скоростям и амплитудам, не создающие складчатых структур.

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

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

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

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

Рельефообразующая роль вертикальных тектонических движений высшего порядка заключается также в том, что они контролируют распределение площадей, занятых сушей и морем (обуславливают морские трансгрессии и регрессии), определяют конфигурацию материков и океанов.

Распределение площадей, занятых сушей и морем, а также конфигурация материков и океанов, как известно, являются первопричиной изменения климата на поверхности Земли. Следовательно, вертикальные движения оказывают не только прямое воздействие на рельеф, но и опосредствованное, через климат, о влиянии которого на рельеф говорилось выше (гл. 4).

РЕЛЬЕФООБРАЗУЮЩАЯ РОЛЬ НОВЕЙШИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

В предыдущих главах речь шла об отражении геологических структур в рельефе и о влиянии на рельеф различных типов тектонических движений, безотносительно ко времени проявления этих движений.

В настоящее время установлено, что главная роль в формировании основных черт современного рельефа эндогенного происхожде-

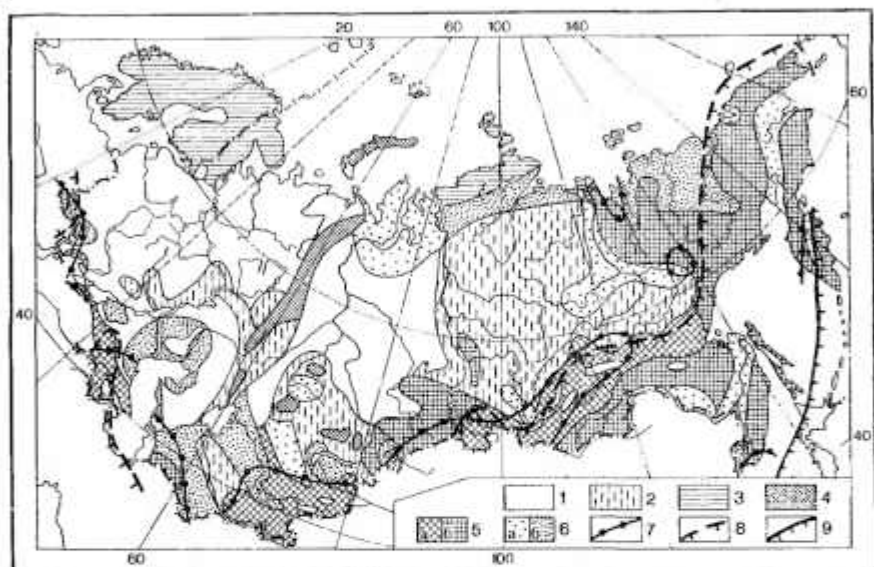


Рис. 12. Схема новейших (неоген-четвертичных) тектонических движений на территории СССР (по Н. И. Николаеву, значительно упрощена):

1 — области весьма слабо выраженных положительных движений; 2 — области слабо выраженных линейных положительных движений; 3 — области интенсивных сводовых поднятий; 4 — области слабо выраженных линейных поднятий и опусканий; 5 — области интенсивных линейных поднятий с большими (а) и значительными (б) градиентами вертикальных движений; 6 — области намечающихся (а) и преобладающих (б) опусканий; 7 — границы областей сильных землетрясений (7 баллов и более); 8 — границы проявления неоген-четвертичного вулканизма; 9 — границы распространения действующих вулканов

ния принадлежит так называемым *новейшим тектоническим движениям*, под которыми большинство исследователей понимают движения, имевшие место в неоген-четвертичное время. Об этом достаточно убедительно свидетельствует, например, сопоставление гипсометрической карты СССР и карты новейших тектонических движений (рис. 12). Так, областям со слабовыраженными вертикальными положительными тектоническими движениями в рельефе соответствуют равнины, невысокие плато и плоскогорья с тонким чехлом четвертичных отложений: Восточно-Европейская равнина,

значительная часть Западно-Сибирской низменности, плато Устюрт, Среднесибирское плоскогорье.

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

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

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

Формы рельефа, обязанные своим происхождением неотектоническим структурам, получили название *морфоструктур*. В настоящее время нет единого толкования термина «морфоструктура» ни в отношении масштаба форм, ни в отношении характера соответствия между структурой и ее выражением в рельефе. Одни исследователи понимают под морфоструктурами и прямой, и обращенный, и любой иной рельеф, возникший на месте геологической структуры, другие — только прямой рельеф. Точка зрения последних, пожалуй, более правильна. Морфоструктурами мы будем называть формы рельефа разного масштаба, морфологический облик которых в значительной степени соответствует типам создавших их геологических структур.

Данные, которыми располагают в настоящее время геология и геоморфология, свидетельствуют о том, что земная кора испытывает деформации практически всюду и разного характера: и колебательные, и складкообразовательные, и разрывообразовательные. Так например, в настоящее время поднятие испытывают территории Фенноскандии и значительная часть территории Северной

Америки, примыкающей к Гудзонову заливу. Скорости поднятий этих территорий весьма значительны. В Фенноскандии они составляют 10 мм в год (метки уровня моря, сделанные в XVIII в. на берегах Ботнического залива, приподняты над современным уровнем на 1,5—2,0 м).

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

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

О проявлении неотектонических движений можно судить по многочисленным и весьма разнообразным геоморфологическим признакам. Приведем некоторые из них: а) наличие морских и речных террас, образование которых не связано с воздействием изменения климата; б) деформации морских и речных террас и древних поверхностей денудационного выравнивания; в) глубоко погруженные или высоко приподнятые над уровнем моря коралловые рифы; г) затопленные морские береговые формы и некоторые подводные карстовые источники, положение которых нельзя объяснить эвстатическими колебаниями¹ уровня Мирового океана или другими причинами; д) antecedentные долины, образующиеся в результате пропильвания речкой возникающего на ее пути тектонического повышения — антиклинальной складки или блока (рис. 13).

О проявлении неотектонических движений можно судить и по ряду косвенных признаков. Чутко реагируют на них флювиальные формы рельефа. Так, участки, испытывающие тектонические поднятия, обычно характеризуются увеличением густоты и глубины

¹ Эвстатические колебания — медленные изменения уровня Мирового океана, происходящие одновременно и с одинаковым знаком на всей площади океана за счет возрастания или сокращения поступления воды в океан.

эрозионного расчленения по сравнению с территориями, стабильными в тектоническом отношении или испытывающими погружение. Меняется на таких участках и морфологический облик эрозионных форм: долины обычно становятся уже, склоны круче, наблюдаются изменение продольного профиля рек и резкие изменения направления их течения в плане, не объяснимые другими причинами, и т. д.

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

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

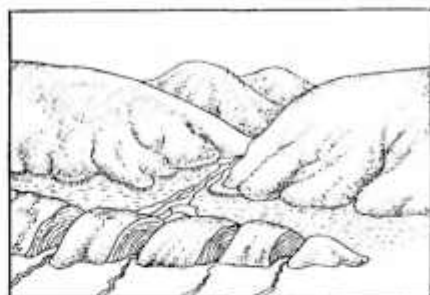


Рис. 13. Антецедентные сквозные ущелья рукавов р. Гердыманчай в восточной оконечности Карамарьянской гряды. Азербайджанская ССР (по В. А. Гроссгейму)

ГЛАВА 6. МАГМАТИЗМ И РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЕ

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

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

Примерами довольно крупных гранитных батолитов на территории СССР могут служить массив в западной части Зеравшанского хребта в Средней Азии (рис. 14), крупный массив в Конгуро-Алагезском хребте в Закавказье.

Лакколиты встречаются в одиночку или группами и часто выражаются в рельефе положительными формами в виде куполов или «караваев». Хорошо известны лакколиты Северного Кавказа

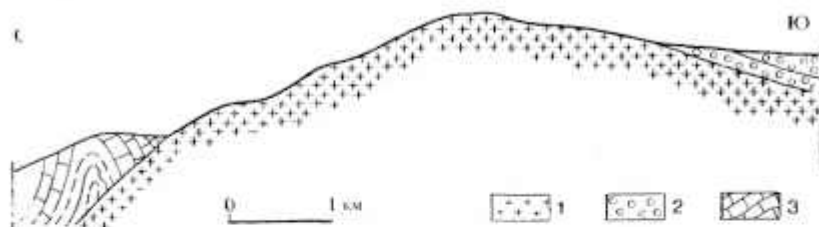


Рис. 14. Профиль батолита Чакыл-Каян, Зеравшанский хребет (по С. И. Клушникову):

1 — граниты; 2 — палеоген-неогеновые конгломераты; 3 — складки в силурийских отложениях

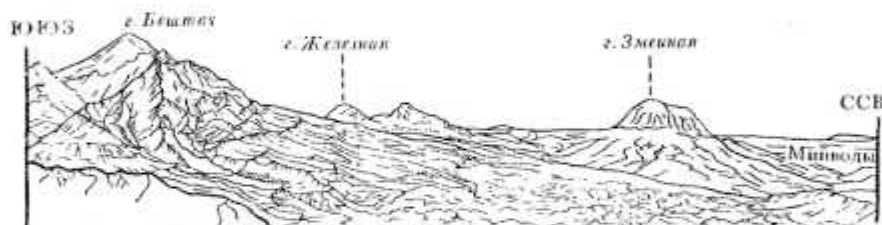


Рис. 15. Лакколиты Минеральных Вод, Северный Кавказ (рис. Н. П. Костенко)

(рис. 15) в районе г. Минеральные Воды: горы Бештау, Лысая, Железная, Зменная и др. Тщичные, хорошо выраженные в рельефе лакколиты известны также в Крыму (горы Аю-Даг, Кастань).

От лакколитов и других интрузивных тел нередко отходят жилородоподобные ответвления, называемые апофизами. Они секут вмещающие породы в разных направлениях. Отпрепарированные апофизы на земной поверхности образуют узкие, вертикальные или крутопадающие тела, напоминающие разрушающиеся стены (рис. 16, Б—Б).

Пластовые интрузии выражаются в рельефе в виде ступеней, аналогичных структурным ступеням, образующимся в результате избирательной денудации в осадочных породах (рис. 16, А—А). Отпрепарированные пластовые интрузии широко распространены в пределах Среднесибирского плоскогорья, где они связаны с внедрением пород трапповой формации¹.

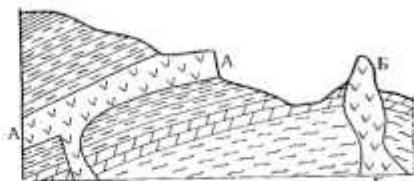
¹ Швед. *trappar* — ступени лестницы.

Магматические тела усложняют складчатые структуры и их отражение в рельефе.

Четкое отражение в рельефе находят образования, связанные с деятельностью эффузивного магматизма, или вулканизма, который создает совершенно своеобразный рельеф. Вулканизм — объект исследования специальной геологической науки — вулканологии, но ряд аспектов проявления вулканизма имеет непосредственное значение для геоморфологии.

В зависимости от характера выводящих отверстий различают извержения *площадные, линейные и центральные*. Площадные извержения привели к образованию обширных по площади лавовых пла-

Рис. 16. Отпрепарированные интрузивные тела: А—А — пластовая интрузия (силь); Б—Б секущая жила (дайки)



то. Наиболее известные из них — лавовые плато Британской Колумбии и Декана (Индия). Сплошным покровом обширные пространства земной поверхности излившиеся массы могут покрывать и при трещинном вулканизме.

В современную геологическую эпоху наиболее распространенным видом вулканической деятельности является центральный тип извержений, при котором магма поступает из недр к поверхности к определенным «точкам», обычно располагающимся на пересечении двух или нескольких разломов. Поступление магмы происходит по узкому питающему каналу. Продукты извержения отлагаются периклинально (т. е. с падением во все стороны) относительно выхода питающего канала на поверхность. Поэтому обычно над центром извержения возвышается более или менее значительная аккумулятивная форма — собственно вулкан (рис. 17).

В вулканическом процессе почти всегда можно различить две стадии — эксплозивную, или взрывную, и эруптивную, или стадию выброса и накопления вулканических продуктов. Каналообразный путь на поверхность пробивается в первой стадии. Выход лавы на поверхность сопровождается взрывом. В результате верхняя часть канала воронкообразно расширяется, образуя отрицательную форму рельефа — кратер. Последующее излияние лавы и накопление пирокластического материала¹ происходит по периферии этой отрицательной формы. В зависимости от стадии деятельности вулкана, а также характера накопления продуктов извержения выделяют несколько морфогенетических типов вулканов: маары, экструзивные купола, щитовые вулканы, стратовулканы.

¹ Пирокластический материал — общее название обломочного материала, образующегося при извержении вулканов.

Маар — отрицательная форма рельефа, обычно воронкообразная или цилиндрическая, образующаяся в результате вулканического взрыва. По краям такого углубления почти нет никаких вулканических накоплений. Все известные в настоящее время маары — не действующие, реликтовые образования. Большое число мааров описано в области Эйфель в ФРГ, в Центральном массиве во Франции. Большинство мааров в условиях влажного климата заполняется водой и превращается в озера. Размеры мааров — от 200 м до 3,5 км в поперечнике при глубине от 60 до 400 м.

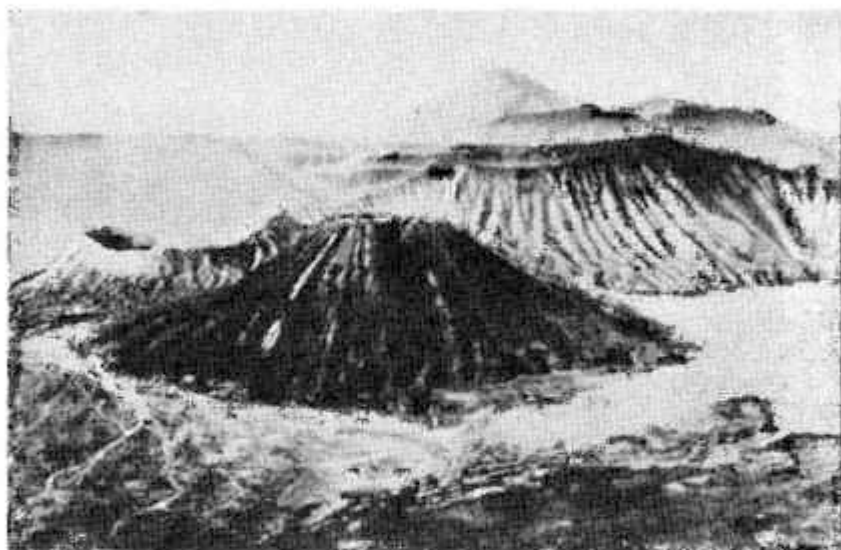


Рис. 17. Вулканические конусы. Хорошо видны кратеры и барранкосы на склонах

Кратеры взрыва, у которых в результате длительной денудации уничтожена поверхностная часть вулканического аппарата, называют *трубками взрыва*. Древние трубки взрыва в ряде случаев оказываются заполненными ультраосновной магматической породой — кимберлитом. Кимберлит — алмазонасная порода, и подавляющее большинство месторождений алмазов (в Южной Африке, в Бразилии, в Якутии) связано с кимберлитовыми трубками.

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

Экструзивные купола — вулканы, образующиеся при поступлении на поверхность кислой лавы, например, липаритового состава. Такая лава из-за быстрого остывания и высокой вязкости неспособна растекаться и давать лавовые потоки. Она нагромождается не-

посредственно над жерлом вулкана и, быстро покрываясь шлаковой коркой, принимает форму купола с характерной концентрической структурой. Размеры таких куполов — до нескольких километров в поперечнике и не более 500 м в высоту. Экструзивные купола известны в Центральном Французском массиве, в Армении и других местах.

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

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

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

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

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

Самые крупные вулканические постройки — *стратовулканы*. В строении стратовулканов участвуют как слои лав, так и слои пирокластического материала. Многие стратовулканы имеют почти правильную коническую форму: Фудзияма в Японии, Ключевская и Кроноцкая сопки на Камчатке, Попокатепетль в Мексике и др. (см. рис. 17). Среди этих образований нередки горы высотой 3—4 км. Некоторые вулканы достигают 6 км. Многие стратовулканы несут на своих вершинах вечные снега и ледники.

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

У многих потухших или временно недействующих вулканов кратеры заняты озерами.

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

Своеобразный рельеф образуют жидкие продукты извержения вулканов. Лава, излившаяся из центрального или боковых кратеров, стекает по склонам в виде потоков. Как уже говорилось, текучесть лавы определяется ее составом. Очень густая и вязкая лава успевает застыть и потерять подвижность еще в верхней части склона. При очень большой вязкости она может затвердеть в жерле, образовав гигантский «лавовый столб» или «лавовый палец», как это было, например, при извержении вулкана Пеле на Мартинике в 1902 г. Обычно лавовый поток имеет вид сплюснутого вала, протягивающегося вниз по склону, с очень четко выраженным вздутием у своего окончания. Базальтовые лавы могут давать длинные потоки, которые распространяются на многие километры и даже десятки километров и прекращают свое движение на прилегающей к вулкану равнине или плато, или же в пределах плоского дна кальдеры. Базальтовые потоки длиной в 60—70 км не редкость на Гавайских островах и в Исландии.

Значительно менее развиты лавовые потоки диоритового или андезитового состава. Их длина редко превышает несколько километров. Вообще для вулканов, выбрасывающих продукты кислого

или среднего состава, гораздо большую часть по объему составляет пирокластический, а не лавовый материал.

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

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

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

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

Объем потоков лав, излившихся из трещин в Большом грабене Исландии, достигают 10—12 куб. км. Грандиозные площадные излияния происходили в недавнем прошлом в Британской Колумбии, на плато Декан, в Южной Патагонии. Слившиеся разновозрастные лавовые потоки образуют здесь сплошные плато площадью до нескольких десятков и сотен тысяч квадратных километров. Так, лавовое плато Колумбии имеет площадь более 500 тыс. квадратных километров, а мощность слагающих его лав достигает 1100—

1800 м. Лавы заполнили все отрицательные формы предшествующего рельефа, обусловив почти идеальное его выравнивание. В настоящее время высота плато от 400 до 1800 м. В его поверхность глубоко врезаются долины многочисленных рек. На самых молодых лавовых покровах здесь сохранились глыбовый микрорельеф, шлаковые конусы, лавовые пещеры и желоба.

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

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

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

Говоря о рельефообразующей роли эффузивного магматизма, следует отметить, что при вулканических извержениях могут происходить внезапные и очень быстро протекающие изменения рельефа и общего состояния окружающей местности. Особенно велики такие изменения при извержениях взрывного типа. Например, при извержении вулкана Кракатау в Зондском проливе в 1883 г., носившем характер серии взрывов, произошло разрушение большей части острова, и на этом месте образовались глубины моря до 270 м. Взрыв вулкана вызвал образование гигантской волны — цунами, которая обрушилась на берега Явы и Суматры. Она нанесла огромный вред прибрежным районам островов, приведя к гибели десятков тысяч жителей. Другой пример такого рода — извержение вулкана Катмай на Аляске в 1912 г. До извержения вулкан Катмай имел вид правильного конуса высотой 2286 м. Во время извержения вся верхняя часть конуса была разрушена взрывами и образовалась кальдера до 4 км в поперечнике и до 1100 м глубиной.

Вулканический рельеф подвергается в дальнейшем воздействию экзогенных процессов, приводящему к формированию своеобразных вулканических ландшафтов.

Как известно, кратеры и вершинные части многих крупных вулканов являются центрами горного оледенения. Поскольку образу-

щиеся здесь ледниковые формы рельефа не имеют каких-либо принципиальных особенностей, они специально не рассматриваются. Флювиальные формы вулканических районов имеют свою специфику. Талые воды, грязевые потоки, образующиеся нередко при вулканических извержениях, атмосферные воды существенно воздействуют на склоны вулканов, в особенности на те, в строении которых главная роль принадлежит пирокластическому материалу. При этом образуется радиальная система овражной сети — так называемые *барранкосы*. Это глубокие эрозионные борозды, расходящиеся как бы по радиусам от вершины вулкана (см. рис. 17).

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

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

Для многих вулканических областей характерны выходы напорных горячих вод, называемых *гейзерами*. Горячие глубинные воды содержат много растворенных веществ, выпадающих в осадок при охлаждении вод. Поэтому места выходов горячих источников бывают окружены натечными, зачастую причудливой формы террасами. Широко известны гейзеры и сопровождающие их террасы в Йеллоустонском парке в США, на Камчатке (Долина гейзеров), в Новой Зеландии, в Исландии.

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

При продолжительной денудации вулканического рельефа в первую очередь разрушаются накопления пирокластического материала. Более стойкие лавовые и другие магматические образования

подвергаются препарировке экзогенными агентами. Характерными формами препарировки являются упоминавшиеся выше *дайки*, а также *некки* (отпрепарированные лавовые пробки, застывшие в жерле вулкана).

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

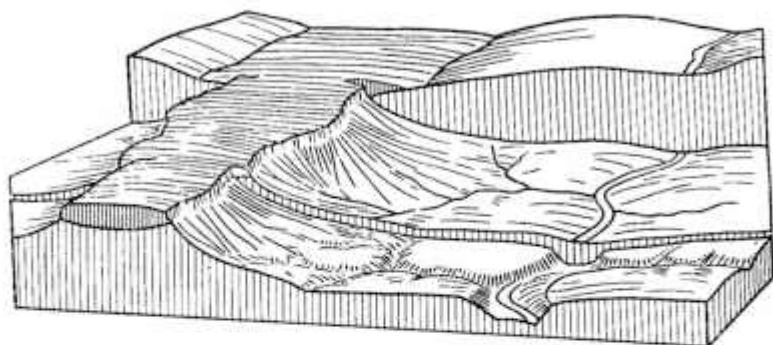


Рис. 18. Инверсия рельефа в вулканическом ландшафте. На заднем плане первичное положение потока лавы в долине; передний план — тот же лавовый поток отпрепарированный (по Дэвису)

В результате длительной денудации в вулканических районах могут возникать и инверсионные формы рельефа. Так, лавовые потоки, занимавшие первоначально понижения рельефа (долины), могут образовать продолговатую столовую возвышенность, поднимающуюся над окружающей местностью благодаря защитной роли бронирующего слоя лавы (рис. 18).

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

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

щим окраины Тихого океана, прилегающим к Азии и Австралии. Вблизи островов известно и много подводных вулканов.

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

В океане многие вулканы образуют острова, расположенные вдалеке от материков. Из океанических вулканических островов можно назвать Гавайи, Азорские острова, Реюньон, Тристан-да-Кунья и многие другие. Особую вулканическую область представляет Исландия. На первый взгляд, распределение таких вулканов кажется незакономерным, спорадическим. Однако в распространении и этих вулканов имеется достаточно четкая закономерность. Она станет ясной после того, как будут рассмотрены основные черты морфологии планетарных форм рельефа.

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

ГЛАВА 7. ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ КАК ФАКТОР ЭНДОГЕННОГО РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ

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

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

от г. Токно) площадью около 150 км^2 быстро поднялась на 200—250 м, а другая опустилась на 150—200 м.

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

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

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

Не менее, а может быть и более важную рельефообразующую роль играют некоторые процессы, вызываемые землетрясениями и сопутствующие им. При землетрясениях в результате сильных подземных толчков на крутых склонах гор, берегах рек и морей возникают и активизируются обвалы, осыпи, осы, а в сильно увлажненных породах — оползни и оплывины. Так, во время Хантского землетрясения в Таджикистане (1949) произошли крупные обвалы и осыпи, а селение Хант оказалось почти полностью погребенным под оплывиной, мощность которой достигала нескольких десятков метров. Грандиозный обвал произошел на Памире в результате землетрясения 1911 г. Обвалившаяся масса перегородила долину р. Мургаб, образовав плотину шириной более 5 км и высотой до 600 м. Предполагают, что таково же происхождение огромной плотины в верховьях долины р. Баксап на Кавказе. Часто при землетрясениях на крутых склонах гор приходит в движение весь накопившийся на них рыхлый материал, формирующий у подножья мощные осыпные шлейфы.

В результате Алма-Атинского землетрясения в 1911 г. на северном склоне Заилийского Алатау оползневые и оплывные тела заняли площадь более 400 км^2 .

Рыхлый материал, накопившийся у подножья склонов гор, в долинах рек и временных водотоков в результате описанных выше процессов, может служить источником для возникновения *селей*. Устремляясь вниз по долинам, сели производят огромную разрушительную работу, а при выходе из гор формируют обширные по площади конусы выноса.

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

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

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

Подобно вулканам, землетрясения на поверхности земного шара распределены неравномерно: в одних районах они происходят часто и достигают большой силы, в других они редки и слабы. Высокой сейсмичностью характеризуются средиземноморский пояс складчатых сооружений от Гибралтара до Малайского архипелага и периферические части Тихого океана. Значительной сейсмичностью отличаются срединно-океанические хребты, область великих озер Восточной Африки и некоторые другие территории.

Если сравнить карты географии вулканов и землетрясений, то легко убедиться, что землетрясения приурочены к тем же областям, в которых сосредоточена большая часть действующих и потухших вулканов. Разумеется, это не простое географическое совпадение, а результат единства проявлений внутренних сил Земли. Это единство выявляется еще более четко при сопоставлении карты распространения вулканов и землетрясений с картой новейших тектонических движений. Сопоставление дает основание прийти к заключению, что и вулканы, и землетрясения приурочены к областям наиболее интенсивных новейших тектонических движений.

ГЛАВА 8. СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ПЛАНЕТАРНЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА

Выше были рассмотрены некоторые формы мега-, макро- и мезорельефа, образование которых обусловлено деятельностью эндогенных процессов (см. гл. 5, 6, 7). Самые крупные формы рельефа — планетарные — также обязаны своим происхождением внутренним

силам Земли, лежащим в основе образования различных типов земной коры.

Данные геофизики, и в частности глубинного сейсмического зондирования, свидетельствуют о том, что земная кора под материками и океаническими впадинами имеет неодинаковое строение, поэтому различают материковый и океанический типы земной коры (рис. 19).

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

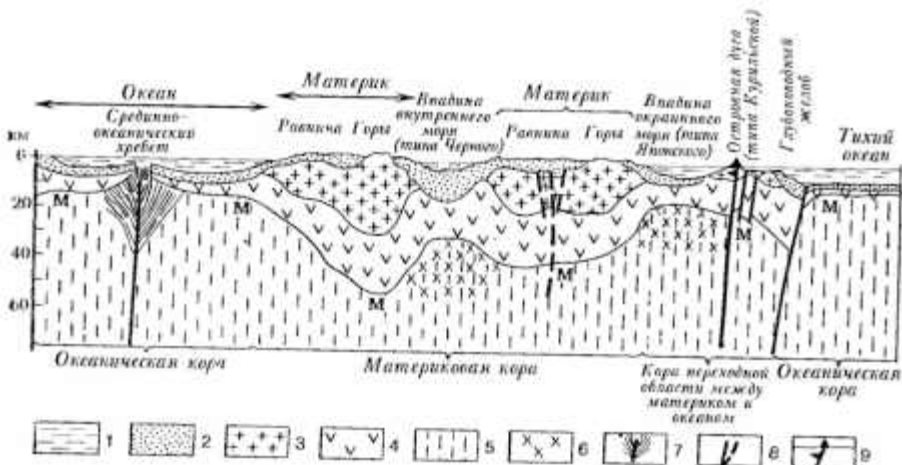


Рис. 19. Строение земной коры материков и океанов (по М. В. Муратову):

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

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

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

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

Особое строение земная кора имеет в областях перехода от материков к океанам — в современных геосинклинальных поясах, где она отличается пестротой и сложностью строения. На примере западной окраины Тихого океана можно видеть, что окраинные геосинклинальные области обычно состоят из трех основных элементов — котловин глубоководных морей, островных дуг и глубоководных желобов. Пространства, соответствующие глубоководным впадинам морей (Карибского, Японского и др.), имеют кору, по своему строению напоминающую океаническую. Здесь отсутствует гранитный слой, однако мощность коры значительно больше за счет увеличения мощности осадочного слоя. Крупные массивы суши, граничащие с такими морями (например, Японские острова), сложены корой, близкой по строению к материковой. Характерной особенностью переходных областей являются также сложное взаимосоотношение и резкие переходы одного типа коры в другой, интенсивный вулканизм и высокая сейсмичность. Такой тип строения земной коры можно назвать *геосинклинальным*.

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

Каждому из перечисленных выше типов земной коры соответствуют наиболее крупные, планетарные формы рельефа (рис. 19, 20).

Материковому типу земной коры соответствуют материк. Они образуют основные массивы суши. На значительной площади материка могут быть затоплены водами океанов. Затопленные части материков получили название *подводной окраины материков*. В гео-

физическом и геоморфологическом смысле границами материков следует считать самую нижнюю границу подводной окраины материков, где выклинивается гранитный слой и кора материкового типа сменяется океанической.

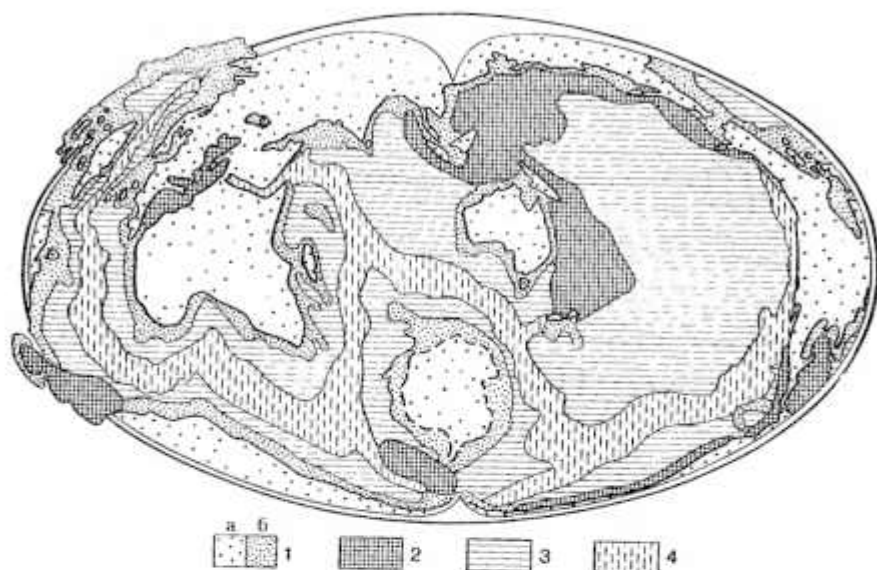


Рис. 20. Схема соотношения различных типов земной коры и планетарных форм рельефа:

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

Океаническому типу земной коры соответствует ложе океана.

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

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

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

Переходя к описанию мегарельефа названных крупнейших планетарных форм рельефа Земли, следует подчеркнуть, что при приведенном выше выделении планетарных морфоструктур береговая линия теряет свое значение как важнейшая физико-географическая граница, отделяющая сушу от морского дна. Однако роль ее безу-

словно велика, так как условия рельефообразования на морском дне и на суше существенно различны.

Следует также отметить, что на материках, являющихся весьма сложными образованиями, наряду с древними и молодыми платформами широко распространены совсем молодые морфоструктуры, обязанные своим происхождением альпийским горообразовательным движениям и еще не утратившие полностью черты, свойственные геосинклинальным областям. Однако эти морфоструктуры характеризуются уже сформировавшейся материковой земной корой.

В связи с указанными обстоятельствами дальнейшее описание форм мегарельефа суши дается по возможности отдельно от мегарельефа морского дна. Соответственно, обзор мегарельефа материков включает в себя общую характеристику равнин и гор суши, в том числе и молодые эпигеосинклинальные горные сооружения. При обзоре переходных зон основное внимание уделяется морским (океаническим) элементам этой мегаморфоструктуры.

ГЛАВА 9. МЕГАРЕЛЬЕФ МАТЕРИКОВ

Площадь материков вместе с подводной окраинной, а также альпийскими эпигеосинклинальными континентальными образованиями и участками с корой материкового типа в пределах переходных зон составляет примерно 230 млн. квадратных километров.

По структуре материков — сложные гетерогенные тела, сформировавшиеся в течение длительной эволюции литосферы и земной коры. Сложность эволюции и последовательность различных стадий образования материков находят отражение в их тектоническом и геологическом строении. По характеру тектонической активности и направленности геологического развития в пределах материков выделяются более устойчивые (более стабильные) площади, получившие названия *платформ*, и площади, обладающие большей тектонической подвижностью (мобильностью), — *геосинклинальные области*. Неоднородность строения и развития платформ и геосинклинальных областей определяет различие рельефа в их пределах и позволяет выделить в пределах материков два основных типа морфоструктур — *платформенные* и *геосинклинальные*. При более детальном рассмотрении видно, что как платформенные, так и геосинклинальные области оказываются далеко неоднородными по геологическому строению, развитию и возрасту. Эта неоднородность находит отражение в рельефе материков, в различных типах морфоструктур разного порядка.

МЕГАРЕЛЬЕФ ПЛАТФОРМ СУШИ

Как известно из курса геологии, платформы — это основные элементы структуры материков, которые в отличие от геосинклиналей

характеризуются более спокойным тектоническим режимом, меньшей интенсивностью проявлений магматизма и сейсмичности. Дифференцированность, скорости и амплитуды вертикальных колебательных движений в пределах платформ также невелики. Поэтому более 50% площади материковых платформ занято низменными равнинами, невысокими плато, плоскогорьями или шельфовыми морями типа Балтийского, Желтого и др.

Однако, как было сказано выше, материковые платформы неодинаковы по возрасту. Значительные их части, главным образом по периферии, стали платформами геологически сравнительно недавно — в мезозое. Раньше эти участки платформ были областями интенсивной деятельности эндогенных процессов, областями активного горообразования. Свидетелями этого являются горные сооружения, окаймляющие древние (докембрийские) материковые платформы: горы Северо-Востока СССР (Верхоянский хребет, хребет Черского и др.), обрамляющие с востока Сибирскую платформу, Скалистые горы, обрамляющие с запада Североамериканскую платформу, и др. На поверхности материковых платформ местами сохранились и так называемые остаточные горы более древних складчатых сооружений, сильно денудированные, но еще достаточно заметные в рельефе: Гвианское и Бразильское нагорья в пределах Южноамериканской платформы, ряд нагорий и горных массивов в пределах Африкано-Аравийской платформы и др. Наконец, известны и такие участки платформ, которые, несмотря на свою древность, в недавнем геологическом прошлом испытали коренную перестройку рельефа, стали тектонически активными и на их месте возникли горы. В ряде случаев такие районы характеризуются высокой сейсмичностью и проявлением современного вулканизма. Это так называемые горы возрожденных подвижных поясов, о которых речь пойдет несколько позднее.

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

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

трубки взрыва. По ряду признаков к платформам южного полушария близки Сибирская и Индостанская платформы.

Важнейшими структурными элементами древних платформ, кроме отмеченных выше щитов, являются антеклизы и синеклизы, обычно выраженные в рельефе в виде обширных возвышенностей и впадин. Следует отметить, что антеклизы и синеклизы чаще всего связаны с подвижками блоков фундамента по разломам. Отражение этих структур в рельефе оказывает существенное влияние на распределение поверхностного стока и формирование речных систем. Последние тяготеют к синеклизам и другим более мелким отрицательным структурам, а основные водоразделы располагаются в пределах антеклиз. Так, в пределах Восточноевропейской платформы системы Среднего Днепра, Верхней Волги, Печоры довольно четко укладываются в контуры соответственно Украинской, Московской и Печорской синеклиз.

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

Аккумулятивные равнины обычно сложены с поверхности мощными толщами новейших, неоген-четвертичных слабо консолидированных отложений, хотя часто аккумулятивный процесс здесь имеет унаследованный характер. Например, аккумулятивная равнина Амазонки, приуроченная к одноименной синеклизе Южноамериканской платформы, начала формироваться еще в протерозое. В основании аккумулятивной равнины Прикаспийской низменности лежат пермские отложения палеозоя и т. д.

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

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

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

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

На участках платформ, характеризующихся горизонтальным или пологонаклонным залеганием пород различной стойкости, денудация ведет к образованию *столовых* или *ступенчатых равнин* и *плато*. Такие плато широко развиты в пределах Африканской платформы. Расчленение окраин столовых плато нередко ведет к образованию останцов с крутыми склонами и горизонтальной вершинной поверхностью. Останцовые возвышенности обычно называют *столовыми горами* (см. рис. 4).

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

Теоретически идеальной денудационной равниной является пенеплен (от *reperlain* — почти равнина). Однако даже наиболее близкие к этому понятию денудационные равнины щитов заметно отличаются от теоретического пенеплена большим разнообразием колебаний относительных высот и характером сочленения сопряженных форм рельефа. Это объясняется изменчивостью (циклическостью) геологического развития земной поверхности, различием физико-географической обстановки, а в некоторых случаях и осо-

бенностью условий формирования рельефа. Так, приподнятость и расчлененность рельефа Балтийского и Канадского щитов обусловлены не только сложностью их геологической структуры, но и неравномерностью изостатических поднятий, связанных с таянием ледстоцевого ледникового покрова. Поднятие вызвало омоложение или оживление древних разломов, обусловив врезание и существенную перестройку речной сети и тем самым значительное отклонение облика рельефа от рельефа идеального (теоретического) пенеplена.

Длительность континентального периода развития отдельных частей материковых платформ неодинакова, поэтому и денудационные процессы на разных участках срезали различную толщю залегающих с поверхности пород. 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 др.) и т. д.

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

Среди денудационных равнин платформ суши следует упомянуть так называемые *краевые денудационные равнины*, обрамляющие платформы либо вдоль морского края, либо вдоль подножья гор. Краевые равнины бывают выработаны в складчатой структуре, однако их образование в принципе возможно и при горизонтальной и при моноклиальной структурах. Приморские краевые равнины, как правило, абразионного происхождения. Поверхность их срезает коренные структуры по некоторой наклонной плоскости, уклон которой слегка нарастает в сторону моря. Примером краевой абразионной равнины может служить Зауральское плато, выработанное в складчатых структурах восточного склона Урала морскими бассейнами палеогенового возраста.

Краевые равнины на складчатом основании могут образоваться у подножья гор при параллельном отступании их склонов под действием денудации. Такие равнины получили название *педиментов* (pedimentum — подножие). Типичный пример педимента — предгорная равнина, примыкающая к юго-восточному склону Анналачей, — Пьемонт, представляющая собой выровненную слабонаклонную (3—5°) поверхность с маломощным чехлом рыхлых отложений.

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

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

Следовательно, в пределах древних платформ четко выделяются по происхождению и характеру рельефа равнины аккумулятивные

и денудационные. Общий облик рельефа первых во многом зависит от мощности рыхлых покровных образований и мощности осадочного чехла в целом. На облик рельефа вторых существенное влияние оказывают структуры, на которых сформировались денудационные равнины. Мезо- и микроформы рельефа равнин во многом зависят от характера воздействующих экзогенных факторов, «набор» и относительная значимость которых определяются широтной зональностью. Поэтому именно на равнинах платформ, располагающихся иногда в нескольких климатических зонах, наиболее четко прослеживается зональность рельефа экзогенного происхождения и современных геолого-геоморфологических процессов. Так, северная часть Восточноевропейской равнины характеризуется широким развитием ледникового рельефа, созданного покровным оледенением. На крайнем севере этой равнины в условиях полярного климата развиты формы рельефа, связанные с наличием вечной мерзлоты. Гумидный климат центральной части равнины обусловил развитие эрозионного рельефа, а аридный климат юго-востока — эолового. Зональность прослеживается в рельефе как аккумулятивных, так и денудационных равнин.

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

В некоторых случаях горы на щитах могут представлять собой отпрепарированные крупные магматические тела, например Хибинские горы на Балтийском щите. Наконец, возможно образование гор щитов и платформ в результате интенсивного врезания рек при сводовых поднятиях щитов и антеклиз. Примером таких гор могут служить горы Виндхья в Индии. Они образовались в результате эрозионного расчленения края щита и их рельеф оказался практически не связанным с древней структурой Индостана.

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

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

В рельефе молодых платформ есть и существенные отличия от рельефа древних платформ. Главное отличие заключается в резком возрастании горного рельефа, особенно в пределах мезозойских платформ. Различна также структура и рельеф гор. Горы молодых платформ хотя и утратили свою высокую тектоническую активность, в подавляющем большинстве случаев четко выражены в рельефе, имеют ясную линейную ориентировку (Урал, Аппалачи, Большой Водораздельный хребет Австралии и др.), хотя последней может и не быть (Центральный Французский массив, ряд массивов в пределах Казахского мелкосопочника). В горах и на равнинах молодых платформ четче прослеживается связь молодых структур с древними. Так, в горах Урала, северной части Аппалачей древние структуры хотя и срезаны на большую глубину, тем не менее продолжают контролировать наиболее крупные черты рельефа этих горных стран, т. е. последующие тектонические движения здесь проявились согласно с древней структурой. В юго-западных Аппалачах, в Капских горах (Южная Африка), в большинстве гор мезозойского возраста древние структуры срезаны неглубоко, и они целиком определяют все основные черты современного рельефа этих гор.

Есть в пределах молодых платформ и такие горы, которые образовались в результате разрывной тектоники, проявившейся согласно с древней структурой: Скандинавские горы, горы Центральной Европы (Гарц, Шварцвальд, Вогезы и др.).

Таким образом, среди гор молодых платформ можно выделить: а) горы с неглубоко срезанной древней структурой, четко выраженной в современном рельефе; б) горы с глубоко срезанной древней структурой, унаследованной последующими движениями и проявляющейся в современном рельефе; в) горы, образованные главным образом разрывной тектоникой, с невыраженной древней структурой.

В рельефе молодых платформ четко прослеживается как высотная поясность, так и широтная климатическая зональность. Первая является следствием значительных абсолютных высот гор, вторая — их протяженности. Одна и та же горная система оказывается в разных климатических зонах и, следовательно, подвергается воздействию различных внешних агентов. В связи с этим, например, рельеф Северного Урала резко отличается от рельефа Среднего Урала, а рельеф последнего не менее резко отличается от рельефа Южного Урала. Такая же картина наблюдается в Аппалачах.

Необходимо отметить, что многие горы платформ как древних, так и особенно молодых характеризуются некоторым увеличением мощности земной коры (до 55 км) и отрицательными аномалиями силы тяжести, распределение которых в отличие от равнин нередко имеет линейный характер. Таким образом, в основе орографического обособления гор от равнин в пределах материков лежат также различия в строении земной коры, хотя и менее значительные, чем те, которые привели к обособлению планетарных форм рельефа.

МЕГАРЕЛЬЕФ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ МАТЕРИКОВ

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

В пределах геосинклинальных подвижных поясов В. Е. Ханн выделяет *окраинноматериковые*, формирующиеся в зоне перехода между материками и океанами, и *внутриматериковые*. Мегарельеф переходных зон более подробно рассмотрен в следующей главе.

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

Каждая геосинклинальная область в своем развитии переживает несколько этапов. На первом этапе идет интенсивное прогибание дна бассейна. По мере прогибания происходит накопление мощной толщи осадков. Прогибающаяся толща осадков деформируется, подвергается динамическому и термическому воздействию. Этот процесс сменяется складчатостью, внедрением интрузий и затем общим поднятием рельефа — выжиманием всей складчатой и пронизанной интрузиями толщи. В ходе поднятия образуются глубокие разломы, по которым на поверхность прорывается магма, развивается вулканизм. Все эти процессы сопровождаются частыми и сильными землетрясениями. В процессе дальнейшего развития пояса

вулканизм затухает, напряженность тектонических процессов снижается. Сформировавшаяся на месте геосинклинали горная страна постепенно нивелируется, и на месте бывшей геосинклинальной области, области интенсивного горообразования, формируется относительно малоподвижная структура — платформа. Последовательность описанных событий можно проследить, изучая современные геосинклинали, находящиеся на разных стадиях развития.

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

В пределах материков в постгеосинклинальной стадии развития находится Средиземноморский пояс альпийской складчатости. По структуре и характеру мегарельефа этот пояс далеко не однороден. На западе наряду с широким развитием структур материкового типа сохранились морские впадины с субокеаническим типом земной коры. Для них характерна очень большая мощность осадочного слоя: в котловинах Средиземного моря 5—8 км, в Черном море — более 15 км, в Южном Каспии — до 25 км. Сохранились в рельефе пояса, хотя и утратили свою морфологическую индивидуальность, свойственные переходным зонам островные дуги (дуга Ионических островов, Крита и Родоса в Средиземном море) и глубоководные желоба (Эллипский желоб глубиной около 5,5 км, см. рис. 30).

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

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

Н. В. Башенниа, характеризуя основные черты мегарельефа альпийских гор с материковой корой (т. е. находящихся в постгеосинклинальной стадии развития), выделяет три основных элемента рельефа: горы со сводово-складчатой и складчатой структурой, нагорья (межгорные плато) и межгорные впадины.

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

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

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

Характерным элементом мегарельефа альпийских горных сооружений являются также предгорные впадины, представляющие собой участки соседних платформ, втянутые в зону геосинклинального тектогенеза и испытавшие значительное прогибание. В современном рельефе они выражены предгорными аккумулятивными (преимущественно аллювиальными и аллювиально-пролювиальными) равнинами (Месопотамская и Индостанская, Кубанская и Терская низменности и др.). Ближе к горам равнины становятся наклонными и характеризуются большими высотами и более значительным эрозионным расчленением (наклонные равнины Средней Азии, Предальпийские равнины).

В целом альпийские горные сооружения материков — области максимальной интенсивности денудационных процессов и важнейшие источники осадочного материала, поставляемого в океаны и во впадины материков.

Мегарельеф возрожденных горных поясов (эпиplatformенных гор). В пределах материков наряду с остаточными древними горами

типа Уральских, Центральноказахстанских или Аппалачских, максимальные высоты которых не выходят за пределы 1500—2000 м, встречаются горы, характеризующиеся высокой тектонической активностью и, как следствие этого, значительными абсолютными высотами, достигающими 5—7 км, а также высокой степенью сейсмичности и в отдельных случаях — современным вулканизмом.

Анализ геологического строения возрожденных горных поясов показывает, что современное простирание их далеко не всегда соответствует древним структурным линиям. Такие горы, как правило, сложены древними кристаллическими породами, испытавшими складчатость и консолидацию в докембрии, или же во время каледонского, герцинского или раннемезозойского орогенеза. Они имеют платформенную структуру, но по тектонической активности не уступают молодым альпийским геосинклинальным сооружениям.

К горам, возникшим на платформенной основе, относятся высочайшие горы Центральной Азии — Тянь-Шань и Куньлунь (на герцинской структуре), в Восточной Сибири — Саяны и Байкальская горная страна (на каледонской и докембрийской структурах), горы Северо-Востока СССР и Скалистые горы в США (на мезозойской и герцинской структурах), горы Восточной Африки и прилегающей к Красному морю части полуострова Аравия (на докембрийской структуре) и др. Геоморфологический анализ показывает, что амплитуды тектонических деформаций в горах этого типа за время альпийского орогенеза составили от 5 до 15 км. Такие горные системы были названы советским тектонистом В. Е. Хаиним *«возрожденными горами»*. С. С. Шульц, Н. И. Николаев и др. называют их *«областями молодого горообразования»*, В. В. Белоусов — *«активизированными платформами»*, М. В. Муратов — *«областями эпиплатформенного орогенеза»*. Рельеф возрожденных горных поясов отличается большим разнообразием, которое определяется характером и возрастом исходных структур, степенью тектонической активности во время альпийского орогенеза и экзогенными морфоскульптурами. В то же время мегарельефу всех возрожденных горных поясов свойственна одна общая черта: он образовался главным образом в результате разрывной тектоники.

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

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

Рифты Восточной Африки продолжаются на север впадиной Красного моря, ограниченной с обеих сторон асимметричными сбросо-глыбовыми хребтами, а также впадинами залива Акаба и Мертвого моря. На севере рифты примыкают к Альпийско-Гималайскому внутриматериковому геосинклинальному поясу гор.



Рис. 21. Схема рифтов Восточной Африки (по М. В. Муратову):

1 — линии сбросов; 2 — рифты.

шинами горных хребтов и коренным ложем разделяющих их впадин. Если в пределах Восточноафриканского пояса амплитуды относительных высот между вершинами хребтов и коренным ложем впадин не выходят за пределы 7—8 км, то в Центральном азиатском поясе они достигают 12 км.

Различие исходных тектонических структур, асинхронность во времени и пространстве неотектонических движений явились причиной различия высот и морфологических черт рельефа в разных частях Центральном азиатского пояса. Однако, несмотря на

На северо-востоке рифтовая зона Восточной Африки через Аденский залив смыкается с рифтовой зоной Аравийско-Индийского срединно-океанического хребта (рис. 21).

Центральном азиатский возрожденный горный пояс сформировался на структурах разного возраста — от докембрийских (в Забайкалье) до позднелазейских. Подобно Восточноафриканскому, в Центральном азиатском возрожденном горном поясе новейшие крупные тектонические структуры не совпадают с первичными (платформенными) структурами. Но Центральном азиатский горный пояс испытал более интенсивную тектоническую активизацию, и это нашло отражение в рельефе: к нему приурочены высочайшие горные хребты земного шара — Тянь-Шань с вершиной пик Победы (7439 м), Куньлунь с горой Улугмузтаг (7723 м), Каракорум с вершиной Чогори (8611 м). Здесь больший размах относительных высот между соседними вер-

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Проблема причинности и характера процессов образования возрожденных гор остается пока нерешенной. Однако геоморфологический анализ соотношения некоторых форм мегарельефа материков и океанов позволяет высказать определенные суждения по этой проблеме. Это относится прежде всего к соотношению возрожденных горных поясов с рифтовыми системами срединно-океанических хребтов.

Как было показано выше (см. с. 74), рифтовая зона Восточной Африки через Адениский залив смыкается с рифтовой зоной Аравийско-Индийского срединно-океанического хребта. Связь зон подчеркивается и составом вулканических продуктов рифтовой зоны Восточной Африки: здесь развиты преимущественно основные (базальтовые) лавы, более близкие к океаническому типу вулканического материала, нежели к составу такового геосинклинальных областей.

Система рифтов северной части Восточнотихоокеанского хребта, согласно американским авторам, продолжается на материк в виде зон разломов, горстов и грабенов Калифорнии, Большого Бассейна и Главного рифта Скалистых гор. Эта связь прослеживается и по переходу сейсмического пояса Восточнотихоокеанского хребта на материк в этом районе.

Перед Адениским заливом в Аравийском море на северо-восток от Аравийско-Индийского хребта отходит небольшой подводный хребет Меррея, который также имеет рифтовую структуру и отличается сейсмичностью, поэтому его можно рассматривать как одно из ответвлений срединно-океанической системы. Зона разломов, идущая по гребню хребта, прослеживается на подводной окраине материка и на самом материке в виде сейсмической зоны Кветта, отделяющей Белуджистан от Индо-Гангской депрессии. На севере зона Кветта, по-видимому, смыкается с Центральнoазнатским поясом возрожденных гор в районе Памира.

Наконец, срединный хребет Северного Ледовитого океана также примыкает к матерiku. На продолжении его зоны разломов в Якутии расположена зона верхоянских разломов. Южнее протягивается система разломов Алданского щита и Байкальской горной страны. Байкал, как показали недавние исследования (В. В. Ломакин, Н. А. Флоренсов), представляет собой рифт, очень сходный по строению и геофизическим свойствам с рифтовыми озерными

впадинами Восточной Африки и рифтовыми долинами срединных хребтов. Таким образом, рифтовая зона срединного хребта Северного Ледовитого океана примыкает с севера к крупнейшему поясу возрожденных гор — Центральноазиатскому.

Следовательно, в ряде случаев рифтогенные зоны океанов имеют свое продолжение на материках.

Существует гипотеза, что причиной возникновения возрожденных гор на месте бывших платформ является распространение процесса рифтогенеза, свойственного срединно-океаническим хребтам, на материки. Образование рифтогенных поясов связано с процессами в мантии, и, по-видимому, этот глубинный процесс может в одинаковой степени «проектироваться» снизу как на участки Земли с океанической корой, так и на участки, сложенные материковой корой.

На участках с океанической корой процесс рифтогенеза «перерабатывает», деформирует тонкую и более или менее однородную по составу кору. Она вспучивается, образуется вал — срединный хребет. Кора в своде хребта разламывается, возникает рифтовая структура.

При деформации мощной и сложно построенной материковой коры возникают рифтовые структуры, сходные с океаническими (Красное море, рифт Мертвого моря и др.). Если земная кора оказывается очень мощной, происходит ее взламывание либо по старым, либо по новым разломам. Вертикальные движения приобретают блоковый и дифференцированный характер (Тянь-Шань, Байкальская горная страна, Большой Бассейн). Одновременно могут обновляться древние структурные линии. При очень глубоком проникновении образующихся разломов возникают вулканические процессы и обусловленные ими формы рельефа. Поскольку вспучивание земной коры неизбежно ведет к ее растяжению, вертикальные движения сопровождаются горизонтальными, направленными в противоположные стороны от рифтовой зоны. В результате материковая кора расплзается, образуется как бы огромная зияющая трещина, на дне которой обнажается базальтовый слой. Именно такую картину можно нарисовать по результатам сейсмических исследований в Красном море, на Байкале и в некоторых других рифтах, где под современными и молодыми осадками не обнаруживается гранитного слоя, а скорости прохождения упругих волн соответствуют таким, которые наблюдаются в базальтовом слое.

МЕГАРЕЛЬЕФ ПОДВОДНЫХ ОКРАИН МАТЕРИКОВ

Около 35% площади материков покрыто водами морей и океанов. Мегарельеф подводной окраины материков имеет свои существенные особенности. Примерно $\frac{2}{3}$ ее приходится на северное полушарие и только $\frac{1}{3}$ на южное. Следует отметить также, что чем больше океан, тем меньшую долю от его площади занимает под-

водная окраина материков. Например, у Тихого океана она составляет 5%, у Северного Ледовитого — 50%.

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

Шельф. Прибрежную, относительно мелководную часть морского дна, имеющую более или менее выравненный рельеф и в структурно-геологическом отношении представляющую собой непосредственное продолжение прилегающей суши, целесообразно называть *шельфом*. Более 90% площади шельфа составляют затопленные равнины материковых платформ, которые в различные геологические эпохи в связи с изменением уровня океана и вертикальными движениями земной коры затоплялись то в большей, то в меньшей степени. Например, в меловое время шельфы были распространены гораздо шире, чем сейчас. Во время четвертичных оледенений уровень океана понижался более чем на 100 м по сравнению с современным, и, соответственно, обширные пространства внешнего шельфа тогда представляли собой континентальные равнины. Таким образом, верхняя граница шельфа непостоянна, она меняется из-за абсолютных и относительных изменений положения уровня Мирового океана. Самые недавние изменения уровня были связаны с чередованием ледниковых и межледниковых эпох в четвертичное время. После таяния ледникового покрова в северном полушарии уровень океана поднялся примерно на 100 м по сравнению с положением его во время последнего оледенения.

Рельеф шельфа преимущественно равнинный: средние уклоны поверхности от 30' до 1°. В пределах шельфа широко распространены реликтовые формы рельефа, возникшие в прошлом в континентальных условиях (рис. 22). Например, на атлантическом шельфе США к северу от полуострова Кейп-Код дно представляет собой затопленную ледниково-аккумулятивную равнину со всеми характерными формами гляциального рельефа. Южнее полуострова Кейп-Код, куда последнее оледенение не распространялось, прослеживается холмистая равнина с округлыми мягкими водоразделами и четко выраженными затопленными речными долинами. Во многих районах в пределах шельфа распространены различные структурно-денудационные (также реликтовые) формы рельефа, образовавшиеся в результате воздействия денудационных факторов на геологические структуры. Например, при моноклинальном залегании пород довольно часто формируется характерный грядовый рельеф, связанный с препарировкой прочных пород¹.

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

Поскольку равнины шельфа представляют собой преимущест-

¹ См. образование подобных форм в субэральных условиях в гл. 4.

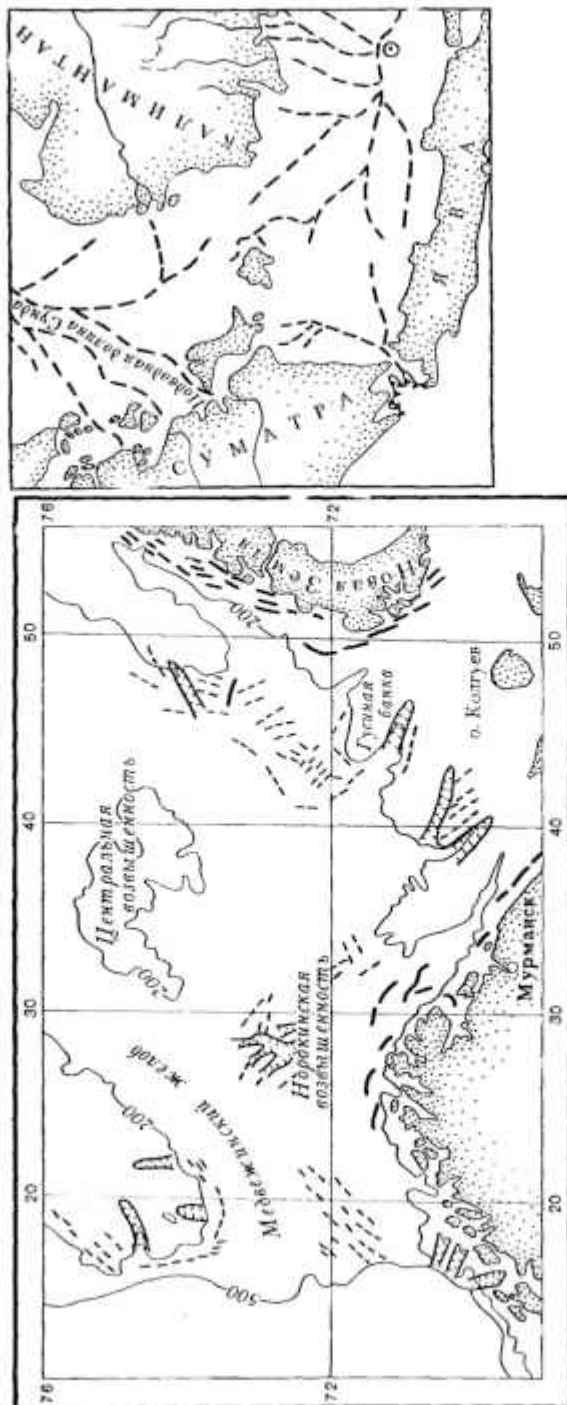


Рис. 22. Реликтовый субаральный рельеф на шельфе, слева — ледниковый рельеф на дне Баренцева моря (по Матшову, 1977); справа — затопленные речные долины Янскового шельфа:
 1 — ледниковые долины, 2 — молодые моренные образования, 3 — древние моренные образования, 4 — изобаты

венно затопленные равнины материковых платформ, то и крупные черты рельефа здесь обусловлены (как и на суше) особенностями структуры этих платформ. Пониженные области шельфа обычно соответствуют синеклизам, возвышенности — антеклизам. Нередко на шельфе встречаются отдельные впадины, резко переуглубленные относительно соседних участков дна. В большинстве случаев такие впадины представляют собой грабены, днища которых выстланы толщей современных морских отложений. Таковы, например, западная впадина Белого моря, глубина которой более чем на 100 м превышает глубину на соседних участках, желоб Святого Лаврентия на канадском шельфе Атлантического океана и многие другие.

Раньше было общепринятым представление о том, что шельф заканчивается на глубине 200 м, где он сменяется *материковым склоном*. Современные исследования показали, что трудно говорить о какой-то определенной глубине, до которой распространяется шельф. Границей между шельфом и материковым склоном является *бровка шельфа* — почти всегда четко выраженный перегиб профиля дна, ниже которого уклоны дна значительно возрастают. Часто бровка находится на глубине 100—130 м, в других случаях, например на современных абразионных подводных равнинах, она отмечается на глубине и 50—60 м, и 200 м. Есть также шельфовые равнины, распространяющиеся на гораздо большие глубины. Так, большая часть дна Охотского моря — шельф и по геологическим, и по геоморфологическим признакам, а глубины здесь в основном 500—600 м, местами даже более 1000 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 материков.

Одной из интересных форм рельефа шельфа являются затопленные береговые линии — комплексы береговых абразионных и аккумулятивных форм, отмечающие уровни моря в прошлые эпохи. Изучение древних береговых линий, так же как и изучение вертикальных разрезов отложений шельфа (при помощи бурения или грунтоотборных трубок), позволяет выяснить конкретные детали истории развития шельфа в том или ином районе.

На шельфе широко распространены также различные формы рельефа, образованные современными субаквальными процессами — волнением, приливными и другими течениями (см. о них в гл. 19). В тропических водах в пределах шельфа весьма типичны коралловые рифы — формы рельефа, созданные колониями коралловых полипов и известковых водорослей (см. гл. 20).

Прибрежные участки дна, прилегающие к островам переходной зоны или имеющие океаническую структуру, выравненные и относительно мелководные, также обычно называют шельфом. Эта разновидность шельфов занимает незначительную площадь, составляющую, вероятно, всего несколько процентов от всей площади шельфа, в основном имеющего платформенную структуру.

Материковый склон. Более или менее узкая зона морского дна ниже (глубже) бровки шельфа, характеризующаяся относительно крутым уклоном поверхности, представляет собой **материковый склон**. Средний угол уклона материкового склона — $5-7^\circ$, а нередко $15-20^\circ$. Известны отдельные участки материковых склонов, где уклон превышает 50° . В большинстве случаев материковый склон имеет ступенчатый профиль, и большие уклоны приходится как раз на уступы между ступенями. Дно между уступами имеет вид наклонной равнины. Иногда ступени бывают очень широкими (десятки и сотни километров). Их называют **краевыми плато** материкового склона. Типичным примером краевого плато является подводное плато Блейк, расположенное к востоку от Флориды (рис. 23). Оно отделяется от шельфа на глубинах около 100 м уступом и дальше простирается в виде широкой наклонной к востоку ступени до глубины 1500 м, где заканчивается очень крутым уступом, уходящим на большую глубину (более 5 км). У материкового склона Аргентины насчитывается до десятка таких (правда, более узких) ступеней.

В пределах материкового склона довольно широко распространены расчленяющие его вкрест простирания **подводные каньоны**. Эти глубоко врезаемые ложбины иногда располагаются так часто, что придают в плане бровке шельфа облик бахромы (рис. 24). Глубина вреза многих каньонов достигает 2000 м, а протяженность наиболее крупных из них — сотни километров. Склоны каньонов крутые, поперечный профиль нередко V-образный. Уклоны продольного профиля подводных каньонов в верховьях в среднем 0,12, в средних отрезках — 0,07, в нижних — 0,04. Многие каньоны имеют ответвления, извилисты, чаще довольно прямолинейны. Они прорезают весь материковый склон, а наиболее крупные продолжают и глубже основания склона. В устьях каньонов обычно отмечаются крупные аккумулятивные формы — **конусы выноса**.

Подводные каньоны очень напоминают речные долины или



Рис. 23. Краевое плато Блейк (атлантическая подводная оканная Северной Америки)

каньоны горных стран. Характерно, что многие крупные каньоны лежат напротив устьев больших рек, образуя как бы подводные продолжения их долин. Эти черты сходства и связи подводных каньонов с речными долинами натолкнули на мысль, не являются ли подводные каньоны затопленными речными долинами. Так возникла эрозионная, или флювиальная, гипотеза образования подводных каньонов.

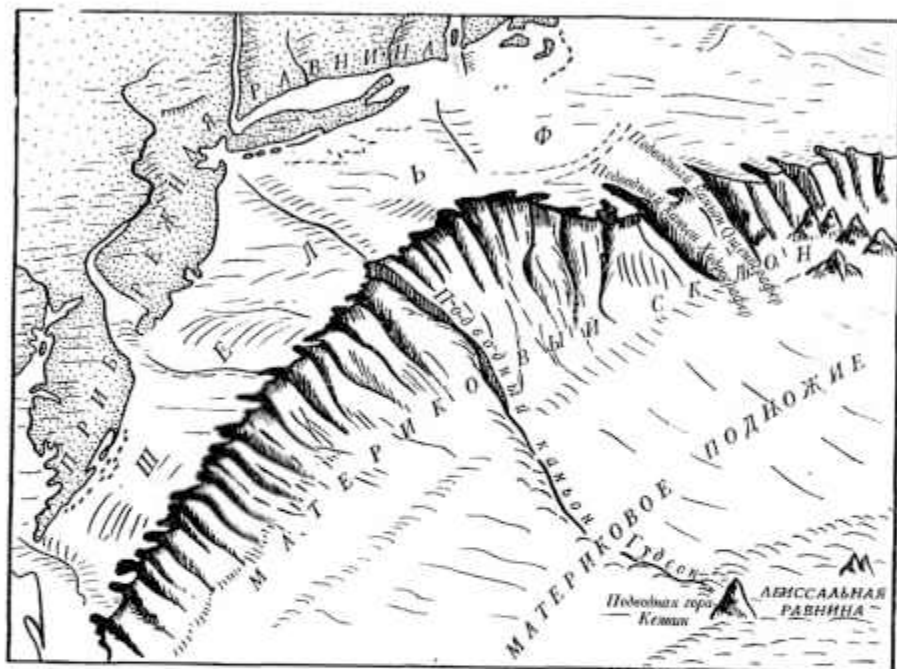


Рис. 24. Атлантическая подводная окраина Северной Америки: шельф, материковый склон с каньонами, материковое подножие

Однако при определенных чертах сходства есть и заметные различия между подводными каньонами и речными долинами. Прежде всего, продольный профиль большинства каньонов гораздо круче, чем профиль горных речных долин. Нередко в каньонах наблюдаются значительные обратные уклоны, что также не согласуется с гипотезой их речного происхождения. Бросается в глаза также то обстоятельство, что многие подводные каньоны располагаются как бы на продолжении равнинных рек, а сами по облику близки к горным долинам и характеризуются очень глубоким врезанием в породы, слагающие материковый склон.

Большинство каньонов заканчиваются на глубинах 3000 и более метров. Если принять речную гипотезу их образования, то при-

дется допустить, что уровень океана когда-то был на три и более километра ниже современного, причем геологически недавно — в четвертичное время или в плейстоцене, так как некоторые каньоны прорезают очень молодые — палеогеновые и даже миоценовые породы. Однако в соответствии с современными представлениями о масштабах четвертичного оледенения уровень океана в плейстоцене не снижался более чем на 100—110 м. Считать же, что все подводные каньоны оказались на такой большой глубине вследствие тектонического опускания нижних отрезков речных долин тоже нельзя, так как они имеют повсеместное распространение. Кроме того, даже такое допущение не объясняет их глубокой врезанности.

Вопрос о происхождении подводных каньонов должен рассматриваться совместно с вопросом о генезисе и тектонической природе материкового склона. Можно считать, что материковый склон в своей основе — это система ступенчатых сбросов, образовавшихся в результате скалывания края материкового выступа, оказавшегося в пограничной зоне между областью с тенденцией к поднятию или слабому погружению — материковой платформой и областью с тенденцией к значительному погружению — ложем океана. Скалывание и возрастание тенденции к погружению по направлению к ложу океана и обусловили ступенчатый профиль материкового склона. Одновременно возникающие в земной коре напряжения находили разрядку и другим путем — в образовании радиальных разломов, рассекающих материковый склон вкrest 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, выкроенные по близко располагающимся радиальным разломам (рис. 25).

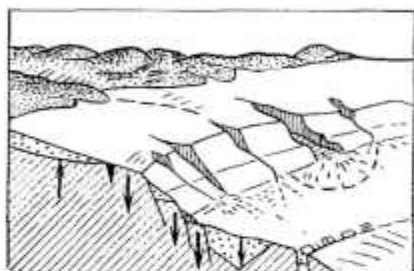


Рис. 25. Схема, иллюстрирующая тектоническое заложение подводных каньонов

Геофизические и геологические данные говорят в пользу того, что материковому склону свойственна земная кора материкового типа. Образцы коренных пород, взятые в подводных каньонах и на ступенях материкового склона с исследовательских судов с помощью специальных приборов — драг, показали, что это породы того же состава и возраста, что и на прилегающей суше и на шельфе. Наиболее убедительно геологическое, а следовательно, и геоморфологическое единство материковых платформ суши, шельфа и материкового склона было доказано подводным бурением. Геологический профиль, построенный по данным морских скважин в районе плато Блейк, свидетельствует о том, что геологические

напластования, слагающие прибрежную равнину, прослеживаются как в пределах шельфа, так и на материковом склоне.

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

Материковое подножье. Материковое подножье наряду с шельфом и материковым склоном — крупнейшая форма рельефа подводной окраины материка.

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

С помощью глубинного сейсмического зондирования выяснено, что структура материкового подножья характеризуется глубоким прогибом земной коры, и большая мощность осадков здесь возникает именно в результате заполнения этого прогиба. Главный источник поступления осадочного материала — продукты разрушения пород суши, выносимые реками в пределы шельфа, откуда этот материал в огромных количествах выносится в результате подводного оползания масс осадков и действия мутьевых потоков. О мутьевых потоках более подробно говорится в главе 20, здесь же отметим, что подводные каньоны служат трассами для наиболее мощных из них, которые и создают огромные конусы выноса в устьях подводных каньонов. Вся аккумулятивная равнина материкового подножья может таким образом рассматриваться как огромный шлейф из осадков, накапливающихся у основания материкового склона.

Глубинное сейсмическое зондирование показывает, что под мощной толщей отложений все еще продолжается кора материкового типа, хотя мощность ее здесь заметно уменьшается (рис. 26). При-

существование гранитного слоя в земной коре, составляющей материковое подножье, дает основание считать его наряду с шельфом и материковым склоном одним из крупных элементов подводной окраины материка. Вместе с тем материковое подножье — прежде всего аккумулятивное образование, поэтому нередки случаи распространения его в пределы развития океанической земной коры.

В некоторых районах строение материкового подножья заметно отличается от описанного. Например, к востоку от уже упоминавшегося плато Блейк материковое подножье в рельефе океанского дна выражено очень глубокой впадиной (до 5,5 км глубины), при-

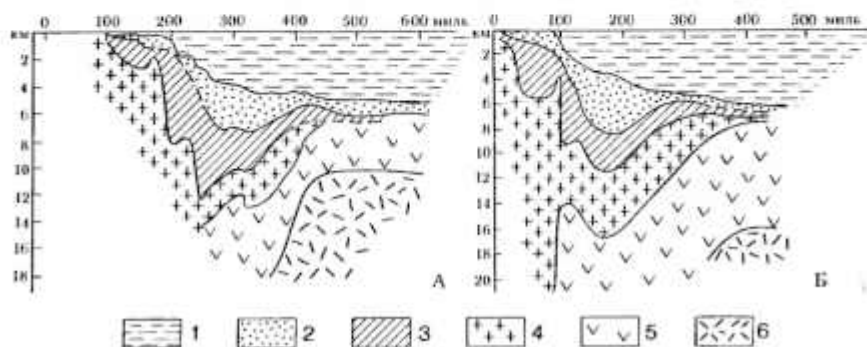


Рис. 26. Глубинное строение материкового подножья Ньюфаундленда (А) и северо-восточной части США (Б) (по С. Оффисеру и др.):

1 — вода; 2 — рыхлые осадки; 3 — консолидированные осадки; 4 — гранитный слой; 5 — базальтовый слой; 6 — верхняя мантия

легающей в виде узкой полосы к подножью плато. По-видимому, это структурный прогиб типичный для глубинной структуры материкового подножья, но еще не заполненный осадками. В западной части Средиземного моря материковое подножье выражено холмистым или низкогорным рельефом, обусловленным развитием солянокупольных структур.

Бордерленды и микроконтиненты. На некоторых участках подводная окраина материка настолько раздроблена разрывными тектоническими нарушениями, что здесь практически невозможно выделить такие элементы, как шельф, материковый склон, материковое подножье. Так, у берегов Калифорнии переход от материка к океану представлен широкой полосой дна с очень пересеченным рельефом. Крупные возвышенности с плоскими вершинами и крутыми склонами чередуются с такими же по размеру и очертаниям впадинами. Этот рельеф, по-видимому, возник в результате проявления очень интенсивных тектонических процессов, обусловивших дробление подводной окраины материка на ряд горстов и грабенов. Такие раздробленные участки подводной окраины материков получили название *бордерленда*.

В пределах океанов иногда встречаются подводные или надводные возвышенности, сложенные корой материкового типа, но не связанные с материками. Они отделены от материков обширными пространствами дна с океаническим типом земной коры. Таковы, например, Сейшельские острова и их подводное основание — Сейшельская банка (западная часть Индийского океана). Еще более крупное образование этого рода Новозеландское подводное плато вместе с южной частью Новой Зеландии. В последние годы появилось также предположение, что Западноавстралийские подводные горы в Индийском океане также сложены корой материкового типа.

Некоторые исследователи такие изолированные массивы материковой земной коры рассматривают как остатки более обширных когда-то материковых платформ, ныне погружившихся на дно океана. В принципе, однако, возможно и обратное предположение: быть может, это участки, где начался процесс образования материковой коры, но по каким-то причинам не получил дальнейшего развития. Такие участки называют *микроконтинентами*.

Глава 10. МЕГАРЕЛЬЕФ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ (ПЕРЕХОДНЫХ ЗОН)

Термин «геосинклинальные области» был введен в науку Д. А. Архангельским, который стремился подчеркнуть сложность строения поясов горообразования. В последнее время в геоморфологической литературе широко применяется как синоним этого понятия термин «переходная зона». Смысл последнего термина двусмысленный: во-первых, в нем содержится указание на то, что речь идет об областях, лежащих между материками и океанами, во-вторых, такое наименование подразумевает, что здесь в процессе исторического развития структуры земной коры происходит переход одного типа земной коры в другой.

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

О пестроты и своеобразия строения земной коры в современных геосинклинальных областях говорилось выше. Столь же сложен

и своеобразен мегаре́льеф переходной зоны. В наиболее типическом выражении рельеф переходной зоны представлен следующими основными элементами: а) котловина окраинного глубокого моря, б) островная дуга, в) глубоководный желоб. *Островной дугой* называют подводный хребет с отдельными торчащими над водой вершинами — островами, отделяющий морскую котловину со стороны океана от глубоководного желоба — узкой замкнутой депрессии, расположенной на границе переходной зоны и ложа океана. Яркими примерами такого рода сочетаний являются: южная котловина Охотского моря — Курильская островная дуга — Курило-Камчатский желоб; Японское море — Японские острова — Японский глубоководный желоб и др. (рис. 27).

Котловины окраинных морей имеют глубины, как правило, 2—3,5 км, а иногда и более 4 км. Высоты горных вершин некоторых островных дуг достигают 4,5 км. Самые крупные глубоководные желоба имеют глубины 8—10, а Марианский желоб — даже 11 км. Таким образом, переходная зона — это зона поверхности Земли, характеризующаяся максимальным вертикальным расчленением рельефа, что свидетельствует о максимальной интенсивности и контрастности вертикальных движений земной коры в пределах этой зоны.

Все геосинклинальные области одновременно являются поясами высокой степени сейсмичности. Большая часть катастрофических и разрушительных землетрясений происходит именно в этих областях.

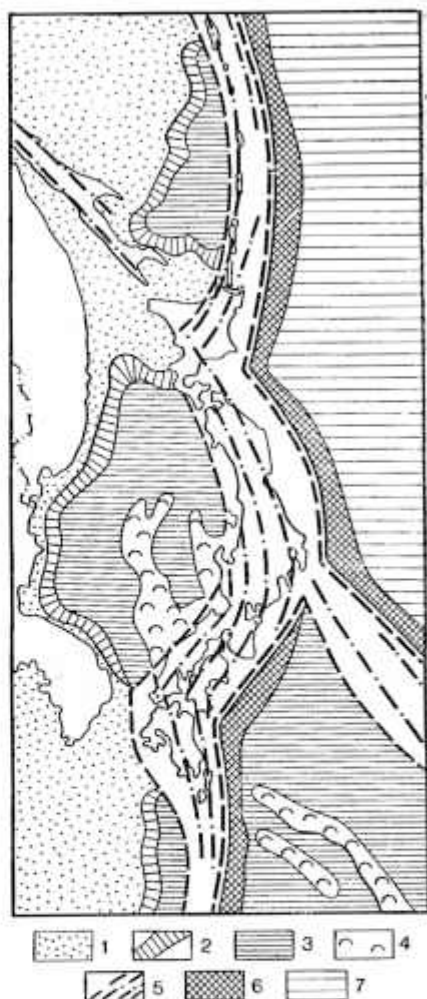


Рис. 27. Переходная зона на северо-западной окраине Тихого океана:

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

Отмечается определенная закономерность в распределении глубинных очагов землетрясений. Поверхностные землетрясения (или коровые) с глубиной залегания очагов (фокусов) от нескольких километров до 60 км располагаются под днищами глубоководных желобов. Более глубокие — так называемые среднефокусные землетрясения имеют центры под островными дугами и частично под котловинами окраинных морей. Наконец, глубокофокусные землетрясения, очаги которых лежат на глубине 300—700 км, имеют свои центры под котловинами окраинных морей или даже под прилегающей сушей. Таким образом, все очаги землетрясений в переходных зонах оказываются приуроченными к некоторым наклонен-



Рис. 28. Зона Бениоффа-Заварицкого. Точки — очаги землетрясений

ным в сторону материков зонам весьма неустойчивого состояния не только земной коры, но и мантии Земли (рис. 28). Эти зоны получили наименование *зон Бениоффа-Заварицкого* и могут рассматриваться как *сверхглубинные разломы*.

Переходные зоны — зоны современного вулканизма. Характерная особенность вулканизма переходных областей — преимущественно андезитовый или (реже) лапаритовый состав продуктов извержения. Такая особенность наиболее свойственна современному вулканизму зрелых переходных областей, т. е. тех, которые пережили весьма длительную историю развития. В более древних продуктах извержения вулканов переходных зон господствуют базальты и присутствуют также ультраосновные породы. В наиболее молодых геосинклинальных областях, только еще формирующихся, вулканизм характеризуется базальтовым составом выбрасываемого материала (острова Тонга и др.).

МОРФОЛОГИЯ ГЛУБОКОВОДНЫХ ЖЕЛОБОВ

Глубоководные желоба представляют собой узкие депрессии — прогибы в земной коре, имеющие в плане чаще всего дугообразную форму. В настоящее время известно 35 глубоководных желобов, из них 28 — в Тихом океане. Пять желобов имеют глубины более 10 000 м, из них Марианский — более 11 000 м. Поперечный профиль глубоководного желоба близок к V-образному, но всегда имеется хотя бы узкая полоска плоского дна. На примере Курило-Камчатского желоба, особенно детально обследованного советскими исследователями, можно видеть, что крутизна склонов желоба нарастает по мере приближения к его дну: в верхней части склона она равна 5—6°, а в нижней достигает 25°. Склоны ступенчаты и изборозжены подводными каньонами. Нередко склоны желобов резко асимметричны. Так, у Курило-Камчатского и желоба Тонга западные склоны более высокие и крутые.

Некоторые желоба выделяются своей сравнительно малой глубиной. Например, Яванский и Банда имеют глубины меньше 7500 м, Центральноамериканский, Витязя, Западномеланезийский и Ново-Гвинейский — меньше 7000 м, а Хикурайга, Тиморский и Кай — даже меньше 4000 м. Во всех этих желобах отмечается уменьшение крутизны склонов и возрастание мощности осадочного слоя на дне желоба. Следовательно, меньшие глубины в этих желобах в значительной мере определяются накоплением в них мощного осадочного слоя.

Изучение силы тяжести в районе желобов показало, что им свойственны большие отрицательные гравитационные аномалии, которые могут достигать — 150 и даже — 200 мгал. Глубокий прогиб и частичное заполнение его рыхлыми осадками, более легкими по сравнению с кристаллическими слоями земной коры, создают эффект дефицита массы и как следствие отрицательную аномалию силы тяжести.

Характерными геофизическими особенностями глубоководных желобов являются также низкие (менее 1 мккал на 1 см² в секунду) значения теплового потока, т. е. количества тепла, поступающего из недр Земли к ее поверхности. К глубоководным желобам приурочено большое число эпицентров неглубоких землетрясений. К ним же приурочено подавляющее количество разрушительных землетрясений.

МОРФОЛОГИЯ ОСТРОВНЫХ ДУГ

Островные дуги представляют собой огромные хребты или кордильеры, обычно протягивающиеся вдоль внутренней стороны глубоководного желоба. Если желоб рассматривать как геосинклинальный прогиб, то островная дуга — это геосинклинальное поднятие, возникшее как результат складчатости и общего поднятия на месте бывшего геосинклинального прогиба. Глубинная структу-

ра островной дуги — вал базальтовой коры, на который как бы насажен слой вулканических и осадочных пород, а в случае зрелой стадии островной дуги — гранитный слой. Для островных дуг характерен современный вулканизм центрального типа, многочисленные вулканы с андезитовым или липаритовым составом лав.

Расположение вулканов на островных дугах подчинено определенным закономерностям. Островные дуги обычно разбиты глубокими разломами, имеющими поперечное или близкое к поперечному простирание. Именно на пересечениях осей островных дуг с этими разломами и располагаются крупнейшие действующие вулканы. Нередко разломы выражены в рельефе морского дна в виде очень глубоких проливов (проливы Фриза, Буссоль в Курильской дуге).

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

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

Молодой островной дугой являются Малые Антильские острова, которые, как и Курильская островная дуга, образуют две гряды — внутреннюю и внешнюю. Малоантильская дуга сочленяется с лежащим к северу и северо-востоку от нее глубоководным желобом Пуэрто-Рико, к которому приурочена максимальная глубина Атлантического океана.

Добавим, что островным дугам присущи высокие значения теплового потока ($5-8 \text{ мккал/см}^2 \cdot \text{с}$), небольшие положительные аномалии силы тяжести. Большинство островных дуг находится в зоне 9-балльных землетрясений. Для них характерны также резко дифференцированные, с большими скоростями вертикальные движения земной коры.

МОРФОЛОГИЯ ОКРАИННЫХ МОРСКИХ КОТЛОВИН

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

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

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

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

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

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ЗОН ПЕРЕХОДА ОТ ОКЕАНА К МАТЕРИКАМ

Даже беглый взгляд на физическую карту Мира убеждает в том, что переходные области довольно заметно отличаются друг от друга. Одни переходные области имеют наиболее типичный облик, в них представлены и котловина окраинного моря, и островная дуга, и глубоководный желоб. В других имеется лишь глубоководный желоб, который непосредственно примыкает к подножью молодого горного сооружения краевой зоны континента, как это можно видеть у побережий Центральной и Южной Америки. Третьи характеризуются сложным сочетанием нескольких островных дуг, а также нескольких желобов и котловин. Наконец, есть и такие переходные зоны, в которых сохранились лишь реликты свойственных для них морфологических особенностей.

По особенностям строения морских котловин, глубоководных желобов и островных дуг можно выделить 5 типов переходных зон,

которые мы предлагаем назвать: 1) Витязевским, 2) Марианским, 3) Курильским, 4) Японским, 5) Средиземноморским (рис. 29).

Витязевский тип. К нему относится область глубоководного желоба Витязя и прилегающий участок Северофиджийской котловины в Тихом океане. Для этой области характерно наличие сравнительно неглубокого (6150 м) желоба и отсутствие островной дуги. К югу от желоба лишь намечается несколько подводных гор, вероятно, вулканов, не образующих единой горной цепи. Существенным отличием является сравнительно слабая сейсмичность и, возможно, слабый вулканизм.

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

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

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

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

Японский тип. Имеет много общего с переходными областями Курильского типа. В строении переходных областей Японского типа участвуют значительные массивы суши: крупные острова и полуострова, представляющие собой результат слияния нескольких островных дуг разного возраста и сложенные земной корой материкового типа. В сложении некоторых дуг участвуют весьма древние породы — вплоть до протерозоя. Глубоководные желоба несколько

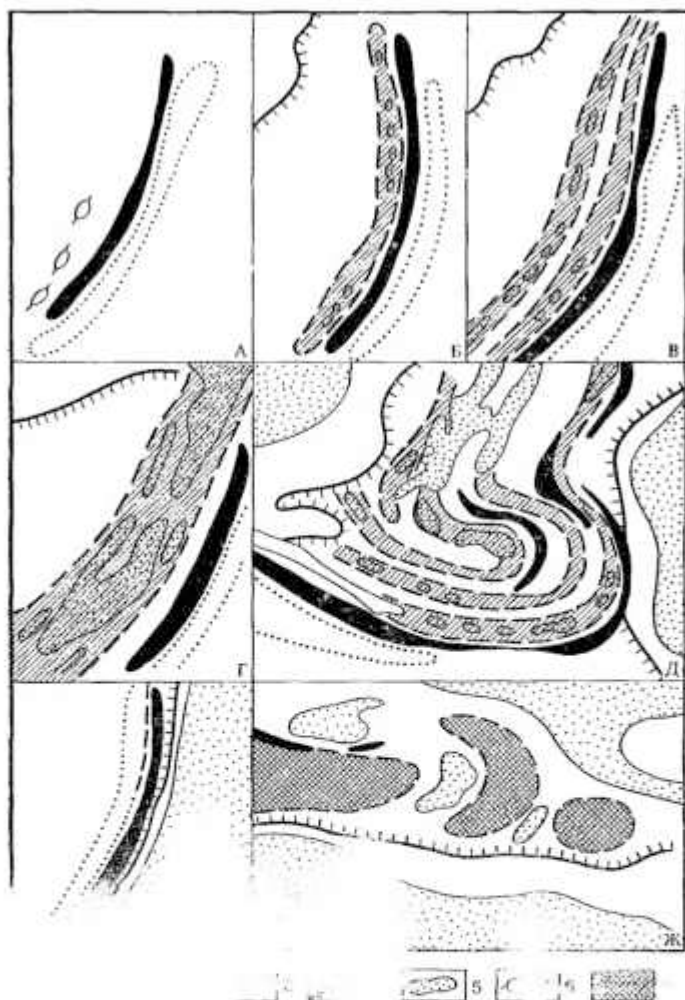


Рис. 29. Схема эволюции переходных зон: А — Витязевский тип (имеется только глубоководный желоб); Б — Марианский (желоб и островная дуга); В — Курильский (двойная дуга со значительными по размеру островами); Г — Японский (крупные островные и полуостровные массивы; Д — Индонезийский подтип — крупные островные массивы, серповидно изогнутые дуги; Е — Восточнотихоокеанский подтип (глубоководные желоба примыкают непосредственно к молодым краевым поднятиям на континенте); Ж — Средиземноморский (господствуют материковые структуры, имеются реликты глубоководных желобов и «окна» коры субокеанического типа (7): 1 — внешний хребет; 2 — глубоководный желоб; 3 — островная дуга; 4 — материковый склон; 5 — суша; 6 — подводные горы.

мельче, чем желоба Курильского типа. Земная кора под островными массивами достигает значительной мощности (в Японии до 32 км) и имеет хорошо выраженный гранитный слой. Рельеф островов горный, характерны интенсивный вулканизм и отрицательные аномалии силы тяжести. Желоба имеют резко выраженные отрицательные аномалии.

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



Рис. 30. Эгейский желоб (1) и Критское море (3) в Средиземноморье. Черным (2) показаны участки желоба глубиной более 5 км (по О. А. Михайлову)

бассейна (глубоководной котловины) и островной дуги. Вместо последней выступают передовые кайнозойские хребты окраины континента. При этих условиях в глубоководные желоба поступает особенно много осадочного материала. Это способствует их заполнению и обмелению. По интенсивности вулканизма, вертикальных движений и по сейсмичности области данного типа не уступают Курильским или Японским.

К Индонезийскому подтипу относятся Индонезийская, Карибская и Южноантильская переходные области. Они характеризуются наибольшей сложностью строения. Внутри каждой из них выделяется несколько котловин, глубоководных желобов и островных дуг. В котловинах нередко крупные подводные хребты и возвышенности. Глубоководные желоба встречаются и с внутренней стороны островных дуг. Сами островные дуги имеют различный возраст и в большинстве случаев сильно изогнуты в плане. Вулканизм и сейсмичность здесь так же значительны, как и в областях, отнесенных к предыдущему подтипу.

Еще более сложно устроены переходные области **Средиземно-морского типа**, характеристика которых даны выше (см. гл. 9). Складчатые сооружения образуют здесь острова, полуострова, дислоцированные породы слагают обширные пространства материковых гор и равнин (рис. 30).

Большинство линейно ориентированных поднятий — Альпы, Апеннины и др. — крупные и широкие складчато-глыбовые системы, состоящие из ряда слившихся антиклинорий и горст-антиклинорий. Между ними не всегда расположены моря, нередко это пониженные участки суши более или менее изометричных очертаний. Большинство исследователей-тектонистов считают их срединными массивами, т. е. участками древней складчатости, но не исключено, что некоторые из них сохранили еще под осадочным покровом субокеаническую кору. Примером может служить относительно небольшая мощность коры под Среднедунайской низменностью.

Одним из интересных тектонических процессов, характеризующих рассматриваемый тип переходной зоны, является «зарастание» молодыми покровными складками остаточных бассейнов с субокеанической корой. Этот процесс известен в Южном Каспии, где обнаружен ряд подводных хребтов-антиклиналей, являющихся результатом разрастания современных складок юго-восточной зоны Большого Кавказа и периферии Колетдага.

ГЛАВА 11. МЕГАРЕЛЬЕФ ЛОЖА ОКЕАНА И СРЕДИННО-ОКЕАНИЧЕСКИХ ХРЕБТОВ

Мегарельеф двух планетарных форм рельефа Земли — ложа океанов (талассократонов) и срединных океанических хребтов — целесообразно рассматривать совместно. Это связано главным образом с особенностями орографии каждого из океанов и Мирового океана в целом.

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

Ложу океана соответствует в структурном отношении океаническим платформам, или талассократонам.

При взгляде на батиметрическую карту любого океана бросается в глаза яченость его мегарельефа. Гигантские котловины с относительно ровным или холмистым дном отделяются крупнейшими хребтами, валами, возвышенностями. Наиболее типичная океаническая кора присуща днищам котловин. На возвышенностях, как правило, мощность коры увеличивается, а в некоторых случаях под типичным базальтовым слоем обнаруживается слой повышенной плотности и поверхность Мохо выделяется нечетко.

Обращает на себя внимание повсеместно большая глубина океанических котловин, которая указывает прежде всего на преобладание отрицательных вертикальных движений на этих участках земной поверхности. Если материк со свойственными им положительными движениями являются преимущественно областями денудации, то океанические бассейны служат областями аккумуляции самого разнообразного осадочного материала.

Срединно-океанические хребты морфологически представляют собой крупнейшие, вытянутые в меридиональном или субмеридиональном направлении вздутия земной коры, образующие как бы огромный (до 2000 км в ширину и до 6 км относительной высоты)

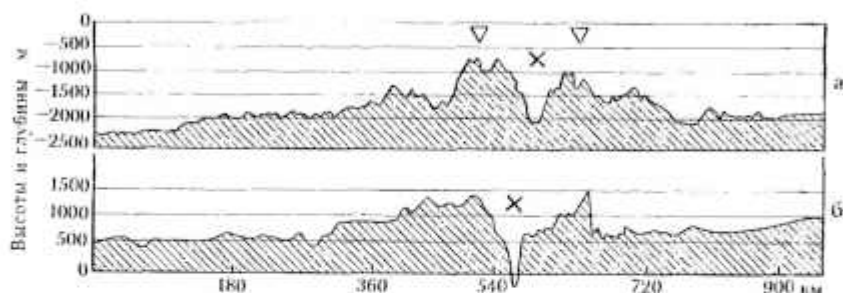


Рис. 31. Поперечный профиль Аравийско-Индийского хребта (а) и Восточноафриканской рифтовой зоны (б). Крестиками показано положение рифтовых долин, треугольниками — рифтовых хребтов

свод со сложно расчлененным рельефом склонов и особенно его осевой зоны. В осевой зоне развиты асимметричные хребты, разделенные глубокими, резко выраженными ложбинами (рис. 31) с плоским дном и крутыми бортами, вытянутыми в соответствии с общим простиранением срединно-океанического хребта. Было доказано, что эти образования — результат разрывных нарушений земной коры типа рифта, поэтому осевые зоны срединных хребтов получили наименование *рифтовых зон*.

Срединно-океанические хребты образуют единую планетарную систему (рис. 32). Одной из основных геолого-геофизических особенностей срединно-океанических хребтов, присущей только им, является чрезмерно высокое значение скоростей упругих волн в рифтовых зонах. Другая существенная геофизическая особенность зон — высокое значение теплового потока (от 3 до 10 мккал/см²·с). К числу важных черт, характерных для рифтовых зон, следует от-

Рис. 32. Планетарная система срединно-океанических хребтов:

а — подводная окраина материков; б — переходные зоны; в — ложе океана; г — срединно-океанические хребты. Цифры на карте: 1 — хр. Гаккеля, 2 — хр. Книповича, 3 — хр. Мона и Колибейсей, 4 — хр. Рейкьянес, 5 — Северогатландский хребет, 6 — Южнотлантический, 7 — Африкано-Антарктический, 8 — Западноиндийский, 9 — Аравийско-Индийский, 10 — Центральноиндийский, 11 — Австрало-Антарктический, 12 — Южноокеанский, 13 — Восточнохоскеанский, 14 — хребты Горда и Хуан-де-Фука



нести также высокую сейсмичность срединных хребтов и приуроченность многочисленных островных и подводных океанических вулканов к гребням и склонам этих хребтов. Все это, а также резкая расчлененность рельефа, указывают на то, что срединно-океанические хребты представляют собой области интенсивного современного горообразования, которые, однако, существенно отличаются по протекающим в них процессам от геосинклинальных областей. Это, видимо, принципиально иной тип горообразования, хотя в последнее время тектонистами предпринимался ряд попыток связать воедино горообразование в геосинклинальных областях и в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов.

Анализ образцов коренных пород с хребтов и из рифтовых долин срединно-океанических хребтов показал, что здесь в изобилии представлены ультраосновные породы, главным образом различные перидотиты, которыми нередко сложены целые блоки, образующие отдельные рифтовые хребты. Отсюда следует, что крупные отторженцы, а возможно и штоки ультраосновных пород в рифтовых зонах проникают в земную кору, смешиваются с базальтовой корой, образуя так называемый *меланж*. Благодаря этому значительно увеличивается общая плотность коры под рифтовыми зонами.

Обращает на себя внимание обилие серпентинитов в образцах, собранных в рифтовых зонах. Значительное и можно сказать обязательное присутствие серпентинитов говорит в пользу гипотезы, высказанной американским геофизиком Х. Хессом еще в 1955 г. Образование серпентина сопровождается выделением тепла и увеличением объема масс на 25—30%. Вполне вероятно, что увеличение объема и возрастание температуры могут вызвать деформации земной коры, ее прорыв и внедрение ультраосновных пород в базальтовый слой. Вполне возможно также, что к таким участкам, где происходит серпентинизация, а следовательно, и разуплотнение породы, осуществляется подток материала из нижележащей разуплотненной, но все же более плотной зоны мантии. Это создает дополнительные источники давления, направленного вверх, повышения температуры, возможности прорыва ультраосновных масс в верхние слои земной коры и на ее поверхность.

Таким образом в зонах срединных хребтов, как и в геосинклинальных областях, идет интенсивный процесс горообразования, процесс перестройки структуры земной коры, однако ход его и причины совершенно иные. В геосинклиналях происходят складчатость и гранитизация осадочных пород, которые, как известно, завершаются инверсией рельефа, образованием гигантских горных сооружений на месте бывшего геосинклинального бассейна. Этот процесс каким-то образом связан со сверхглубинными разломами. В рифтовых зонах срединно-океанических хребтов происходит общее вспучивание, а затем и взламывание земной коры, внедрение в нее ультраосновных пород, образование рифтовых структур. Вероятно, рифтогенезу не свойственно складкообразование. Однако некоторые исследователи, например А. В. Пейне, убеждены в том, что срединно-океанические хребты являются складчатыми структурами.

РЕЛЬЕФ ЛОЖА СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА. АРКТИЧЕСКИЙ СРЕДИННЫЙ ХРЕБЕТ

Еще полтора десятка лет назад на физико-географических картах ложе Северного Ледовитого океана изображалось как единая котловина с плоским однообразным дном. Современное представление о строении рельефа дна этого океана благодаря многолетним советским и американским исследованиям совершенно иное. Теперь установлен целый ряд подводных хребтов и возвышенностей, разделяющих Арктический бассейн на несколько котловин (рис. 33).

Вблизи полюса Арктический бассейн пересекает *хребет Ломоносова*, начинающийся в американском секторе близ Земли Элсмира и примыкающий к сибирскому шельфу в районе Новосибирских островов. От шельфа острова Элсмир отходит другое поднятие — *плато Альфа*, которое переходит 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 около 4 км. Между хребтом Менделеева и шельфом Аляски располагается другая крупная котловина — *Бофорта*, ее максимальная глубина 4680 м. Вблизи шельфа Аляски обнаружено 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 хребта в отличие от хребтов Ломоносова и Менделеева имеет сильно расчлененный рельеф: ряд отдельных коротких хребтов разделяется глубокими рифтовыми долинами, кулисообразно располагающимися вдоль оси хребта. В одной из долин была отмечена глубина 5335 м. Эта часть дна океана отличается также сосредоточением эпицентров землетрясений. Данные гравиметрической съемки, как и упомянутые другие особенности хребта, свидетельствуют о том, что хребет Гаккеля — самое северное звено системы срединно-океанических хребтов. Он прослеживается к югу от Шницбергена и там переходит в срединный хребет Атлантического океана.

Между хребтом Ломоносова и Гаккеля расположена *котловина Амундсена* (северный полюс находится в пределах этой котловины, глубина на полюсе 4316 м). Другая котловина, лежащая к югу от хребта Гаккеля, получила название *котловины Нансена*. Глубина ее 5449 м. Рельеф дна обеих котловин плоский.

РЕЛЬЕФ ЛОЖА АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА. СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКИЙ ХРЕБЕТ

Стержневым орографическим элементом рельефа дна Атлантического океана является *Срединно-Атлантический хребет*, который протягивается в его пределах от района Шницбергена на севере до 65° ю.ш. на юге. Простирание хребта непостоянно, но в целом близ-

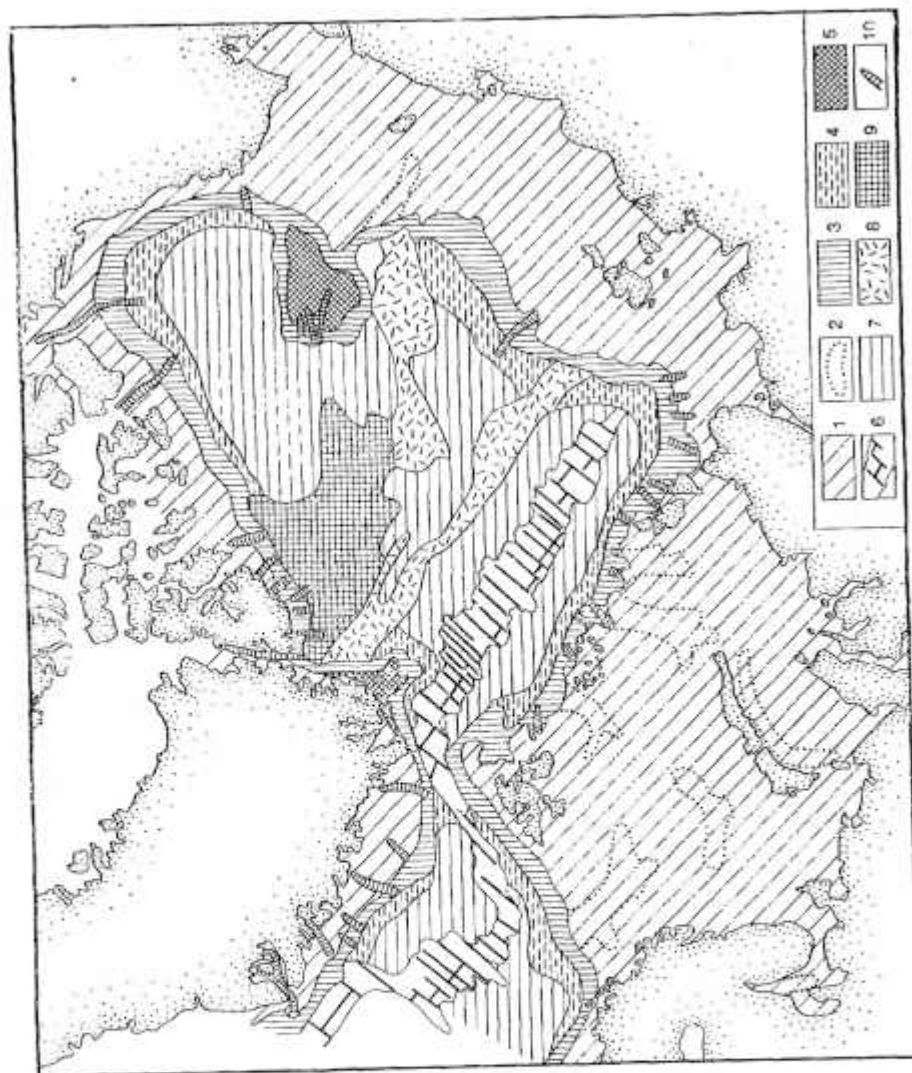


Рис. 33. Рельеф дна Северного Ледовитого океана.
 1 — шельф; 2 — крупные депрессии на шельфе; 3 — материковый склон; 4 — материковое подножье; 5 — краевое плато; 6 — срединно-океанический хребт; 7 — котловина ложа океана; 8 — хребты ложа океана; 9 — океаническое плато; 10 — подводные каньоны и долины

ко к меридиональному, за исключением экваториального участка, где оно на некотором протяжении становится субширотным. Ширина хребта достигает 2500 км в южной Атлантике, но к северу от Исландии сокращается до 300 км. Относительная высота Срединно-Атлантического хребта до 4 км.

Морфологически было бы правильнее называть это горное сооружение, как и другие срединно-океанические хребты, не хребтом, а горной страной или нагорьем, так как оно состоит из отдельных хребтов, горных массивов, продольных ложбин и понижений. Наиболее расчлененный и контрастный рельеф свойствен рифтовой зоне хребта, представленной сложной системой горстовых хребтов и узких грабен — рифтовых долин, причем к последним нередко бывают приурочены глубины порядка 5—6 км. Максимальные глубины характеризуют обычно узкие поперечные впадины, связанные с секущими хребет зонами разломов. Примером такой впадины является узкая и глубокая *впадина Романи* (7730 м). Поперечные разломы еще больше усложняют рельеф как рифтовой зоны, так и флангов Срединно-Атлантического хребта.

Как и другим срединно-океаническим хребтам, Срединно-Атлантическому хребту присущ рифтогенный тип земной коры, характеризующийся высокой плотностью и отсутствием четко выраженной границы Мохо. В рифтовой зоне хребта распространены наряду с базальтами ультраосновные породы — перидотиты, дуниты. Для осевой зоны и флангов характерно чередование положительных и отрицательных магнитных аномалий, причем наиболее резко выраженная положительная аномалия отмечена в центральной рифтовой долине. Гравитационные аномалии в редукции Буге (т. е. приведенные к уровню моря) над срединным хребтом обычно положительные, но для рифтовых долин нередко резкие отрицательные аномалии.

К рифтовой зоне приурочены эпицентры землетрясений. Наибольшее сосредоточение эпицентров отмечено на участках хребта, пересекаемых широтными и субширотными разломами. Один из таких разломов пересекает хребет в районе Азорских островов. С ним связаны активные проявления современного вулканизма.

Большое число параллельных друг другу поперечных разломов отмечено в приэкваториальной части хребта. Отдельные сегменты хребта, отсекаемые этими разломами, сдвинуты относительно друг друга на многие десятки и даже сотни километров. Этими сдвигами и обусловлено общее субширотное простиранье Срединно-Атлантического хребта на его экваториальном отрезке.

Фланги хребта имеют также резко пересеченный горный рельеф и характеризуются проявлениями современного вулканизма центрального типа. Наиболее значительными современными действующими вулканами на крыльях и в рифтовой зоне хребта являются вулканы хребта Рейкьянес (отрезок срединного хребта, примыкающий к Исландии), Тристан-да-Кунья, Ян-Майен.

Ложе Атлантического океана по обе стороны от Срединного хребта сложено земной корой океанического типа. Наименьшую

мощность кора имеет под крупными океаническими котловинами, разделенными подводными возвышенностями и хребтами с несколько повышенной толщиной земной коры. Эти котловины и возвышен-

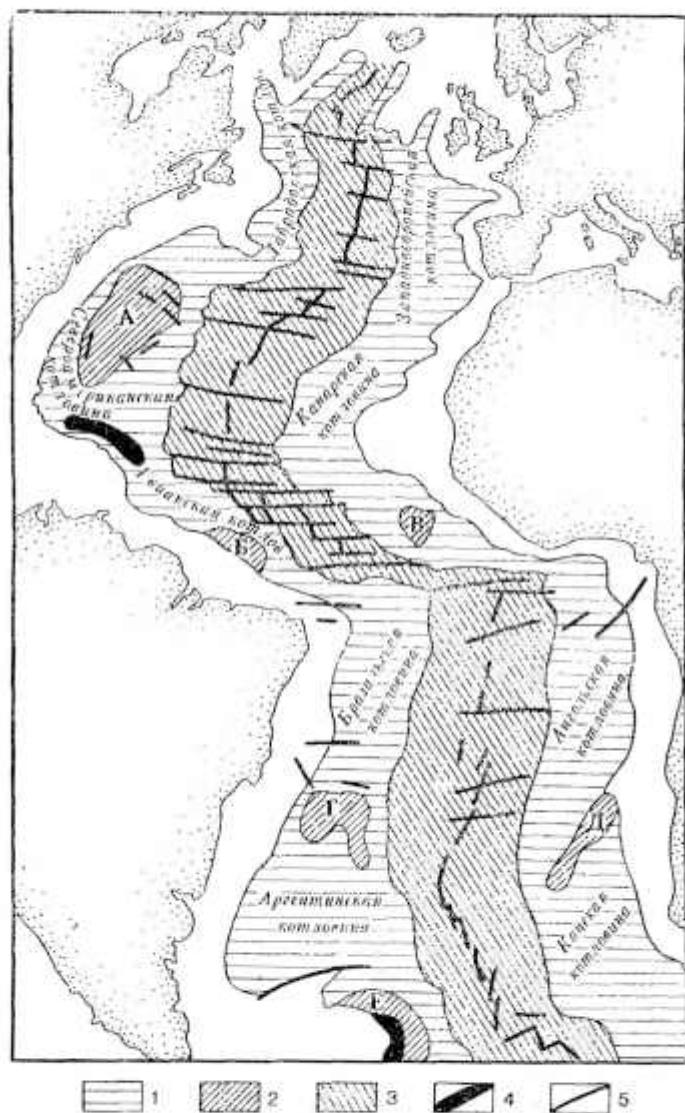


Рис. 34. Рельеф дна Атлантического океана:

1 — котловины ложа океана; 2 — поднятая ложа океана (А — Бермудское, Б — Демерера, В — Сиерра-Леоне, Г — Риу-Гранди, Д — Китовый хребет, Е — Внешний хребет); 3 — средне-океанические хребты; 4 — глубоководные желоба; 5 — зоны разломов

ности имеют собственные названия, которые приведены на прилагаемой схеме (рис. 34).

Ниже в качестве примера приводится строение одной из подводных возвышенностей ложа океана — *Бермудского плато*, расположенного в центральной части Североамериканской котловины. Бермудское плато имеет вид горста-антеклизы, с обрывистым юго-восточным и пологим северо-западным склонами. В строении плато ярко проявляется трещинная тектоника. Крутой склон расчленен глубокими ложбинами типа подводных каньонов, представляющих собой, видимо, узкие грабены, открытые в сторону котловины. Целая сеть разломов проявляется и в рельефе поверхности плато. На пересечениях разломов возвышаются подводные вулканы. Группа наиболее высоких вулканов образует фундамент Бермудских островов, сложенных коралловыми известняками. Последние представляют собой коралловые образования, насаженные на вершины подводных вулканических гор.

Строение рельефа дна океанических котловин довольно однообразно. Почти в каждой котловине Атлантического океана выделяется два основных типа рельефа. Большая часть площади дна котловины имеет холмистый рельеф с интенсивностью вертикального расчленения в среднем 250—600 м, в некоторых случаях — до 1000 м. Этот тип рельефа получил название «*рельефа абиссальных холмов*». Меньшая часть площади дна котловины почти идеально выровнена. Эти совершенно плоские пространства с ничтожными уклонами поверхности получили наименование *плоских абиссальных равнин*. Они обычно занимают не самые глубокие участки котловин, а те, которые расположены ближе к материковому склону и подножью. Сейсмические исследования показали, что на равнинах значительны мощности осадочного слоя — до 1,5 км, тогда как в пределах абиссальных холмов толщина осадочного слоя измеряется несколькими сотнями или даже десятками метров.

Происхождение абиссальных холмов связывают с вулканическими процессами. По мнению Г. Менарда, это частично погребенные под осадками мелкие формы вулканического происхождения типа лакколлитов и щитовых вулканов. При очень малой мощности океанической коры вполне возможно образование при ее прогибании сети мелких разломов, по которым осуществляются вулканические проявления. После затухания магматического процесса происходит частичное погребение лакколлита или щитового вулканического аппарата под толщей донных осадков.

РЕЛЬЕФ ЛОЖА И СРЕДИННЫХ ХРЕБТОВ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

В отличие от Северного Ледовитого и Атлантического океанов в Индийском океане имеется не один, а несколько срединно-океанических хребтов: *Западноиндийский*, *Аравийско-Индийский*, *Центральноиндийский*, переходящий к востоку от острова Амстердам

в Австрало-Антарктический (рис. 35). Все хребты, за исключением Австрало-Антарктического, сравнительно обстоятельно изучены и обнаруживают большое сходство в строении со Срединно-Атланти-

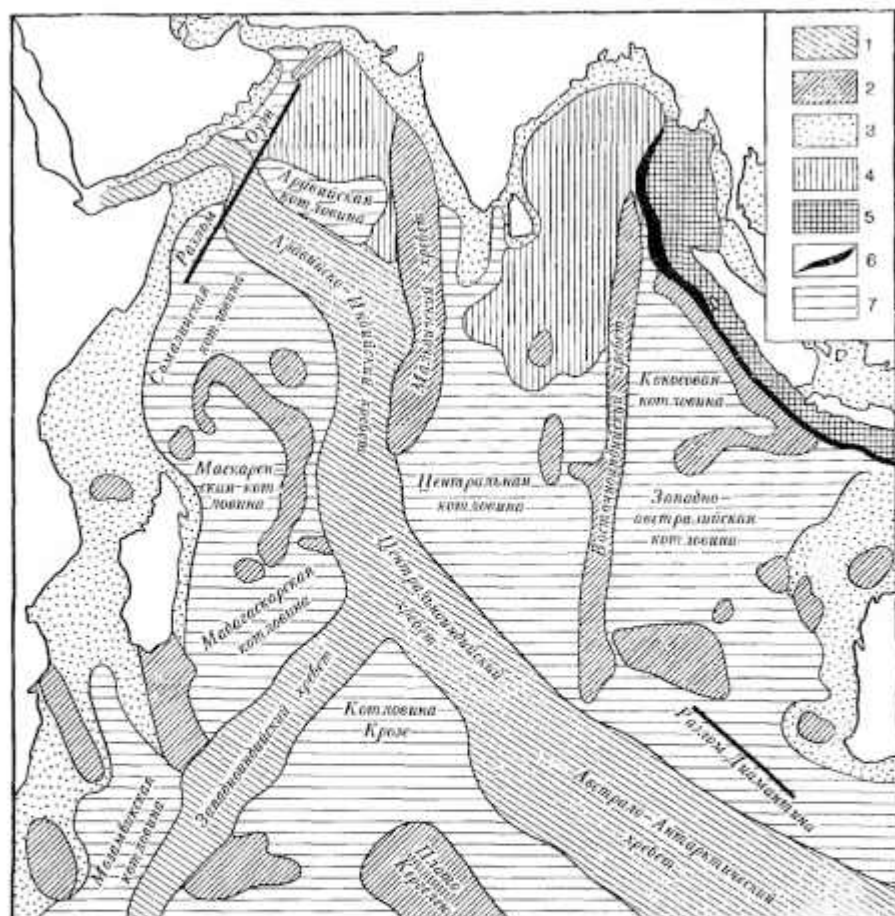


Рис. 35. Рельеф дна Индийского океана:

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

ческим хребтом. Австрало-Антарктический хребет исследован слабее. Он, по-видимому, отличается меньшим расчленением фланговых зон, меньшей высотой и слабой выраженностью рифтовой зоны.

Срединные хребты Индийского океана, как и в Атлантике, разбиты не только продольными разломами, придающими своду рифтовую структуру, но и поперечными. Однако преобладают разломы

меридионального или (реже) субширотного, но не широтного простираения. С одним из таких субширотных разломов, рассекающих южную часть Аравийско-Индийского хребта, связана максимальная глубина Индийского океана — 6400 м¹. Это *разлом Вима*. Широкая зона тектонического дробления недавно выявлена в средней части Австрало-Антарктического хребта. Она выражена сложной системой коротких меридиональных гребней и впадин.

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 — *Восточноиндийский хребет*, начинающийся в южной части Бенгальского залива и заканчивающийся близ Центральноиндийского хребта. Эта огромная горная система (по протяжению больше Урала) была открыта в начале 60-х годов.

Упомянем о еще двух крупных глыбовых хребтах — *Мальдивском* и *Мадагаскарском*, расположенных в Западной части океана. Из них Мадагаскарский хребет, по всей вероятности, представляет собой материковую структуру и является погруженной частью Мадагаскарской платформы. Между о. Мадагаскаром и Аравийско-Индийским хребтом расположен дугообразно изогнутый в плане *Маскаренский хребет*, который в северной части (район Сейшельских островов) имеет материковый тип коры. По мнению одних исследователей, это обломок некогда единого материка южного полушария — Гондваны, объединявшего еще в начале мезозоя все южные материки нашей планеты. По мнению других, это недоразвившийся материк.

Из крупнейших орографических элементов Индийского океана упомянем также вулканические *плато Крозе* и *Кергелен*. Первое из них — типичное океаническое образование. Плато Кергелен представляет собой далеко выдающийся на север выступ Антарктической материковой платформы.

Для дна котловин Индийского океана наиболее характерен рельеф абиссальных холмов. Плоские абиссальные равнины занимают лишь очень небольшие участки дна.

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 Восточнотихоокеанский*) по строению напоминают Австрало-Антарктический: их широкие фланги имеют сравнительно слабо расчлененный рельеф, а рифтовая структура осевой зоны не так ярко проявляется, как в Срединно-Атлантическом или Аравийско-Индийском хребтах. Наиболее крупные черты строения срединных хребтов Ти-

¹ Если не считать максимальную глубину Яванского глубоководного желоба.

лого океана связаны с секущими их вкрест простирания мощными разломами. По разломам срединный хребет разбит на целый ряд сегментов параллелепипедальных очертаний, сдвинутых относительно друг друга по латерали¹. Геофизические черты строения срединных хребтов Тихого океана аналогичны описанным для других срединно-океанических хребтов.

Между 40 и 30° ю. ш. от Восточнотихоокеанского хребта на юго-восток отходит *Западночилийский хребет*, имеющий рифтовую структуру и отличающийся сейсмичностью и проявлениями вулканизма, в связи с чем его можно гипотетически считать ответвлением срединно-океанической системы. Севернее экватора в осевой зоне Восточнотихоокеанского хребта начинают проявляться черты рифтовой структуры.

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 Восточнотихоокеанского хребтов рифтогенного типа.

Другие линейновытянутые орографические элементы дна Тихого океана характеризуются океаническим типом земной коры. Они имеют вид крупных валов, на сводах которых насажены вулканы, в ряде случаев образующих целые вулканические цепи. Наиболее грандиозен из них по протяженности, высоте и бурным проявлениям вулканизма океанического типа *Гавайский хребет*, увенчанный одноименными островами. Вулканы этих хребтов щитовые и извергают магму основного состава.

Расположение крупнейших орографических элементов ложа Тихого океана показано на рис. 36.

В Тихом океане распространены также океанические валы, на гребнях которых возвышаются плосковершинные горы — *гайоты*. Морфологически это конусы с усеченной вершиной. Наиболее характерный вал с гайотами *Маркус-Неккер* протягивается в широтном направлении от южной части Гавайских островов на запад к островам Бени и Волкано. Глубина над вершинами многих гайотов достигает 2,5 тыс. метров (в среднем 1300 м). Такая глубина, очевидно, указывает на погружение гайотов, так как предполагать столь значительное понижение уровня океана в прошлом нет оснований (рис. 37).

Другие океанические сводовые поднятия имеют горные вершины, увенчанные коралловыми постройками — кольцевыми рифами, или атоллами. По данным геофизических исследований, горы, послужившие основаниями для коралловых рифов, также являются вулканическими образованиями. Интересно, что большая часть океанических сводовых хребтов и с вулканическими цепями, и с гайотами, и с коралловыми рифами приурочены к широкой полосе, пересекающей Тихий океан с юго-востока на северо-запад, от района

¹ Лат. *lateralis* — боковой, указывает на смещение сходных форм рельефа в сторону («вбок») относительно друг друга.

острова Пасхи до Северо-Западной котловины включительно. По мнению Г. Менарда, океанические поднятия являются остатками древнего срединно-океанического хребта, который в конце мела — начале палеогена подвергся разрушению в результате мощных тек-

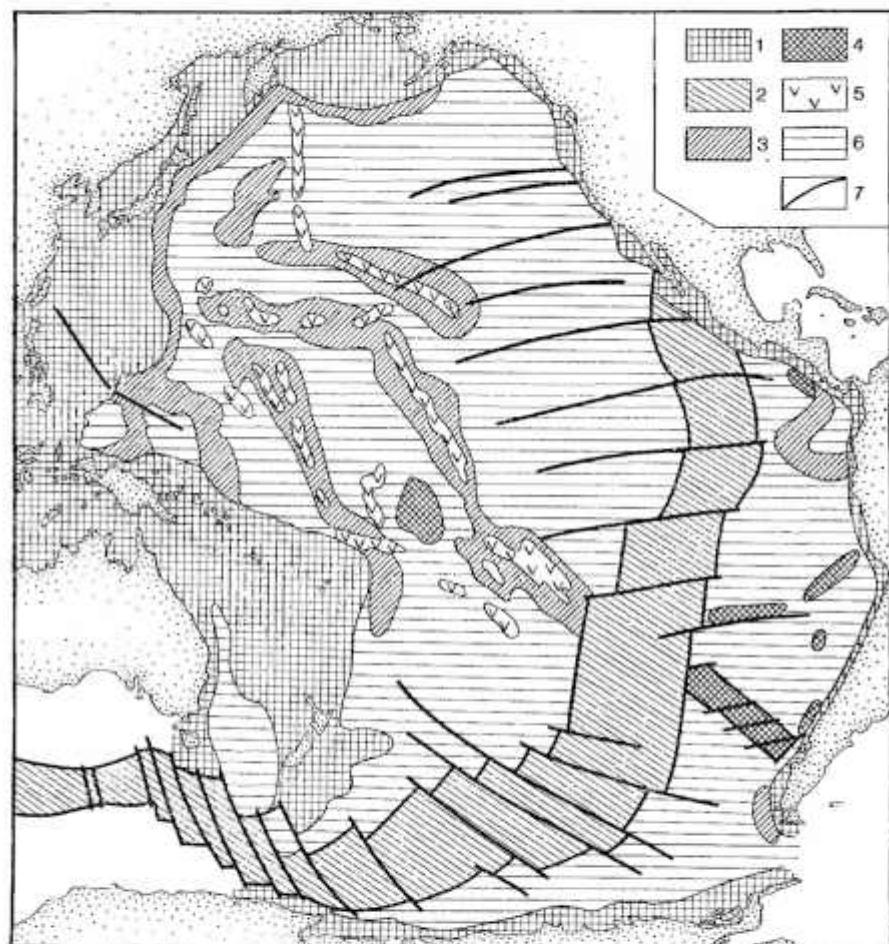


Рис. 36. Рельеф дна Тихого океана:

1 — подводные окраины материков и переходные зоны; 2 — срединно-океанические хребты; 3 — срединно-океанические поднятия; 4 — abyssal хребты и плато; 5 — вулканические хребты; 6 — котловины ложа океана; 7 — крупнейшие разломы

тонических процессов. По глубоким разломам происходили бурные вулканические извержения, а затем крупные участки хребта испытывали погружение, возник лабиринт котловин, горных поднятий, вулканов, гайотов и коралловых атоллов — исключительно сложный рельеф центральной и северо-западной частей ложа Тихого оке-

зна. О масштабах вулканических процессов того времени свидетельствует общий объем выброшенного вулканического материала. Он, по подсчетам Г. Менарда, оказался в десятки раз больше, чем суммарный объем эффузивов, слагающих лавовые плато Британской Колумбии и Декана. Вулканическим материалом сложены у подножий подводных хребтов (уцелевших остатков срединного хребта) шлейфы в виде наклонных абиссальных равнин, получив-

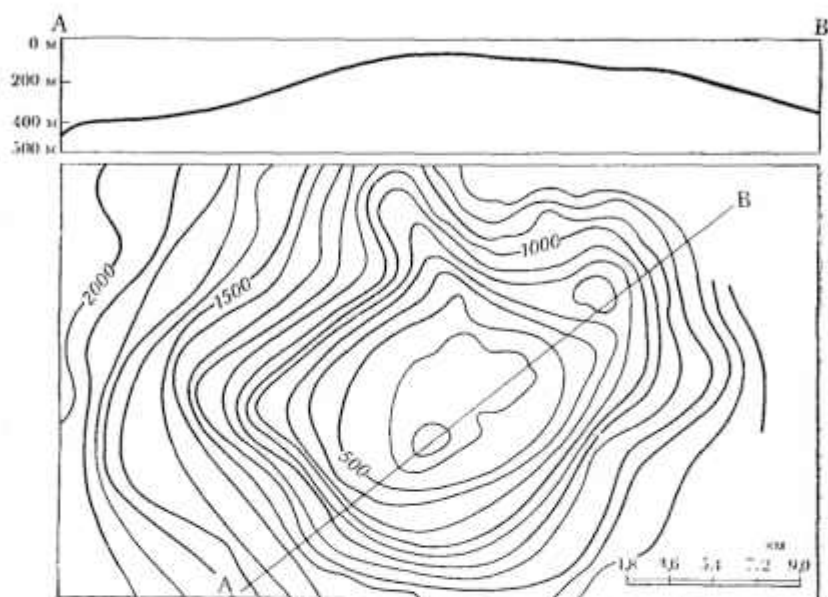


Рис. 37. Гайот Эрбен. В верхней части рисунка — профиль гайота по линии АВ

ших название «островных шлейфов». Эти шлейфы — один из специфических типов рельефа окраинных частей котловин ложа Тихого океана.

Поскольку ложе Тихого океана почти всюду отделено от материков глубоководными желобами, поступление терригенного материала с суши в Тихий океан очень невелико. В результате в Тихом океане дна котловин имеют малую мощность осадков, всюду преобладает рельеф абиссальных холмов. Только в пределах залива Аляски имеется обширная плоская абиссальная равнина, но и здесь рассеяны многочисленные гайоты. Кроме того, обширная абиссальная равнина занимает большую часть приантарктической котловины Тихого океана — котловины *Беллинсгаузена*. Широкое развитие абиссальных равнин характерно также и для приантарктических котловин Индийского и Атлантического океанов. Это связано со значительным приносом терригенного материала плавучими льдами-

айсбергами, образующимися благодаря стеканию льда с Антарктического ледникового щита.

Для ложа Тихого океана очень характерны глубинные разломы широтного простирання, прослеживающиеся на протяжении нескольких тысяч километров. Они выражены в рельефе дна котловин в виде вытянутых с запада на восток узких глыбовых хребтов-горстов и сопровождающих их ложбин-грабен. Разломы пересекают также Восточнотихоокеанский и Южнотихоокеанский хребты, причем отдельные сегменты хребтов, как уже упоминалось, сдвинуты относительно друг друга на сотни километров. Таким образом, и в Тихом и в Атлантическом океанах имеются бесспорные признаки значительных горизонтальных движений земной коры.

Тем не менее главное значение в развитии мегарельефа дна океанов вообще и Тихого в частности принадлежит, по-видимому, вертикальным движениям земной коры. Для срединных хребтов основную роль играют положительные, а для ложа океана — отрицательные движения. Особо следует отметить, что отрицательные движения характерны не только для котловин, но и для большинства положительных форм рельефа ложа океана. Об этом свидетельствует нахождение гайотов на значительных глубинах, в десятки раз превышающих возможный размах колебаний уровня океана, и большая мощность коралловых известняков, слагающих океанические атоллы. Бурение на некоторых атоллах Тихого океана показало, что общая мощность коралловых отложений, начиная с эоцена, достигает 1400 м, а рифообразующие кораллы могут обитать лишь на глубинах до 50 м. Собственные колебания уровня океана за счет таяния ледниковых покровов не превышают 110 м. Данные глубоководного бурения также свидетельствуют о значительных вертикальных движениях (преимущественно отрицательных) дна океана. По-видимому, за кайнозой средняя величина погружения дна океана составила около 1 км.

Выше были рассмотрены эндогенные процессы, обусловленные внутренними силами Земли и некоторые созданные ими формы рельефа. Однако в «чистом», первозданном виде эндогенные формы встречаются редко. Начиная с момента зарождения и в процессе развития, они постоянно подвергаются воздействию экзогенных процессов, источником энергии которых является энергия, получаемая нашей планетой извне, главным образом от Солнца. Несмотря на ведущую рельефообразующую роль эндогенных процессов, создающих различного рода неровности на поверхности Земли и направляющих деятельность экзогенных процессов, роль последних в рельефообразовании огромна и соизмерима с ролью эндогенных процессов. Тот сложный и многообразный рельеф, который наблюдается на поверхности Земли, есть функция взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов. Что касается форм микро- и мезорельефа, а в ряде случаев и макрорельефа, с которыми чаще всего приходится иметь дело в повседневной практике, то в подавляющем большинстве они являются результатом деятельности экзогенных сил. Отсюда становится понятной важность познания закономерностей экзогенного рельефообразования, конкретных форм и комплексов форм рельефа, создаваемых различными экзогенными агентами.

В главе «Рельеф и климат» говорилось о том, что от климата зависят «набор» и степень интенсивности действующих экзогенных сил, что в разных климатических условиях возникают разные формы и комплексы форм рельефа, что экзогенный рельеф подчиняется широтной географической зональности и высотной поясности. Короче говоря, экзогенный рельеф может дать значительную информацию об условиях, в которых он образовался. Это свойство экзогенного рельефа может быть широко использовано и используется при палеогеографических реконструкциях. Фактический материал для таких реконструкций дают реликтовые формы рельефа.

Экзогенные процессы рельефообразования заслуживают большого внимания еще и потому, что они характеризуются высокими скоростями: мы видим, как на наших глазах растут овраги, как изменяется облик речных долин после паводков или прохождения по ним селей, как отступают морские берега в одних местах и нарастают в других, как меняется облик рельефа под влиянием хозяйственной деятельности человека. Все это заставляет, во-первых,

учитывать деятельность экзогенных процессов в практике повседневной жизни и, во-вторых, тщательно изучать закономерности экзогенного рельефообразования.

Суммарный эффект деятельности экзогенных агентов заключается в перемещении вещества с более высоких гипсометрических уровней на более низкие, хотя имеются и отклонения от этого правила. Перемещение вещества происходит при непременном участии силы тяжести, которая оказывает либо прямое влияние на него (в случае обвалов, осыпей, оползней и т. д.), либо опосредствованное, через деятельность текучих вод, ветра, ледников и т. д. Участие в каждом экзогенном процессе силы тяжести, фактора, по своему существу эндогенного, делает деление рельефообразующих процессов на эндогенные и экзогенные до некоторой степени условным и еще более подчеркивает взаимосвязь и взаимообусловленность эндогенного и экзогенного рельефообразования.

Перечень и краткая характеристика экзогенных процессов были даны выше (см. с. 20). В этом разделе они рассматриваются более подробно.

ГЛАВА 12. ВЫВЕТРИВАНИЕ И РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЕ

Каждый рельефообразующий процесс — это прежде всего процесс динамики вещества, слагающего литосферу Земли. Но в отличие от эндогенных факторов способных перемещать целые блоки земной коры, экзогенные факторы осуществляют этот процесс при непременном условии дезинтеграции горных пород¹. Поэтому, по существу, начальным этапом любого экзогенного процесса является подготовка горной породы к дезинтеграции, измельчению. Совокупность процессов, осуществляющих дезинтеграцию горных пород, называют *выветриванием*.

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

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

¹ Дезинтеграция горных пород — распадение их на обломки различной величины без изменения состава.

ФИЗИЧЕСКОЕ ВЫВЕТРИВАНИЕ

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

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

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

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

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

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

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

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

Разрушению горных пород способствуют намокание и высыхание (этот фактор особенно важен для глин, суглинков, мергелей),

а также физическое воздействие организмов (корней растений, землероев, камнеточцев).

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

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

ХИМИЧЕСКОЕ ВЫВЕТРИВАНИЕ

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

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

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

КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

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

Совокупность остаточных (несмещенных) продуктов выветривания называют *корой выветривания*. Существует целый ряд классификаций кор выветривания. Большинство авторов выделяют следу-

ющие типы кор: а) *обломочная*, состоящая из химически неизмененных или слабо измененных обломков исходной породы; б) *гидрослюдистая кора*, характеризующаяся слабыми химическими изменениями коренной породы, но уже содержащая глинистые минералы — гидрослюды, образующиеся за счет изменений полевых шпатов и слюд; в) *монтмориллонитовая кора*, отличающаяся глубокими химическими изменениями первичных минералов; главный глинистый минерал — монтмориллонит; г) *каолинитовая кора*; д) *красноземная* и е) *латеритная*. Последние два типа коры представляют собой результат длительного и интенсивного выветривания с полным изменением первичного состава исходных пород.

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

Изложенное выше дает возможность перейти к оценке роли выветривания в рельефообразовании.

Само выветривание не образует каких-либо специфических форм рельефа. Однако, будучи самым постоянным и мощным фактором дезинтеграции горных пород, выветривание готовит рыхлый материал, который становится доступным для перемещения другими экзогенными агентами, или перемещается на более низкие гипсометрические уровни под непосредственным воздействием силы тяжести. Именно в этом аспекте роль выветривания как фактора рельефообразования огромна.

В некоторых случаях в процессе выветривания происходит не разрыхление, а цементация рыхлых пород. Так, в условиях жаркого и сухого климата наблюдается цементация рыхлых поверхностных образований углекислой известью, гипсом или поваренной солью. В областях с несколько большим количеством осадков преобладает известковый цемент, с увеличением аридности климата углекислая известь заменяется гипсом. Мощность известково-гипсовых кор достигает 2 м.

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

Неперемещенные, остаточные коры выветривания могут «фиксировать» ранее сформированные выровненные денудационные поверхности. Изучение этих кор позволяет, во-первых, восстанавли-

вать палеогеографическую обстановку их формирования и, во-вторых, определять время «фиксации» денудационного рельефа (см. с. 24).

Эффект применения геоморфологических методов для выявления пространственного положения «фиксированных» денудационных поверхностей и условий их образования позволяет широко использовать эти методы для поиска целого ряда ценных полезных ископаемых (бокситов, железных, никелевых и кобальтовых руд, россыпей цветных металлов и т. п.), связанных с корами выветривания.

ГЛАВА 13. СКЛОНЫ, СКЛОНОВЫЕ ПРОЦЕССЫ И РЕЛЬЕФ СКЛОНОВ

ПОНЯТИЕ «СКЛОН». КЛАССИФИКАЦИЯ СКЛОНОВ

Как уже упоминалось, рельеф земной поверхности состоит из сочетания склонов и субгоризонтальных поверхностей. Согласно С. С. Воскресенскому, к *склонам* следует относить такие поверхности, на которых в перемещении вещества определяющую роль играет составляющая силы тяжести, ориентированная вниз по склону. При углах наклона $1-2^\circ$ составляющая ускорения силы тяжести, стремящаяся сместить частицы вниз по склону, еще очень мала, и такие поверхности к склонам не относятся. Но даже без них на долю склонов приходится более 80% всей поверхности суши. Уже этим определяется важность изучения генезиса склонов и происходящих на них процессов.

Силе тяжести на склонах противостоят силы сцепления частиц рыхлых пород между собой и с подстилающими невыветрелыми коренными породами. Соотношение составляющей силы тяжести и сил сцепления определяет ход процессов, происходящих на склонах. Соотношение, зависящее от многих факторов, бывает разным. Это является причиной разнообразия склоновых процессов, о чем будет сказано ниже. О перемещении вещества на склонах можно судить на основании непосредственных полевых наблюдений, а в случае малых скоростей этих процессов — на основании изучения морфологии склонов и строения склоновых отложений.

Процессы, протекающие на склонах, ведут к перемещению, а при благоприятных условиях — к накоплению продуктов выветривания, т. е. к образованию как выработанных, так и аккумулятивных форм рельефа. Склоновая денудация является одним из основных экзогенных факторов формирования рельефа и основным поставщиком материала, из которого образуются потом аллювиальные, ледниковые, морские и другие генетические типы отложений.

Существует тесная взаимосвязь между выветриванием и склоновыми процессами: быстрое удаление со склонов рыхлых продуктов выветривания обнажает «свежую» породу и тем самым способствует усилению выветривания. Медленная денудация склонов, на-

против, приводит к накоплению продуктов выветривания, которое затрудняет дальнейшее выветривание коренных пород, но способствует интенсификации склоновых процессов. Таким образом, отмечает С. С. Воскресенский, темп склоновых процессов определяет в конечном счете быстроту денудации.

В последнее время изучению склонов и склоновых процессов уделяется очень большое внимание. Это изучение имеет как научный интерес (позволяет установить генезис и историю развития рельефа), так и огромное практическое значение. Изучение склонов и склоновых процессов особенно важно при прикладных исследованиях, ставящих своей задачей борьбу с эрозией почв, при изысканиях



Рис. 38. Форма профилей склонов:

а — прямой склон; б — выпуклый; в — вогнутый; г — выпукло-вогнутый

под строительство сооружений на склонах, при поисках месторождений различных полезных ископаемых и т. д.

Особенности формирования склонов находят свое выражение прежде всего в морфологии,

т. е. во внешних особенностях склонов: крутизне, длине, форме. По крутизне склоны делят на крутые ($\alpha \geq 35^\circ$), склоны средней крутизны ($\alpha = 35-15^\circ$), отлогие склоны ($\alpha = 15-5^\circ$), очень отлогие склоны ($\alpha = 5-2^\circ$). Такое деление имеет некоторый генетический смысл и дает возможность судить о характере и интенсивности современных склоновых процессов.

По длине склоны делят на длинные ($l > 500$ м), склоны средней длины ($l = 500-50$ м), короткие склоны ($l < 50$ м). Длина склонов обуславливает различную степень увлажнения склоновых отложений, а от степени увлажнения зависит интенсивность хода почти всех склоновых процессов.

По форме профиля склоны могут быть прямыми, выпуклыми, вогнутыми, выпукло-вогнутыми (рис. 38). Поверхность каждого из перечисленных склонов может быть осложнена ступенями, повышениями и понижениями неправильных очертаний и т. д. Форма профиля склонов несет особенно большую информацию о процессах, происходящих на них, а иногда дает возможность судить о характере взаимодействия эндогенных и экзогенных сил.

Наклоненные участки поверхности Земли (склоны) возникают в результате деятельности или эндогенных или экзогенных сил. В соответствии с этим все склоны могут быть подразделены на склоны эндогенного и экзогенного происхождения.

Склоны эндогенного происхождения могут быть образованы в результате тектонических движений земной коры, магматизма, землетрясений. Склоны тектонического генезиса могут возникать в результате колебательных движений земной коры, складчатых или разрывных нарушений. Склоны, связанные с проявлением магматизма, могут быть обусловлены проявлением как интрузивного, так

и эффузивного магматизма. С известной долей условности к склонам эндогенного происхождения можно отнести склоны, созданные деятельностью грязевых вулканов (псевдовулканические).

Среди *склонов экзогенного происхождения* в соответствии с действующими экзогенными факторами могут быть выделены склоны, созданные поверхностными текучими водами (флювиальные склоны), деятельностью озер, морей, ледников, ветра, подземных вод и мерзлотных процессов. К этой же группе следует отнести склоны, созданные организмами (коралловые рифы), а также склоны, являющиеся результатом хозяйственной деятельности человека. Нередко склоны могут быть созданы совокупной деятельностью двух или нескольких экзогенных агентов.

Склоны экзогенного, а также вулканического и псевдовулканического происхождения могут быть образованы как за счет выноса, так и за счет накопления материала, и в соответствии с этим подразделяться на *склоны денудационные* (выработанные) и *аккумулятивные*. Денудационные склоны, в свою очередь, можно подразделить на *структурные*, пространственно совпадающие с падением и простиранием отпрепарированных стойких пластов, и *аструктурные* склоны, у которых такого совпадения нет.

Склоны, возникающие в результате перечисленных выше процессов, не остаются неизменными, а преобразуются под воздействием целого ряда процессов. Именно эти процессы Ю. Г. Симонов называет *склоновыми* в отличие от *склоноформирующих процессов*, в результате которых образуются исходные (первичные) наклонные поверхности. В природе эти процессы тесно взаимосвязаны. Уже в самом начале образования наклонные поверхности подвергаются воздействию тех или иных склоновых процессов, поэтому морфологический облик подавляющего большинства склонов является результатом совместного воздействия склоноформирующих и склоновых процессов. Лишь в некоторых случаях процессы образования и преобразования склонов разорваны во времени. Примером такого рода может быть образование уступа во время землетрясения и последующее его преобразование склоновыми процессами и др.

В зависимости от морфологических особенностей склонов, состава и мощности рыхлых отложений на склонах, а также от конкретных физико-географических условий склоновые процессы отличаются большим разнообразием. По особенностям склоновых процессов С. С. Воскресенский выделяет следующие типы склонов.

1. *Склоны собственно гравитационные*. На таких склонах крутизной 35—40° и более обломки, образующиеся в результате процессов выветривания, самопроизвольно (под действием силы тяжести) скатываются к подножию склонов. К ним относятся обвальные, осыпные, а также лавинные склоны.

2. *Склоны блоковых движений*. Образуются при смещении вниз по склону блоков горных пород разных размеров. Смещению блоков в значительной мере способствуют подземные воды, хотя роль гравитации остается значительной. Крутизна таких склонов колеб-

лется от 20 до 40°. К ним относятся оползневые, склоны оползней-спявов и склоны отседания.

3. *Склоны массового смещения чехла рыхлого материала.* Характер смещения грунта зависит от его консистенции (состояния, лат. consistere — состоять), обусловленной количеством содержащейся в грунте воды. Массовое смещение материала происходит на склонах разной крутизны: от 40 до 3°. К склонам массового смещения материала относятся солифлюкционные, склоны медленной солифлюкции, дефлюкционные (крип) и др.

4. *Склоны делювиальные (плоскостного срыва).* Делювиальные процессы зависят от целого ряда факторов, и в первую очередь от состояния поверхности склонов. Они наблюдаются и на крутых и на очень пологих (2—3°) склонах.

СКЛОНОВЫЕ ПРОЦЕССЫ И РЕЛЬЕФ СКЛОНОВ

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

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

Стенки срыва представляют собой довольно ровные поверхности, часто совпадающие с плоскостями разломов и границами пластов. Они наблюдаются на склонах крутизной 30—40°. Ниши формируются на более крутых склонах. Крутизна их стенок достигает 90°, иногда ниши ограничены нависающими карнизами. Четко выраженные ниши напоминают по внешнему виду огромные цирковидные чаши.

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

Обвалы наблюдаются как в горах, так и на равнинах. Наиболее грандиозны обвалы в горах. Так, при обвале в долине реки Мургаб (Западный Памир, 1911) объем обрушившейся породы составил более 2 км³, а ее масса — около 7 млрд. т. Если сравнить эту массу с твердым стоком Волги (около 25 млн. т/год), то по масштабам рельефообразующего процесса обвал в долине Мургаба эквивалентен объему материала, вынесенному Волгой за 280 лет. Еще более грандиозные по масштабам обвалы имели место в Альпах. По данным А. Герхарда, объем наиболее крупного из них около 15 км³, а площадь, занятая обвальными массами, 49 км².

Обвалы в горах часто приводят к перегораживанию речных долин и образованию озер. Таково происхождение озера Рица на Кавказе, озера Иссык в Заилийском Алатау, Сарезского — на Памире и множества других в любом высокогорном районе мира.

Крупные обвальные массы распадаются на множество обломков разной величины и движутся вниз по склону к его подошве, где и откладываются или по инерции продолжают двигаться по дну долины. Известны случаи, когда обвальные массы продвигались по крутым уклонам узких горных долин на расстояние 7—12 км. При движении вдоль долин каменные потоки производят значительную работу по изменению поверхности склонов долин. По данным С. Н. Матвеева, поток скалистых обломков в одной из альпийских долин выработал борозду глубиной шесть—десять метров при ширине 10—20 м.

Обвалы небольших масс породы, состоящей из обломков размером не более 1 м³, называют *камнепадами*. Следует заметить, что обвалы и камнепады вместе с осыпями и лавинами осуществляют едва ли не основную работу по денудации склонов гор. По данным М. И. Ивероновой, скорость денудации в Тянь-Шане только за счет камнепадов составляет 0,17 мм в год.

Осыпные склоны. Образование осыпей связано преимущественно с физическим выветриванием. Наиболее типичные осыпи наблюдаются на склонах, сложенных мергелями или глинистыми сланцами. У классически выраженной осыпи различают осыпной склон, осыпной лоток и конус осыпи. *Осыпной склон* сложен обнаженной породой, подвергающейся физическому выветриванию. Продукты выветривания — щебень, дресва, перемещаясь вниз по склону, оказывают механическое воздействие на поверхность склона и вырабатывают в нем желоб — *осыпной лоток* глубиной 1—2 м при ширине в несколько метров. В нижних частях денудационных участков склонов желоба объединяются в более крупные ложбины, ширина которых может достигать десятков метров. Талые и дождевые воды еще более углубляют желоба, расчлениют денудационную часть склонов, бровка склона становится фестончатой (рис. 39). Иногда рельеф денудационной части осыпных склонов оказывается очень сложным, образованным системой башен, колонн и т. п.

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

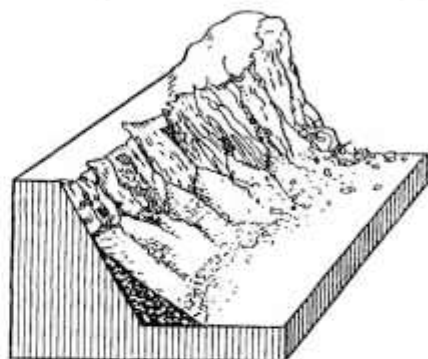


Рис. 39. Осыпной склон

Осыпные конусы могут сливаться друг с другом, к ним примешивается грубообломочный обвалыный материал, и в конце концов у подножья склона образуется сплошной шлейф из крупных и мелких обломков породы. Формируются отложения, которые называют *коллювиальными* или просто *коллювием* (colluvio — скопление). Коллювий отличается плохой сортировкой материала. Одна из особенностей строения коллювиальных отложений заключается в том, что наиболее крупные обломки продвигаются дальше всего по аккумулятивной части осыпного склона и слагают подножие осыпей.

В возникновении обвалов и осыпей скрытое участие принимает вода. Дождевые и талые воды разрабатывают трещины, по которым происходит срыв обвалыно-осыпных масс, а также способствуют разрушению породы при замерзании в трещинах. Разрушение усиливается и за счет изменения объема породы при смене увлажнения и высыхания. Образуются обломки разной формы и величины, которые смещаются вниз по крутому склону преимущественно под действием силы тяжести.

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

Лавинные склоны. Скользящие и низвергающиеся вниз со склона снежные массы называют *лавиной*. Лавины — характерная особенность горных склонов, на которых образуется устойчивый снежный покров. В зависимости от характера движения снега по склонам Г. К. Тушинский выделяет три типа лавин: осывы, лотковые и прыгающие лавины.

Осывами называют соскользнувший широким фронтом снег (вне строго фиксированных русел). При осывах в движение вовлекается слой снега толщиной 30—40 см. Геоморфологическая роль такого типа лавин незначительная. Лишь иногда у подножья склонов формируются небольшие гряды, состоящие из материала, захваченного осывом со склона.

Лотковые лавины движутся по строго фиксированным руслам, заложеным часто временными водотоками. У лотковых лавин, как правило, хорошо выражены лавиносборные понижения, лотки, по которым движется снежная масса, и конусы выноса. Лавиносборными понижениями часто служат отмершие кары или эрозивно-денудационные водосборные воронки.

Лавинные лотки — это крутостенные врезы с отшлифованными склонами, обычно лишенными растительности. В поперечном сечении они имеют нередко корытообразную форму. Продольный профиль лотков может быть ровным или с уклонами различной величины. Лавинные лотки хорошо опознаются на местности и дешифри-

руются на аэрофотоснимках по ряду косвенных признаков: по «лавинным прочесам», т. е. полосам, лишенным древесной растительности, изменению характера растительности и т. д.

Конусы выноса лавин состоят из снега, перемешанного с обломочным материалом. Обломочный материал, вытаивающий из лавинного снега и скапливающийся из года в год у основания лавинных лотков, образует своеобразную рыхлую толщу, которую часто называют лавинным «мусором». Лавинные конуса выноса состоят из несортированного обломочного материала и включения большого количества органических остатков — обломков деревьев, дерна и т. д. Поверхность лавинных конусов выноса из-за неравномерного содержания обломочного материала в снежной массе лавины неровная, бугристая.

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

К *прыгающим лавинам* относят лотковые лавины, продольный профиль которых характеризуется наличием отвесных участков. Морфологические признаки прыгающих лавин мало отличаются от лотковых лавин.

Рельефообразующая роль лавин зависит от их размеров и частоты схода. Размер и частота схода, в свою очередь, связаны с размером лавиносборных понижений, длиной и крутизной склонов, количеством выпадающих осадков, а также погодными условиями в момент схода лавин. Сухой и мокрый снег лавин по-разному воздействуют на подстилающее ложе.

Оползневые склоны. В отличие от рассмотренных выше процессов при оползании происходит перемещение монолитного блока породы. Процессы оползания всегда гидрогеологически обусловлены. Они возникают в случае, если водопроницаемые породы подстилаются горизонтом водоупорных пород, чаще всего глин. Образованию оползней особенно благоприятствует такое залегание пород, когда падение кровли водоупорных пород совпадает с направлением уклона поверхности. Водоупорный горизонт при этом служит поверхностью скольжения, по которой более или менее значительный блок породы соскальзывает вниз по склону. При оползании порода может частично дробиться, превращаться в бесструктурную массу. Скопление оползневых масс у подножья склонов называется *делювием*. Размеры оползней сильно варьируют. Встречаются громадные оползни, захватывающие сотни тысяч кубических метров породы, и малые, объем которых не превышает нескольких десятков кубометров.

Оползни образуются как в горах (в областях развития слабосцементированных пород), так и на равнинах, где они приурочены

к берегам рек, морей, озер. Возникают оползни на крутых склонах, наклон которых равен или превышает 15° . При меньших углах оползни образуются редко.

При оползании формируется определенный комплекс форм рельефа: *оползневой цирк*, ограниченный *стенкой срыва оползня* (оползневым уступом), *оползневой блок*, характеризующийся в большинстве случаев запрокинутостью верхней площадки (оползневой террасы) в сторону оползневого склона и крутым *уступом*, обращенным в сторону реки, моря или озера по направлению движения оползня. В некоторых случаях в результате деформации поверхностных слоев породы движущимся оползнем возникает *напорный оползневой вал*. Такие оползни называют *детрузивными* в отличие от *делаяпсивных*, свободно соскальзывающих к урезу реки или моря. Морфологические элементы оползня показаны на рис. 40.

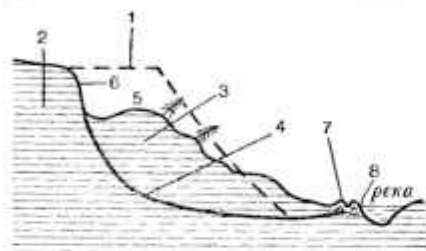


Рис. 40. Основные морфологические элементы оползня и рельеф оползневого склона:

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 описанного типа встречаются наиболее часто. Их называют *блочными* или *структурными*. Кроме них встречаются и другие виды оползней, например, оползни-сплывы.

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

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

Для выявления оползневых склонов исключительно важное значение имеет изучение морфологии склонов. Свидетелями развития на склоне оползневых процессов служит появление беспорядочной бугристости на поверхности и в основании склона, наличие террасовидных площадок, запрокинутых в сторону берега, свежих стенок отрыва, замкнутых западин и других форм, чуждых обычному склону реки или берегу моря. Следует заметить, что крупные оползневые тела на склонах могут быть приняты за речные, озерные или

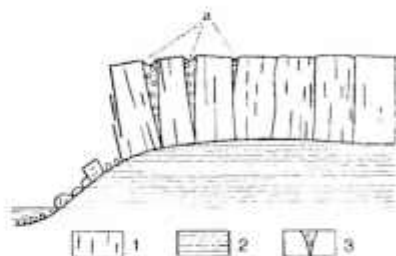
морские террасы. Это один из видов так называемых псевдотеррас. От обычных речных, озерных или морских террас оползневые псевдотеррасы отличаются более неровным рельефом, запрокинутостью в сторону берега, невыдержанностью по простиранию и высоте.

Одним из основных отличий оползневых псевдотеррас от обычных является отсутствие на их поверхности речных, озерных или морских отложений. Строение псевдотеррас идентично строению склонов, на которых идут оползневые процессы.

Склоны отседания по условиям образования близки к блоковым оползням. Они развиваются на крутых склонах (не менее 15°) значительной относительной высоты.

Рис. 41. Склон отседания (по С. С. Воскресенскому):

а — рвы отседания; 1 — вертикально трещиноватые прочные породы (диабазы, базальты, известняки, песчаники и др.); 2 — породы, способные к пластическим деформациям (глины, мергели, алевролиты и др.); 3 — щебиристо-суглинистые склоновые отложения



Отседание склонов возможно в кристаллических и достаточно прочных осадочных породах. Этот процесс широко распространен на Среднесибирском плоскогорье, где, согласно С. С. Воскресенскому, явление отседания развивается особенно интенсивно в случае залегания траппов на осадочных породах, способных к пластическим деформациям (глины, мергели, алевролиты). Благодаря пластическим деформациям пород, подстилающих траппы, последние разбиваются трещинами, все более и более расширяющимися и углубляющимися (рис. 41). Это приводит к отделению и последующему дроблению (в результате обвала) отделившихся блоков, объемы которых могут колебаться от десятков до тысяч кубических метров. С явлением отседания связано распространение «*рвов отседания*» — глубоких (до 20 м) и широких (до 100 м) трещин, идущих параллельно склону. Длина рвов отседания исчисляется сотнями метров. В плане они прямые или имеют ломаные очертания.

В суглинках с четко выраженной вертикальной отдельностью блоки отседания часто соскальзывают вниз, не опрокидываются, а прислоняются к «материнскому» склону. Такие формы отседания получили название «*осовов*».

Солифлюкционные склоны. В странах с сезонным промерзанием поверхностного грунта и особенно в областях с вечной мерзлотой распространенным типом склоновых процессов является солифлюкция. Грунт насыщается влагой за счет таяния содержащегося в нем льда. Консистенция грунта становится жидко-текучей, т. е. он приобретает способность растекаться тонким слоем. Скорость

солифлюкционного движения измеряется миллиметрами и даже сантиметрами в секунду. Превладающие скорости от 3 до 10 м в год. Такую солифлюкцию называют быстрой в отличие от медленной солифлюкции, о которой речь пойдет ниже. Мощность солифлюкционных потоков невелика — 20—60 см. Лишь в нижней части склона, где движение солифлюкционного потока замедляется, мощность медленно текущей массы может увеличиваться до метра и больше: образуются натечные солифлюкционные терраски в виде языков (рис. 42). Ширина языков-террасок может достигать не-

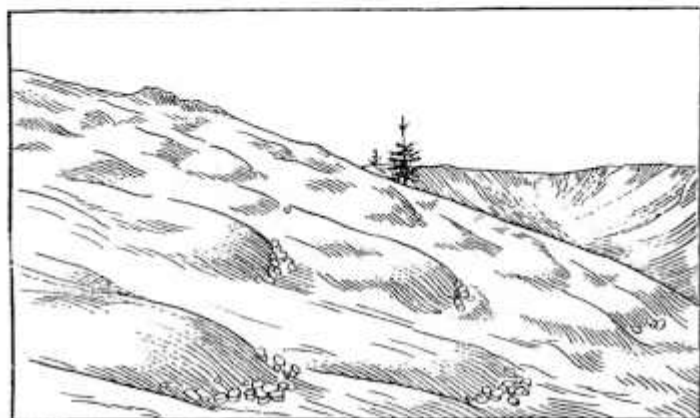


Рис. 42. Солифлюкционные натечные терраски (по С. Г. Бочу)

скольких десятков метров. В высоких широтах солифлюкция служит одним из основных поставщиков материала с междуречий в долины рек и временных водотоков.

Склоны медленной солифлюкции. Медленная солифлюкция — движение массы грунта, обладающего вязко-текучей консистенцией, т. е. способностью растекаться толстым слоем. Возникает медленная солифлюкция в случае, если рыхлые массы песчано-глинистого материала, насыщенные водой, не в состоянии длительное время сохранять уклон своей поверхности. К склонам медленной солифлюкции относится большинство склонов в арктических и субарктических районах. В умеренных широтах с гумидным климатом медленная солифлюкция наиболее характерна для нижних, лучше увлажненных частей склонов. Таким образом, склоны медленной солифлюкции пользуются довольно широким распространением. Процессы медленной солифлюкции могут происходить даже на отлогих склонах, крутизна которых всего 3—4°.

Скорость движения грунта при медленной солифлюкции зависит от длины, крутизны и характера поверхности склонов, механического состава и мощности рыхлого чехла, наличия или отсутствия

подстилающих водоупорных пород. Преобладающие скорости — от десятков сантиметров до 2 м в год.

Благодаря относительно равномерному и постоянному течению процесса, склоны медленной солифлюкции не имеют специфических морфологических черт и характеризуются ровной поверхностью.

Процессы медленной солифлюкции довольно широко распространены во влажных тропических районах, где вязко-текучая консистенция грунта обусловлена обильными атмосферными осадками в течение всего года или значительной его части. Такую солифлюкцию называют медленной «тропической» солифлюкцией. Благоприятствуют ей, кроме обилия осадков, интенсивное химическое выветривание, дающее большое количество глинистого материала, а также значительное количество коллоидных растворов, связанных с пыльным развитием растительного покрова.

Как разновидность склонов медленной солифлюкции можно рассматривать курумы. Курумы — поверхности, образованные скоплением глыб размером от десятка сантиметров до 3 м в поперечнике с незаполненными мелкоземом межглыбовыми полостями. Курумы довольно широко распространены в горных районах и на плоскогорьях, в строении которых участвуют скальные породы. С. С. Воскресенский делит курумы на курумы-осыпи, возникшие как осыпь и живущие потом как курумы, и «настоящие» курумы, питающиеся снизу за счет разрушения подстилающих пород. Курумы встречаются и на крутых ($20-30^\circ$) и на слабонаклоненных или даже горизонтальных поверхностях вершин и горных седловин. Границы курумов с соседними задернованными склонами довольно четки, особенно верхняя (по склону). Поверхность курумов неровная. Колебания ее относительных высот зависят от величины обломков и характера их залегания. Заглубление верхней части курума по отношению к поверхности задернованного склона и выступание над его поверхностью нижней части курума свидетельствует о том, что смещение материала вниз по склону на куруме совершается быстрее, чем на соседнем задернованном склоне. Текстурные особенности курумовых отложений свидетельствуют о том, что материал в них движется не только вниз по склону, но и по нормали к нему, следствием чего является неплотная упаковка глыб и миграция крупных глыб к поверхности курума.

Линейновытянутые курумы называют каменными реками. Длина каменных рек, по данным С. С. Воскресенского, на Среднесибирском плоскогорье достигает 500 м, а в Забайкалье и Восточном Саяне превышает 1 км. Ширина их различна — от десятков до сотен метров. Скорости движения каменных рек могут достигать 1,5 м/год, чаще 0,2—0,3 м/год. «Истоками» каменных рек часто являются обширные по площади «настоящие» курумы, именуемые иногда «каменными морями».

Дефлюкционные склоны. На многих склонах, имеющих сомкнутый растительный покров, нет ни осыпного, ни делювиального сноса, но тем не менее происходит, хотя и медленное, но постоянное,

или, как говорят, вековое перемещение коры выветривания. Механизм этого перемещения связан, главным образом, с колебаниями температуры и влажности. Частица грунта, нагреваясь, расширяется. Находясь на наклонной поверхности, она испытывает действие силы тяжести, которая в этом случае может быть разложена на два вектора — один направлен по склону, другой — по нормали от поверхности склона. Расширяясь, частица как бы поднимается ближе к поверхности и, выведенная из состояния равновесия, успевает пройти некоторое расстояние вниз по склону. При понижении температуры частица опускается, но уже не на то место, с которого

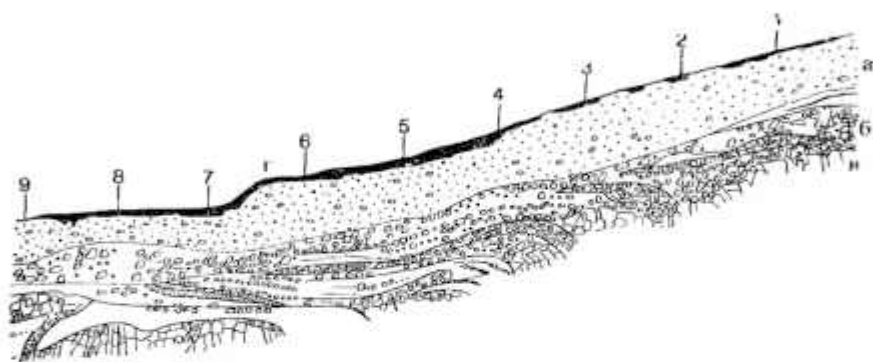


Рис. 43. Строение дефлюкционного склона (рис. Э. А. Лихачевой):

а — сильно смещенные склоновые отложения; б — горизонт кос (слабо смещенные склоновые отложения); в — «разборная скала» — подвергающаяся разрушению гранитодиаз; г — солифлюкционная терраска. Цифры наверху — расстояние в метрах; вертикальный и горизонтальный масштабы одинаковы. Восточное Забайкалье.

она сдвинулась при нагревании. Так проходя каждый раз микроскопически малые расстояния, частица очень медленно сползает вниз по склону. То же происходит со всеми окружающими ее частицами грунта. Механизм движения частицы за счет изменений увлажненности в принципе тот же, добавляется эффект пластичности грунта. Перемещение грунта вниз по склону происходит также за счет изменения его объема при переменном промерзании и оттаивании. Такое медленное смещение коры выветривания (при ее глинистом или суглинистом составе) может протекать со скоростью от 0,2 до 1,0 см в год. Этот вид движения получил название *дефлюкции*, или *крипа* (англ. *сгеер* — ползти, сползать). О существовании этого вида движения можно судить по таким признакам, как «слоистость течения», обнаруживаемая на вертикальном разрезе коры выветривания, направление «щебневых кос» в местах близкого залегания к поверхности коренных пород (рис. 43), изгибание вниз по склону корней растений, и некоторым другим. Дефлюкционные процессы протекают на склонах крутизной 10—35°.

Подобно склонам медленной солифлюкции, дефлюкционные склоны характеризуются ровной поверхностью и специфических морфологических черт рельефа не имеют. Поэтому задернованные или занятые лесом дефлюкционные склоны с первого взгляда могут показаться «мертвыми», неразвивающимися.

Если скорость движения превышает указанные выше пределы (что может произойти при высокой степени увлажнения поверхностных слоев грунта), дефлюкционное смещение может привести к разрыву дернового покрова. Тогда массы движутся уже не в виде медленно сползающего сплошного слоя, а в виде прерывистого сползания отдельных блоков поверхностного слоя, т. е. оно напоминает в миниатюре оползневой процесс. Эта разновидность дефлюкции называется *децерацией*. О существовании децерационного движения можно судить по наличию микроступенчатости на склоне. Дерновый покров оказывается разорванным, и на вертикальных гранях ступенек обнажаются почва или кора выветривания.

Определенную роль при децерационных процессах играет увеличение нагрузки на грунт, в частности выпас скота. Следует заметить, что скот не только способствует увеличению децерации, но и появлению рельефа «коровьих троп». Используя горизонтальные площадки микроступенек, животные протопытают тропы. В результате на склоне образуются волнистые микротерраски, тянущиеся на десятки и даже сотни метров.

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

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

характер растительного покрова (наличие или отсутствие дернины на склоне) более чем любой из перечисленных выше факторов влияет на интенсивность делювиального смыва. В естественных условиях леса и на поверхностях с плотной травянистой дерниной делювиальный смыв гасится полностью даже на крутых склонах. Делювиальный смыв идет очень интенсивно на пашнях даже при очень малых углах наклона ($2-3^\circ$). Так, на Придеснинском опытно-овражном участке на пашне и на посевах овса и кукурузы при углах наклона 17° , интенсивности осадков 2 мм/мин и общем их количестве 120 мм (один дождь) смыв достиг огромной величины — 47 т/га. Рядом в тех же условиях на целинных участках смыва не наблюдалось даже при углах наклона 24° . Неправильная распашка склонов, вырубка леса, неумеренный выпас скота резко увеличивают интенсивность склоновой денудации.



Рис. 44 Поперечный разрез типичных деллей (вертикальный масштаб увеличен по сравнению с горизонтальным в 20 раз (по С. С. Воскресенскому):

1 — почва; 2 — коренные породы; 3 — смещающиеся склоновые отложения

Равномерный плоскостной смыв может происходить лишь на ровных склонах. Таких «идеальных» условий в природе нет. На поверхности склонов всегда есть какие-то неровности, понижения различных размеров. Встречая на своем пути такие понижения, отдельные струйки сливаются, образуют более мощные струи. Эти струи, обладая большей «живой силой», уже используют не только имеющиеся понижения, но и начинают прокладывать свой собственный путь, врезаясь в поверхность склона и образуя борозды. Так на склонах начинается процесс размыва — *эрозия*. Часть борозд с течением времени превращается в промоины, а некоторые из промоин — в овраги.

Переход плоскостных склоновых процессов в линейные наблюдается не только на делювиальных склонах. Выше говорилось о переходе «каменных морей» в «каменные реки». Такой процесс наблюдается на солифлюкционных склонах, где солифлюкционные потоки «приспосабливаются» к имеющимся на склоне понижениям, и на дефлюкционных склонах, где линейность движения выражается в форме безрусельных ложбин — деллей. Делли — неглубокие (0,25—0,5 м) понижения, расстояния между которыми колеблются от 20 до 60 м (рис. 44). В рельефе они выражены нечетко и часто бывают заметны только благодаря изменению характера растительного покрова. В большинстве случаев делли прямолинейны и в отличие от мелких эрозийных форм не ветвятся, а следуют параллельно друг другу. Возникают они на дефлюкционных склонах крутизной от 10 до 25° .

ЗОНАЛЬНОСТЬ И ВЗАИМООТНОШЕНИЕ СКЛОНОВЫХ ПРОЦЕССОВ

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

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

Характер и интенсивность описанных выше процессов меняется не только в пространстве, но и во времени. Так, летом при отсутствии дождей делювиальные процессы прекращаются совсем, а скорость дефлюкционного перемещения склоновых отложений резко уменьшается вследствие их сухости. При ливневых дождях или интенсивном весеннем снеготаянии резко возрастает роль делювиального смыва, увеличивается скорость дефлюкционного перемещения склоновых отложений. При значительном насыщении материала осыпей влагой (при затяжных дождях или весеннем снеготаянии) к делювиально-дефлюкционным процессам, обычным для этих частей склонов, могут прибавиться оползни, сходы и деградационные процессы.

Как уже отмечалось, проявление склоновых процессов зависит от ряда условий, главными из которых являются: уклоны первичных склонов, мощность и механический состав склоновых отложений, режим их увлажнения. Анализируя течение склоновых процессов в различной природной обстановке, можно видеть, что часть условий определяется региональными особенностями процессов выветривания (см. гл. 12), характером и режимом выпадения осадков, испарения и т. п. Эта часть условий хорошо коррелируется с

ландшафтными особенностями того или иного региона. Другая часть условий от ландшафтных особенностей не зависит и проявляется почти одинаково и в условиях тундры, и в умеренной зоне, и в условиях пустыни. *Склоновые процессы*, обусловленные второй группой причин, являются как бы *интразональными*. В любой из природных зон они локальны и занимают малые площади. К ним в первую очередь относятся обвальные и осыпные процессы, а также процессы отседания блоков и блоковое оползание, т. е. процессы, происходящие на склонах, угол наклона которых больше угла естественного откоса, колеблющегося от 30 до 45°. Эти процессы Ю. Г. Симонов называет *локальными*. Процессы делювиального смыва, медленного сползания масс (дефлюкция), солифлюкции тесно связаны с региональными ландшафтными условиями. Такие процессы Ю. Г. Симонов называет *региональными склоновыми процессами*.

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

ВОЗРАСТ СКЛОНОВ

Подобно определению возраста рельефа (см. гл. 3), определение возраста склонов представляет большие затруднения. Обусловлено это тем, что на любом первично возникшем склоне постоянно идут те или иные склоновые процессы, меняющие облик склона. Поэтому, когда мы говорим о возрасте склона, речь идет о времени действия того агента, который создал основные морфологические особенности первичного склона. Для склонов эндогенного происхождения это время проявления того или иного типа тектонических движений или магматизма, для экзогенных — время действия одного из экзогенных агентов. Проще решается вопрос о возрасте склонов аккумулятивных форм рельефа. Определив тем или иным путем возраст осадков, слагающих аккумулятивную форму, решается вопрос о возрасте ее склонов. Труднее обстоит дело с определением возраста денудационных склонов. Не вдаваясь в детали этой сложной проблемы, отметим, что в ряде случаев возраст денудационных склонов может быть определен или по возрасту коррелятных (склоновых) отложений, если таковые сохранились, или по соотношению форм рельефа, возраст которых известен. Так, например, склоны речных долин Подмосковья сформировались после таяния московского ледника, так как долины врезаются в поверхность междуречий, сложенных ледниковыми отложениями московского возраста. Более точно определить возраст склонов долин

нельзя, если они опираются на пойму, формирование которой происходит и в настоящее время. При наличии в долине реки террас возраст разных участков ее склонов может быть уточнен. Так, если в долине имеется надпойменная терраса позднечетвертичного (валдайского) возраста, то склон долины, опирающийся на ее поверхность, имеет средне- и позднечетвертичный (московско-валдайский) возраст, а склон от поверхности террасы к пойме — позднечетвертично-голоценовый (послевалдайский) возраст.

РАЗВИТИЕ СКЛОНОВ. ПОНЯТИЕ О ПЕНЕПЛЕНАХ, ПЕДИМЕНТАХ, ПЕДИПЛЕНАХ И ПОВЕРХНОСТЯХ ВЫРАВНИВАНИЯ

Склоновые процессы ведут к выполаживанию склонов, к сглаживанию рельефа, к плавным переходам от одних форм или элементов форм рельефа к другим. И если какой-либо участок земной

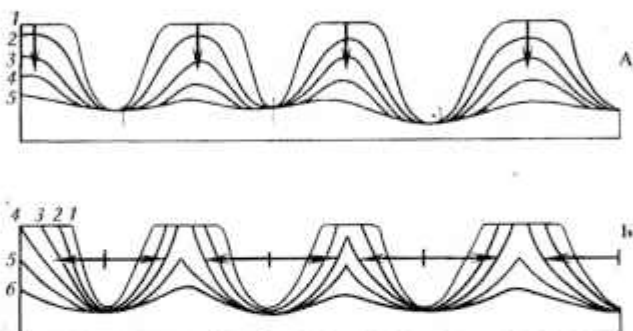


Рис. 45. Процесс пенепплеизации по В. Девису (А) и педипплеизации — по В. Пенку (Б). Стрелками показано направление, в котором идет срезание междуречий; 1, 2, 3, 4, 5, 6 — последовательные стадии развития пенепплена и педипплена

поверхности более или менее продолжительное время находится в состоянии тектонического покоя, выполаживание образовавшихся на нем ранее эндогенных или экзогенных склонов агентами склоновой денудации (при неперменном участии выветривания) приведет к «съеманию», понижению междуречных (водораздельных) пространств и формированию на месте расчлененного участка земной поверхности невысокой, слегка волнистой равнины, которую В. Дэвис предложил назвать *пенеппеном* (рис. 45, А).

Образование выровненных денудационных поверхностей в результате пенепплеизации (выравнивания сверху) возможно, и такие поверхности в природе существуют.

Однако, по-видимому, чаще развитие склонов и образование денудационных выровненных поверхностей происходит иным путем, путем отступления склонов параллельно самим себе (рис. 45, Б).

Этот процесс называется *педипленизацией*, а сформировавшаяся таким образом денудационная равнина — *педипленом*.

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



Рис. 46. Предгорная наклонная равнина, выработанная в коренных породах (педимент)



Рис. 47. Педиплен с отдельными останцами (по Н. В. Башенной)

В результате поверхность коренных пород у подножья отступающего склона постепенно обнажается. Так в ходе описанного процесса возникает наклонная выровненная поверхность, прилегающая к подножью склона, т. е. педимент (рис. 46). Формирование системы педиментов в виде «предгорной лестницы» в горах впервые описано В. Пенком, на равнинах — Л. Кингом.

Склоны какой-либо возвышенности или горы отступают не только каждый параллельно себе, но и навстречу друг другу. Благодаря встречному перемещению склонов происходит как бы «оседание» горного рельефа со всех сторон. В результате педименты сливаются в единую выровненную поверхность — педиплен (рис. 47).

Л. Кинг, внесший особенно большой вклад в изучение процессов и результатов педипленизации, считает, что наиболее благоприятен для образования педипленов полупустынный климат. В условиях полупустынь главными факторами формирования педипленов, по Кингу, являются ливневый снос со склонов, а также

интенсивное физическое выветривание и гравитационные процессы — обвалы, осыпи и др.

Н. В. Башенкина и М. В. Пиотровский, в целом разделяя взгляды Л. Кинга, отмечают, однако, что педипленизация, как и пене-пленизация, возможны и в других климатических зонах, только в каждой из них эти процессы имеют свои особенности.

Оптимальные условия для формирования пене-пленов имеются на платформах со спокойным тектоническим режимом и умеренным гумидным климатом, например в центральной и северной частях Русской равнины, в юго-западной и центральной частях США. Для этих областей характерны длинные и пологие склоны,

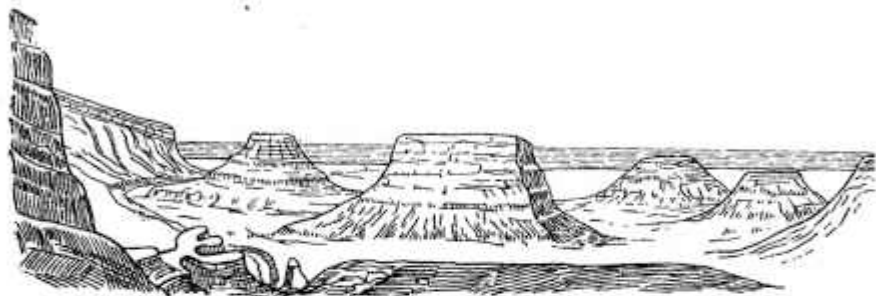


Рис. 48. Педимент с останцовыми столовыми горами. Берег Кара-Богаз-Гола (по Н. И. Андрусову)

здесь зачастую очень трудно или даже невозможно отграничить склоны с преобладанием смыва или аккумуляции.) В условиях более континентального гумидного климата Канады и Сибири развитие склонов идет по типу педиментов главным образом под воздействием таких процессов, как дефлюкация и солифлюкация. «Умеряющее» действие на развитие склонов оказывает таежная растительность. В результате процесс педипленизации протекает медленно и в настоящее время в основном находится на стадии образования педиментов.

В условиях аридного полупустынного климата развитие склонов сначала происходит преимущественно путем отступления склонов и формирования педиментов и *останцовых гор* (рис. 48). Последние вообще характерны для областей педипленизации, причем далеко не всегда останцовые или «островные» горы связаны с препарировкой более стойких пород. Сама сущность процесса педипленизации обуславливает неизбежность их образования даже при однородном геологическом строении.

По мере развития педиментов в полупустынных областях начинает сказываться засушливость климата: реки и временные водотоки при малом количестве осадков не в состоянии выносить за пределы области поступающий со склонов материал. Долины рек и крупных понижений заполняются наносами, образуются обширные

и мощные накопления склоновых отложений, над которыми возвышаются отдельные останцовые горы.

В пустынях также, и даже в большей степени, чем в полупустынях, главным процессом выравнивания является педипленизация. Сначала формируются педименты, причем обычно более круто наклоненные, чем педименты гумидных областей. Педименты сливаются и формируется педиплен, осложненный крутосклонными, резко очерченными останцовыми горами. При резко выраженной сухости климата, а также при благоприятных геологических условиях образуются огромные скопления грубообломочного материала, под которым педименты оказываются погребенными. Формируются так называемые *каменные пустыни*, очень ярко представленные, например, в Сахаре, в Ливийской пустыне, в Западной Австралии и в Большом бассейне на западе США.

Во влажных тропиках, где широко развита тропическая солифлюкция, выполаживание и последующее выравнивание рельефа идет одновременно и по пути пенеппленизации и по пути педипленизации. Огромное количество влаги переувлажняет грунт, представленный на значительных пространствах глинистыми продуктами латеритного типа выветривания. Переувлажненные массы материала сползают вниз. Это приводит к оплыванию и «растеканию» верхних участков склонов, следствием чего является общее снижение рельефа — пенеппленизация. Одновременно на крутых в исходном положении склонах энергично протекает педипленизация. Н. В. Башенина отмечает, что при этом важную роль играет избыточное увлажнение подошвы склона, большее, чем на других участках, которое создает эффект «подкопа» под склон. Нарушение равновесия в нижней части склона передается затем на более высокие его части. Склоны в таких условиях отступают особенно быстро. Островные горы, столь характерные для тропических денудационных равнин, здесь вовсе не обязательно реликтовые формы рельефа. Наоборот, островные горы и педиплены влажных тропиков в большинстве случаев образования, активно формирующиеся в наше время.

Наконец, в условиях арктического и субарктического климата главным механизмом образования поверхностей выравнивания является, по-видимому, педипленизация. Морозное выветривание и солифлюкция, а также нивальные процессы (геоморфологическая деятельность снежников) обуславливают быстрое отступление склонов, образование педиментов, а затем за счет слияния последних — и педиплена. Результатом педипленизации в высоких горах Арктики и Субарктики (на так называемых гольцах¹) являются «*гольцовые террасы*» — площадки, выработанные в скальных породах, нередко образующие концентрические системы на склонах гольцов. «Террасы» обычно образуются применительно к местным базисам денудации, которыми для нивальных процессов всегда служат перегибы склона от более крутого участка к более пологому. Здесь

¹ Гольцы — оголенные скалистые вершины, поднимающиеся выше границы леса и зоны альпийских лугов.

создаются условия для значительного накопления снега, а это благоприятствует интенсивной деятельности морозного выветривания, ливальных и солифлюкционных процессов.

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

Образование педиментов, педипленов и пенеппенов возможно только в условиях *нисходящего развития рельефа*, т. е. в условиях преобладания экзогенных процессов над эндогенными. При этом происходит общее уменьшение относительных высот и выполаживание склонов. При *восходящем развитии рельефа*, т. е. при преобладании эндогенных процессов над экзогенными, склоны вновь становятся более крутыми, а образовавшиеся выровненные поверхности испытывают поднятие и в течение какого-то времени, продолжительность которого определяется как площадью выровненной поверхности, так и интенсивностью последующих денудационных процессов, могут сохраняться как реликтовые формы рельефа. При неоднократной смене этапов нисходящего и восходящего развития рельефа в горных странах образуется ряд денудационных уровней, располагающихся в виде ступеней или ярусов на различных высотах. Они получили название *поверхностей выравнивания*. Каждая в отдельности поверхность выравнивания может оказаться не только поднятой, но и деформированной в результате складчатых или разрывных тектонических движений. В платформенных странах такие деформации более редки, и, как отмечается, в частности, Л. Кингом, денудационные уровни могут сохранять свои высотные отметки на очень большом протяжении. На Бразильском щите и на Африканской платформе Л. Кинг выделяет пять ярусов выровненных поверхностей, каждая из которых занимает значительные площадки и находится в пределах этих площадей на близких абсолютных высотах.

Примером поверхности выравнивания со складчато-глыбовой деформацией может служить среднеплиоценовая (предакчагыльская) поверхность выравнивания Большого Кавказа, которая ближе к оси свода Большого Кавказа поднята на 1000 и более метров, а в периферийной части располагается на абсолютных высотах 300—400 м.

ГЛАВА 14. ФЛЮВИАЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ И ФОРМЫ

Поверхностные текущие воды — один из важнейших факторов преобразования рельефа Земли. Совокупность геоморфологических процессов, осуществляемых текучими водами, получила наименова-

ние *флювиальных*. Строго говоря, описанный выше делювиальный процесс так же, как и микросели, следует относить к флювиальным процессам. Поэтому следует оговориться: в данной главе термин «флювиальные процессы» мы будем употреблять в более узком смысле, имея в виду те процессы и явления, которые осуществляются линейными потоками движущейся воды, или водотоками.

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАБОТЫ ВОДОТОКОВ

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

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

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

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

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

Следует отметить, что масса воды пропорциональна расходу потока, что же касается скорости течения, то она находит выражение в формуле Шези:

$$v = C \sqrt{Ri},$$

где C — коэффициент, зависящий от шероховатости русла, R — гидравлический радиус (отношение площади живого сечения водотока к смоченному периметру русла), i — уклон. Таким образом, чем многоводнее поток и круче уклон, тем больше его живая сила и эродирующая способность. Однако поток будет эродировать лишь в том случае, если не вся живая сила текущей воды расходуется на перенос твердого материала и на преодоление сопротивления.

В противном случае в русле потока будет происходить аккумуляция.

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

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

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

Выше базиса эрозии водоток будет врезаться до тех пор, пока не сформирует профиль, в каждой точке которого живая сила потока окажется уравновешенной сопротивлением подстилающих пород размыву, и транспортирующая способность потока окажется выравненной по всей его длине. Такой профиль называется *выработанным продольным профилем* или *профилем равновесия*. Идеальный профиль равновесия (плавная вогнутая кривая, рис. 49, 1), может быть выработан только при определенных условиях: 1) при однородном составе пород, размываемых водотоком на всем его протяжении, и 2) при постепенном увеличении количества воды по направлению от истока к устью. В природной обстановке поверхность, по которой течет водоток, обычно сложена породами разного состава, а, следовательно, и разной устойчивости к размыву. Породы более податливые размываются легче, менее податливые задерживают глубинную эрозию. В таком случае продольный про-

филь водотока приобретает вид сложной кривой, характеризующейся чередованием участков с разными уклонами (рис. 49, II). Однако даже тогда, когда водоток смог бы выработать профиль равновесия, он не представлял бы плавную кривую. Обусловлено это тем, что, во-первых, равновесие между живой силой потока и сопротивлением горных пород размыву для разных пород будет достигнуто при разных уклонах; во-вторых, изменение водности потока, а следовательно, и его живой силы происходит не постепенно, а скачками. Скачки обусловлены впадением крупных притоков.

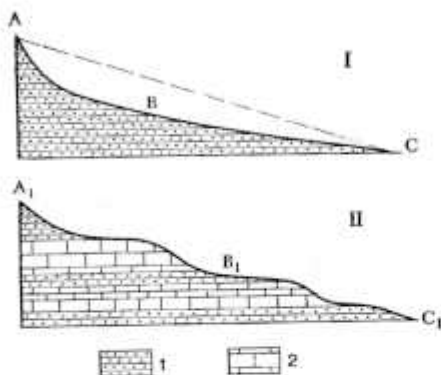


Рис. 49. Профили равновесия рек: I — (ABC) — идеальный, выработанный в однородных отложениях; II ($A_1B_1C_1$) — ступенчатый, сформированный в породах различной стойкости: 1 — легкоразмываемые породы; 2 — стойкие к размыву породы

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

выработка русла, практически делает недостижимым такое состояние.

Невыработанный продольный профиль потока характеризуется наличием водопадов, порогов, быстрин.

Водопадом называют место, где ложе потока образует уступ, с которого вода падает вниз. Различают несколько видов водопадов: 1) *ниагарский*, когда масса воды низвергается широким фронтом, а его ширина равна или больше высоты; 2) *иосемитский*, или *каскадный* — вода падает сравнительно узкой струей иногда с громадной высоты (водопад Энджей в Венесуэле имеет высоту 980 м), причем струя нередко разбивается на ряд каскадов, соответствующих отдельным уступам; 3) *карельский*, или *падун*, — крутой (до 40°), но не отвесный участок русла (например, водопад Иматра на реке Вуоксе). Ряд уступов, образующих серию небольших водопадов, называют *катарактами*, небольшие положительные неровности русла, — *порогами*.

Участки русла с более крутым падением и более высокими скоростями течения получили название *быстрин*.

Генезис уступов в продольном профиле потоков может быть

различным: либо они связаны с неровностями «первичного» рельефа, генезис которых также может быть различным, либо с препаировкой стойких пород (в результате глубинной эрозии потока или роста тектонической структуры на его пути), либо с загромождением русла обвальными массами или выносами материала из боковых долин.

Характеризуя общие закономерности работы водотоков, следует сказать о регрессивной эрозии, в результате которой водотоки, заложившиеся на склонах речных долин, имеют тенденцию продвигаться своими вершинами в глубь междуречий.

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

Материал, полученный в результате эрозионной работы постоянных водотоков, переносится вниз по течению. Транспортировка его осуществляется различными способами: 1) волочением обломков по дну, 2) переносом мелких частиц во взвешенном состоянии, 3) в растворенном виде, 4) в виде обломков, вмержших в лед. Состав обломочного материала и его соотношение с веществами, находящимися в растворенном состоянии, зависит от характера водотока (равнинный или горный водоток), состава пород, слагающих бассейн руслового потока, от климата и источника питания водотока. Несмотря на слабую минерализацию вод подавляющего числа постоянных водотоков (рек), перенос ими растворенных веществ исчисляется миллионами и десятками миллионов тонн. Так, река Енисей ежегодно выносит в море 30 млн. т растворенных веществ, Волга — 46,5 млн. т и т. д. Взвешенный материал переносится реками также в огромном количестве. Тот же Енисей ежегодно выносит в море около 12 млн. т взвесей, Нил — 88 млн. т, Инд — 400 млн. т и т. д.

Движение донных наносов находится в строгой зависимости от скорости течения.

Максимальная масса частицы, которую может переносить поток, пропорциональна шестой степени скорости течения. Эта зависимость выражается формулой Эри:

$$P_m = Av^6,$$

где P_m — масса частицы, A — коэффициент, зависящий от уклона дна, формы частицы, ее массы и глубины потока, v — скорость течения.

Эта зависимость дает возможность объяснить большую разницу в величине обломков, переносимых горными и равнинными реками или одной и той же рекой в межень и в половодье, когда с увеличением массы воды увеличивается и скорость ее течения.

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

РАБОТА ВРЕМЕННЫХ ВОДОТОКОВ И СОЗДАВАЕМЫЕ ИМИ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА

Исходная форма временно действующих водотоков — *эрозионная борозда*, возникающая на делювиальных склонах при переходе плоскостного смыва в линейный. Глубина борозд от 3 до 30 см, ширина равна или немного превосходит глубину. Поперечный профиль эрозионных борозд имеет V-образную или ящикообразную форму. Стенки борозд крутые, часто отвесные. После прекращения стока склоны быстро выполаживаются, ширина борозд увеличивается. Обычно борозды, располагаясь в нескольких метрах друг от друга, образуют разветвленные системы. Глубина и морфологическая выраженность борозд вниз по склону постепенно увеличивается по мере увеличения количества стекающей воды (рис. 50).

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

Однако не каждая эрозионная борозда превращается в промоину. Для образования последней нужен более мощный водоток, а следовательно, и большая площадь водосбора. Поэтому рывины

встречаются на склонах значительно реже эрозионных борозд и обычно отстоят друг от друга на десятки метров.

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

В дальнейшем рытвины служат коллектором для дождей и талых вод.

При достаточном водосборе часть рытвин, углубляясь и расширяясь в процессе вреза, постепенно превращается в *овраги* (рис. 50). Глубина оврагов 10—20 м, но может достигать 80 м, ширина (от бровки до бровки) 50 и более метров. Склоны оврагов крутые, часто отвесные. Поперечный профиль оврагов V-образный. Иногда овраги характеризуются плоским дном, ширина которого не превышает нескольких метров. Овраг отличается от рытвины не только своими размерами, но и тем, что он имеет свой собственный продольный профиль, отличный от профиля склона, который он прорезает. Продольный профиль рытвины, как правило, повторяет продольный профиль склона, хотя и в несколько сглаженном виде (рис. 51).

Овраг — активная эрозионная форма. Наиболее подвижной является его вершина, которая в результате регрессивной (пятащейся) эрозии может выйти за пределы склона, на котором возник овраг, и продвигаться далеко в пределы междуречий. Поэтому овраги характеризуются значительной длиной, исчисляемой сотнями метров и даже километрами.

Растущая вершина оврага может иметь различный вид. Часто овраг начинается сразу отвесным уступом — *вершинным перепадом* — высотой 1,0—3,0 м, со всех сторон окруженным пологонаклоненной к нему поверхностью. Иногда в вершинах оврагов наблюдаются нечетко выраженные в рельефе понижения, имеющие в плане эллипсовидную, округлую или (часто) округло-лопастную

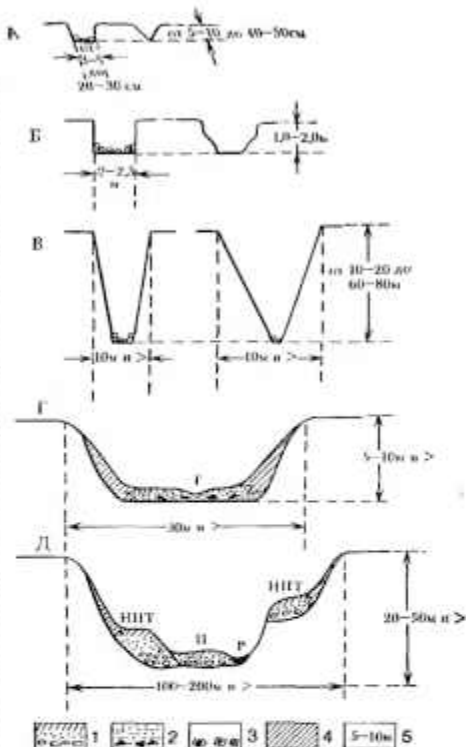


Рис. 50. Генетический ряд флювиальных форм равнинных территорий: А — эрозионные борозды; Б — эрозионные рытвины (промоины); В — овраги; Г — балка; Д — речная долина: 1 — аллювий; 2 — балочный аллювий; 3 — обвалово-осыпные образования; 4 — делювий; 5 — размеры форм; П — тальвег временного водотока; Р — русло реки; НПТ — надпойменные террасы

форму. Такие формы рельефа называют *водосборными понижениями*. Иногда выше вершины оврага располагаются слабо углубленные (1,0—3,0 м), линейно вытянутые понижения, имеющие корытообразный поперечный профиль и задернованные пологие склоны, которые без четко выраженных бровок переходят в поверхность междуречий. Такие формы рельефа получили название *ложбин*. Заканчиваются ложбины едва заметными в рельефе безрусельными понижениями типа *деллей*. Их называют еще *потяжинами*. На топографических картах, даже крупномасштабных, потяжины, как правило, не находят отображения, но хорошо видны на крупно-

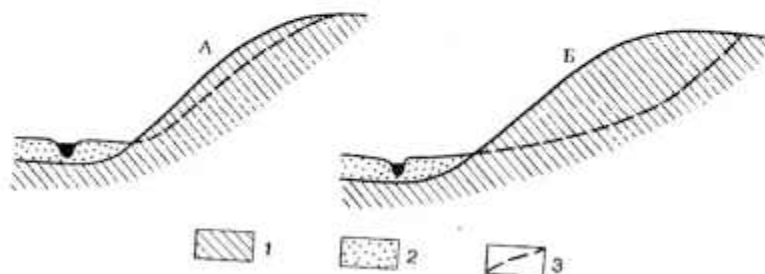


Рис. 51. Продольный профиль рытвины (А) и оврага (Б):

1 — породы, слагающие склоны; 2 — аллювиальные отложения поймы реки; 3 — продольные профили рытвины и оврага

масштабных аэрофотоснимках, особенно на пашнях и участках с разреженным растительным покровом. Ложбины с привязанными к ним потяжинами в значительном большинстве случаев являются не следствием развития оврагов, а причиной их возникновения. Поэтому овраги, заложившиеся по ранее существовавшим эрозионным формам, называются *донными*, *вторичными* или *вложенными оврагами*, а возникшие на склонах речных долин и развившиеся из более мелких эрозионных форм, — *береговыми* или *первичными*.

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

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

Овражный и балочный аллювий отличается низкой степенью сортировки материала. Обычно наиболее грубый материал приуро-

чен к нижней части разреза, более тонкий к верхней части. Однако и тот и другой отсортированы плохо, песчано-суглинистый материал «засорен» щебнем и плохо окатанными валунами, слоистость грубая и не всегда четко выражена.

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

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

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

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

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

Определенную специфику имеет деятельность временных водотоков в горах. В горах в верховьях водотоков обычно образуются

четко выраженные в рельефе *водосборные воронки* — углубления в виде амфитеатров, склоны которых прорезаны эрозийными бороздами и рывинами, ветвящимися кверху и сходящимися к основанию воронки, откуда начинается *канал стока*. Последний представляет собой тянущуюся вниз по склону глубокую и узкую рывину овражного типа с V-образным поперечным сечением. У нижнего конца канала стока формируется конус выноса (рис. 52). Значительная крутизна продольных профилей и большие перепады

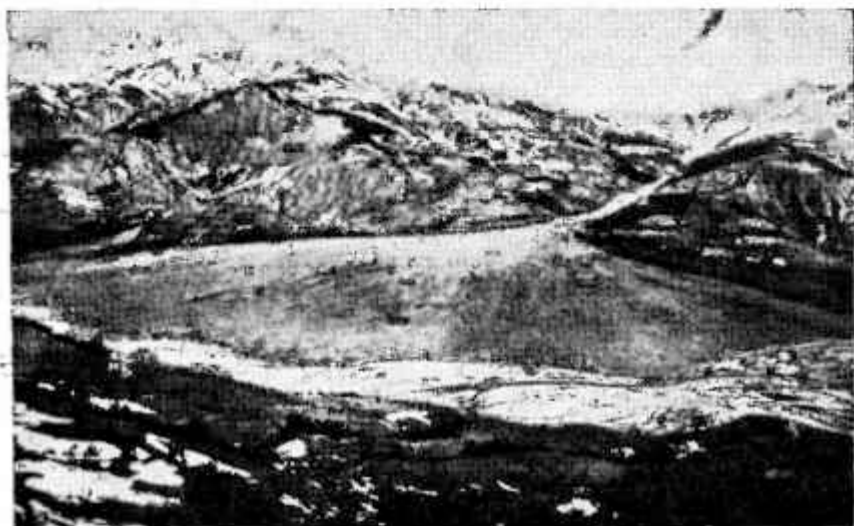


Рис. 52. Конус выноса временного горного водотока

высот между верховьями и устьями обуславливают интенсивную разрушительную работу временных потоков гор.

Особенно большую работу временные горные водотоки осуществляют в условиях жаркого и сухого климата. Здесь на склонах, лишенных растительного покрова, процессы выветривания протекают очень интенсивно. Этому в значительной мере способствует удаление рыхлых продуктов выветривания с крутых склонов гор.

Скопившиеся в нижних частях склонов и в понижениях продукты выветривания большую часть года остаются сухими. Во время сильных ливней (свойственных аридным областям) или интенсивного весеннего снеготаяния большие массы быстро текущей с гор воды захватывают накопившиеся продукты выветривания и превращаются в грязекаменные потоки, называемые *селями*¹. Сели — грозное явление природы, с которым трудно бороться даже при использовании современных технических средств. Нередко сели наносят большой ущерб населению, сельскохозяйственным

¹ В Альпах грязекаменные потоки называются мурами.

угодьям, промышленным и иным объектам, расположенным в се-
леопасных районах.

Временные водотоки, зарождающиеся на склонах гор аридных
стран, при выходе из гор образуют обширные *пролювиальные рав-*
нины, окаймляющие подножья гор. Равнины формируются за счет
слияния многочисленных конусов выноса и имеют обычно волни-
стый продольный профиль (вдоль подножья гор). Состав пролювия
и распределение в нем материала зависит от тех же факторов, ко-
торые определяют строение конусов выноса оврагов.

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

Подрезанные рекой конусы выноса временных водотоков обра-
зуют в долинах горных рек псевдотеррасы, которые морфологиче-
ски похожи на настоящие речные террасы. Отличаются от них
строением и составом слагающего их материала. Существенной
особенностью псевдотеррас является их невыдержанность по про-
стиранию и значительные колебания относительных высот на ко-
ротких расстояниях.

РАБОТА РЕК. РЕЧНЫЕ ДОЛИНЫ

Постоянные водотоки — реки — в процессе своей деятельности
вырабатывают линейные отрицательные формы рельефа, называе-
мые *речными долинами*. Основные элементы речной долины — рус-
ло, пойма, речные террасы.

Русло реки — наиболее углубленная часть речной долины, по
которой протекает речной поток в межень¹. Русла рек различаются
по ширине и морфологии в плане. Однако в их строении имеется
и целый ряд общих черт. В русле каждой реки наблюдаются пе-
рекаты и плёсы, чередование которых вдоль течения реки наруша-
ет равномерность уклона речного дна. Типичный для равнинной
реки *перекат* — большая песчаная гряда, пересекающая русло под
углом 20—30° (рис. 53). Гряда асимметрична: склон ее, обра-
щенный против течения, отлогий, склон, совпадающий с направлением
течения, — крутой (15—30°). Крутой склон называется *подвальем*.
Примыкающие к берегам и возвышающиеся над межennым уров-
нем расширенные части гряды переката называются *побочнями*;
тот из них, который расположен ниже по течению, называется
нижним побочнем, противоположный — верхним.

Глубокая часть русла у противоположного побочню берега на-
зывается *плёсовой ложиной*, или *плёсом*, а седловина между побоч-
нями — *корытом переката*. Корыто переката обычно ориентировано

¹ Межень — самый низкий уровень воды в реке, наступающий летом после
полного спада весеннего половодья.

под углом (от 20 до 50°) к продольной оси русла, и меженный поток реки, огибая нижний побочень, переваливает на участке переката от одного берега к другому. Так же ведет себя и стрежень¹ реки.

Кроме описанной простой формы переката встречаются и другие, в том числе *перекаты-россыпи* — сплошные обмеления русла без отчетливо выраженных побочных. У меандрирующих рек², или рек с излучинами, плёсы приурочены к вогнутым участкам берега,

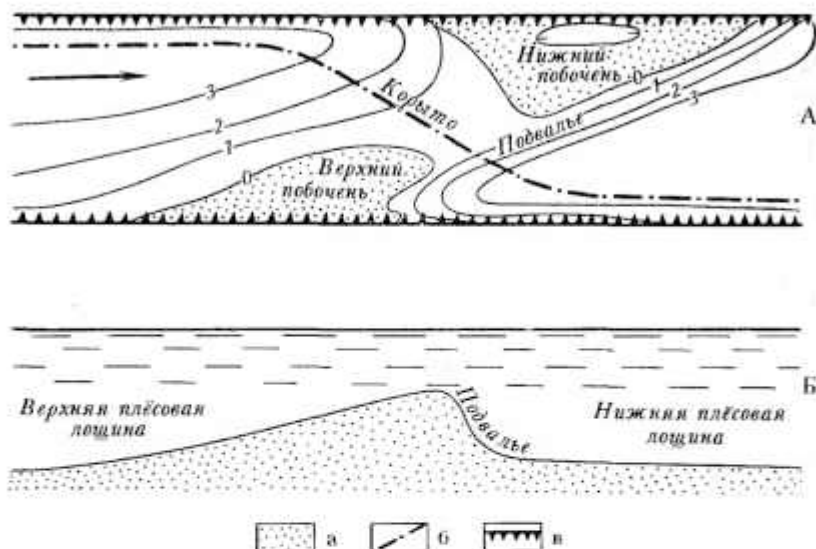


Рис. 53. Элементы переката: А — план в изобатах; Б — профиль по линии стрежня (по Н. И. Маккавееву):

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

перекаты пересекают ось реки под острым углом от выпуклого участка берега одной излучины к выпуклому участку берега ниже лежащей по течению излучины. Перекаты располагаются, следовательно, в тех местах, где русло имеет сравнительно малую кривизну, меняющую свой знак на обратный. Самая глубокая часть плёса и самая мелкая часть переката несколько сдвинуты вниз по течению относительно точек наибольшей и наименьшей кривизны русла (рис. 54).

Большинство перекатов перемещается вниз по течению реки. Перемещение их происходит преимущественно во время половодья со скоростью от нескольких дециметров до нескольких сотен метров в год. Перемещаясь вниз по течению, побочни перекатов вы-

¹ Стрежень — линия наибольших поверхностных скоростей течения.

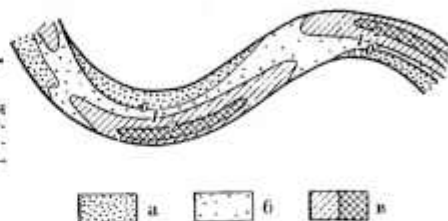
² Меандры (по названию извилистой реки Меандр в Малой Азии) — изгибы, образованиям рек.

зывают местный размыв противоположного берега. У больших равнинных рек при прохождении побочня переката противоположный берег может отступить на 100 и более метров.

Аллювий, слагающий перекалы, характеризуется довольно хорошей сортировкой и четкой ксистой слоистостью. Аллювий плёсов менее сортирован. В основании аллювиальных отложений плёсов часто можно наблюдать базальную (т. е. лежащую в основании аллювиальной серии отложений) фацию аллювия, представленную крупнообломочным материалом. О формировании этой фации аллювия несколько подробнее будет сказано ниже.

Рис. 54. Распределение плёсов и перекалов у меандрирующих рек:

а — поверхность побочней, возвышающихся над межениным уровнем воды; б — тела перекалов; в — плёсовые долины (густота штриховки пропорциональна глубине); 0, 1, 2, — изобаты



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

Общая схема образования аккумулятивного острова такова: в стрежневой зоне реки удельный расход наносов обычно максимальный, и поэтому при общем замедлении скорости течения (в результате подпора или уменьшения уклона) интенсивность аккумуляции здесь больше, чем у берегов. На стрежне реки вырастает *осерёдок* — не закреплённая растительностью отмель, лишь немного поднимающаяся над уровнем межени. Появление осерёдка приводит к разделению русла на протоки. В каждом из протоков в стрежневой зоне также может образоваться осерёдок, вызывающий более дробное деление потока, и т. д. С течением времени осерёдок, покрываясь растительностью, наращивается за счет аккумуляции наносов полых вод и постепенно становится островом. Остров перемещается вниз по реке за счет размыва его верхней по течению части — *приверха* и наращивания нижней — *ухвостья*. В местах интенсивной аккумуляции верховья островов могут пе-

ремещаться против течения реки. Такой регрессивный рост островов происходит за счет приращения к их приверхам осередков, спускающихся с вышележащего участка реки.

Излучины русла, их элементы и форма. Классификация излучин

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

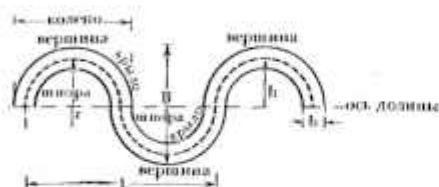


Рис. 55. Элементы излучины:

L — шаг излучины; r — радиус излучины; h — стрела прогиба; B — ширина пояса меандрирования; b — ширина русла

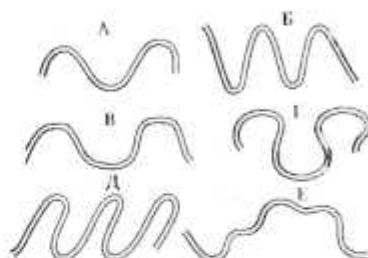


Рис. 56. Формы излучин в плане: A — сегментные; B — синусоидальные; V — омеговидные; D — заваленные; E — сложные

Полная излучина (рис. 55) состоит из двух изгибов — *колен*, в пределах каждого колена различают *вершину* и *крылья изгиба*. Проекция излучины на продольную ось долины называется ее *шагом* L . Выделяют также *радиус излучины* r . Величина, обратная радиусу, называется *кривизной изгиба* $1/r$, а расстояние от вершины колена до продольной оси долины — *стрелой прогиба* h , пространство суши внутри изгиба — *шпорок*. Удвоенная величина стрелы прогиба представляет собой *ширину пояса меандрирования* B^1 . Отношение длины излучины, измеренной по оси русла, к ее проекции на продольную ось долины называется *коэффициентом извилистости*. В среднем коэффициент извилистости меандрирующих рек равен 1,5, на отдельных участках до 2 и более.

В плане излучины могут иметь различную форму. У равнинных рек чаще всего *сегментные излучины*, образованные дугами круга (рис. 56, A). Значительно распространены *синусоидальные* (рис. 56, B) (преимущественно на полугорных реках) и *омеговидные* (рис. 56, V) излучины (на малых равнинных реках). У омего-

¹ Если h (стрела прогиба) определяется по оси русла, то ширину пояса меандрирования можно высчитать по следующей зависимости: $B = 2h + b$, где b — ширина русла.

видных излучин шпора пережата у основания крыльев, где образуется шейка излучины. Реже встречаются *сундучные* (рис. 56, В) и *заваленные* (рис. 56, Д) излучины. Нередки *сложные излучины* (рис. 56, Е), имеющие вторичные изгибы.

Различают также первичные и вторичные излучины. *Первичные излучины* обусловлены рельефом земной поверхности, на которой заложен водоток. *Вторичные излучины* формируются в результате работы самого водотока. Первичные меандры отличаются от вторичных невыдержанностью размеров радиусов кривизны и вообще неправильностью изгибов водотока. Ярким примером первичной излучины может служить Самарская лука на Волге, огибающая Жигулевские горы.

Среди вторичных излучин выделяют три типа: вынужденные, свободные и врезанные.

Вынужденные меандры образуются в результате отклонения русла речного потока каким-либо препятствием: выходом скальных пород на дне долины, конусами выноса боковых притоков и т. п. Для вынужденных меандр характерны невыдержанность размеров и отсутствие закономерностей в их конфигурации и пространственном размещении.

Свободные, или блуждающие, меандры создаются самой рекой среди рыхлых аллювиальных осадков, слагающих пойму реки. Склоны долины и террасы в образовании этих излучин не участвуют. Форма, размеры и динамика свободных излучин обусловлены не случайными причинами, а определяются водностью и режимом реки. Так, радиус кривизны свободных излучин пропорционален ширине русла: $r=f(b)$, а ширина русла, как известно, находится в прямой зависимости от расхода воды. Существует определенная связь между шириной русла и шагом меандра: величина отношения шага меандра к ширине русла обычно колеблется от 6 до 12. Наблюдения показывают, что у небольших (маловодных) и медленно текущих (равнинных) рек кривизна излучин больше, а ширина пояса меандрирования меньше, чем у больших, многоводных и быстро текущих рек. Таким образом каждому водотоку присущи определенный, зависящий от водоносности и быстроты течения предельный радиус кривизны излучин и ширина пояса меандрирования.

Берега свободных излучин подвергаются деформациям направленного характера и испытывают смещение в продольном и в поперечном направлениях по отношению к оси долины реки. Скорости смещения излучин находятся в прямой зависимости от расхода воды и уклона и в обратной от высоты берегов и некоторых других факторов. В процессе синхронных перемещений в продольном и поперечном направлениях значительные изменения может претерпевать форма свободных меандр. Причины таких изменений рассмотрены ниже, при описании формирования поймы.

Врезанные меандры образуются из свободных в результате интенсивной глубинной эрозии. В отличие от свободных меандр шпоры врезанных меандр не заливаются в половодье, и в каждую из

лучину входит выступ коренного склона долины реки или ее надпойменных террас, т. е. излучины долины повторяют излучины русла. Размеры врезанных меандр обычно больше, чем свободных. Они также смещаются вниз по течению и в поперечном к оси долины направлении, но скорости этих перемещений на несколько порядков меньше, чем у свободных излучин. Смещение врезанных меандр вниз по течению в условиях прекращения глубинной эрозии может привести к их уничтожению и образованию свободных излучин.

Излучины, определяя гидравлическую структуру изгиба потока, играют большую роль в формировании речных долин, и прежде всего пойм и слагающих их фациальных разностей аллювия.

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

По определению Н. И. Маккавеева, *пойма* — это приподнятая над меженным уровнем воды в реке часть дна долины, покрытая растительностью и затопляемая половодьем. Пойма образуется почти на всех реках, как горных, так и равнинных, имеющих переменный уровень воды и находящихся в стадии врезания аккумуляции или стабильного состояния продольного профиля. Пойма может отсутствовать только на участках порожиисто-водопадного русла и в узких ущельях. Высота пойм зависит от высоты половодья. У рек, впадающих в крупные приемные бассейны, высота половодья убывает к устью. В соответствии с этим убывает и высота поймы. Так, относительная высота (над меженным уровнем реки) волжской поймы в районе Саратова 11—12 м, у Волгограда она снижается до 7 м, а у Астрахани — до 2,0 м. В сужениях дна долины сезонная амплитуда уровней больше, чем на прилегающих участках расширений дна, поэтому и высота поймы возрастает на первых и убывает на вторых. Так как высота половодий изменяется от года к году, то наиболее высокие участки поймы затопляются редко, раз в десять или даже в сто лет. Вследствие этого не всегда легко найти границу между поймой и надпойменной террасой. В таких случаях приходится руководствоваться почвенно-ботаническими признаками: смена луговых почв почвами зонального типа и появление в растительном покрове видов, не выносящих затопления (например, ковыля), помогают установить границу разлива, а, следовательно, и границу поймы.

Большая роль в формировании поймы и слагающих ее различных фаций аллювиальных отложений принадлежит боковой эрозии рек. Последняя в значительной мере обуславливается первичной извилистостью рек. Рассмотрим этот процесс на примере развития одной первичной излучины реки (рис. 57).

Каждая капля потока по инерции стремится двигаться прямолинейно. Поэтому при повороте русла вода устремляется к вогнутому берегу, подмывает его. Вогнутый берег становится обрывистым, начинает отступать, увеличивая кривизну изгиба и ширину

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

Особенно интенсивно река работает в половодье, когда увеличиваются масса воды и скорость ее течения, т. е. резко возрастает живая сила потока. С падением уровня накопившийся у выпуклого берега песчаный материал выходит из-под воды и образует *прирусловую отмель*.

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

Прерывистость процесса наращивания прирусловой отмели (за счет приращения все новых «порций» аллювия в период весеннего половодья) находит отражение в ее рельефе, для которого характерна система параллельных дугообразных *гряд (грив)*, разделенных *межгрядовыми (межгривными) понижениями*. Относительная высота грив колеблется от нескольких десятков дециметров до нескольких метров (рис. 58).

Образовавшаяся прирусловая отмель заливается водой только в половодье. Высота полых вод над отмелью и скорость их течения

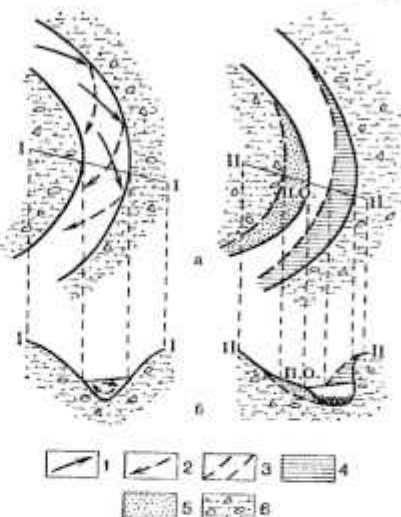


Рис. 57. Схема образования прирусловой отмели:

а — план; б — профиль; 1 — направление движения воды в поверхностных частях реки; 2 — направление придонных струй; 3 — контуры первоначального положения русла реки; 4 — участок берега, разрушенный в результате боковой эрозии; 5 — намывтый берег (прирусловая отмель — П. О.); б — коренные берега, сложенные песчано-глинистой толщей с включением грубообломочного материала: I—I, II—II — линии профилей

значительно меньше, чем в пределах меженного русла реки. Они не мешают появлению на отмели растительности, которая, в свою очередь, начинает оказывать сопротивление движению полых вод и понижать скорость их течения. В пределах затопленной отмели создаются условия, благоприятствующие оседанию из воды взвешенных (глинистых) частиц, особенно на участках, удаленных от стрежня. С течением времени песчаные отложения расширяющейся прирусловой отмели оказываются перекрытыми более тонким материалом (суглинком, супесью); прирусловая отмель постепенно превращается в пойму (рис. 59).

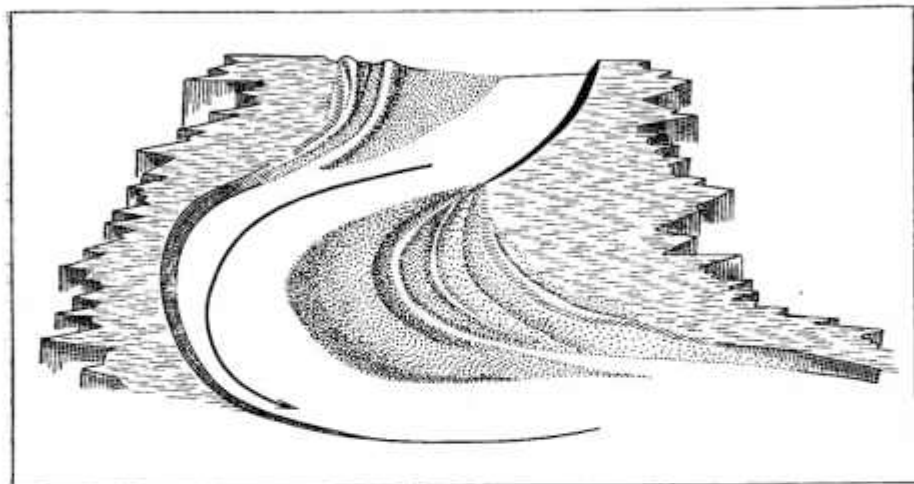


Рис. 58. Растущая прирусловая отмель у выпуклого участка берега (по Е. В. Шанцеру)

Как видно из процесса образования поймы, в ее строении принимают участие различные типы аллювиальных отложений. В основании, на контакте с коренными породами, залегает *перлювий* (perluo — промываю), представленный грубообломочным валунным или галечниковым материалом, возникшим в результате промывания водой осадков, слагающих подмываемый вогнутый берег. Грубообломочный материал может чередоваться с линзами илов, отлагающихся на дне плёсов в период межени. Выше перлювия залегает *русловой аллювий*, представленный преимущественно песками, часто с включением гальки и гравия и характеризующийся, как правило, хорошо выраженной косой слоистостью. Еще выше залегает *пойменный аллювий*, состоящий главным образом из супесей и суглинков с нечеткой горизонтальной или слегка волнистой слоистостью.

Ударяясь о вогнутый берег, вода в реке отклоняется от него, переходит ниже по течению к противоположному берегу и подмы-

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

Как отмечалось выше, излучины реки перемещаются не только в сторону вогнутого берега, но и вниз по течению. В результате

Рис. 59. Схема, иллюстрирующая формирование поймы (по Е. В. Шанцеру):

I — зона размыва и намывания влекомых наносов поперечными циркуляционными токами (цифры в кружках 1—7 — последовательно образующиеся слои руслового аллювия); *II* — зона осаждения взвешенных наносов и образования пойменного аллювия; *Λ* — русло; *Λ₁* — прирусловая отмель; *В* — пойма; *Н* — уровень полных вод; *h* — уровень меженей. Русловый аллювий: 1 — крупнозернистые пески, гравий и галька; 2 — мелко- и тонкозернистые пески; 3 — прослой заиления; 4 — пойменный аллювий; 5 — токи поперечной циркуляции в русле; 6 — направление смещения русла

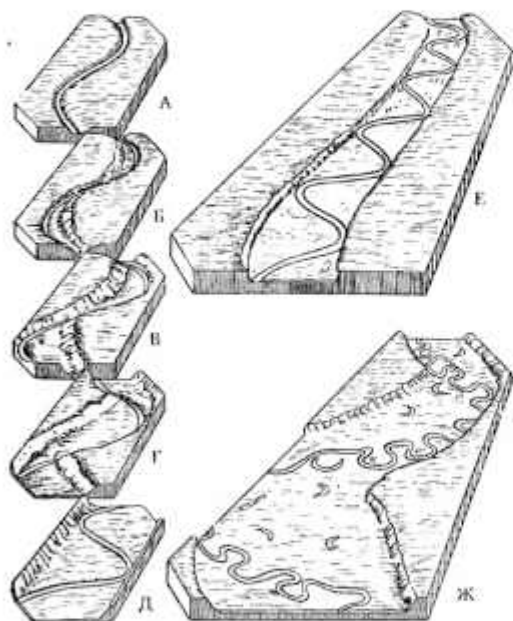
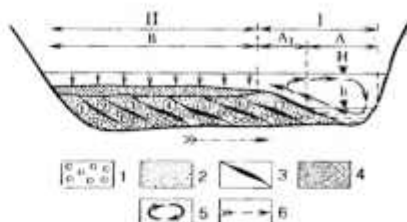


Рис. 60. Схема формирования поймы и меандрирования: А, Б, В, Г, Д, Е, Ж — стадии развития речной долины

выступы коренного берега постепенно срезаются, образуется широкая ящикообразная долина, ширина которой равна ширине пояса меандрирования, характерного для той или иной реки (рис. 60). Русло в такой долине занимает небольшое пространство. Большая часть плоского дна долины занята поймой, в пределах которой река формирует свободные меандры. Как указывалось выше, в результате синхронных перемещений излучин в продольном и поперечном направлениях они могут претерпевать сложные изменения своей формы. Так, если в процессе смещения в продольном направлении нижнее крыло излучины попадает в область

залегания устойчивых против эрозии пород или высота берега становится большой, то движение этого колена замедляется. Верхнее колено, находясь в рыхлых отложениях поймы, продолжает смещаться с прежней скоростью. Излучина из сегментной превращается в синусоидальную, близкую к треугольной. Последняя с течением времени отмирает вследствие стачивания шпоры и сближе-

ния крыльев (рис. 61, А). Если преобладает процесс бокового перемещения, сегментная излучина вследствие размыва вогнутых берегов превращается в омеговидную (рис. 61, Б). Шейки крутых излучин могут размываться с обеих сторон. В итоге шейка становится настолько узкой, что в половодье может быть прорвана. Вследствие резкого увеличения уклона в образовавшемся прорыве здесь происходит быстрое углубление русла, и сюда переходит основное течение реки. Верхняя часть петли прорванной излучины

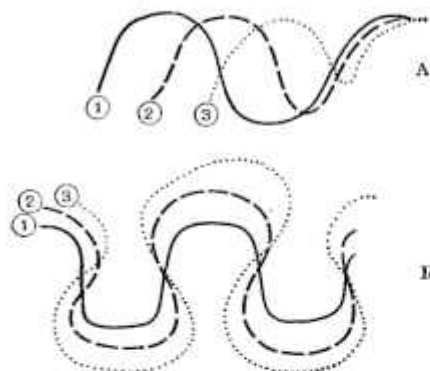


Рис. 61. Переформирование излучин: А — сжатие и «стачивание» колена меандры; Б — образование омеговидных меандр и «перезимы» их шеек вследствие размыва вогнутых берегов; 1, 2, 3 — последовательные положения русла

быстро мелеет в результате аккумуляции наносов, остальная сохраняется ряд лет сначала в виде *затона* (изолированного от меженного течения только в верхней части), а затем в виде *старицы* — пойменного озера. В старицах формируется особый тип аллювиальных отложений — *старичный аллювий*. Так как осаждение материала в озерах-старицах в течение большей части года происходит в спокойной среде, старичный аллювий складывается преимущественно из ила и глин и характеризуется тонкой — горизонтальной слоистостью. Среди глин и илов встречаются песчаные линзы, образующиеся в период прохождения через старицу полых вод. В верху старичных отложений часто залегает торф, свидетельствующий о болотной стадии развития озера-старицы.

Итак, образование поймы и слагающих ее различных типов аллювия у меандрирующих рек есть результат смещения излучин. Зачаточной поймой у таких рек является прирусловая отмель, образующаяся у выпуклого намываемого берега. Сходный процесс формирования поймы и аллювиальных отложений наблюдается и у фуркирующих (дробящихся на рукава) рек. Зачаточной поймой у таких рек является осередок, который, постепенно разрастаясь и превращаясь в пойму, способствует размыву и отступанию обоих берегов одновременно.

Описанный процесс образования и соотношения различных типов аллювиальных отложений характерны для равнинных рек. Поймы горных рек еще плохо изучены. Обычно они уже, чем в долинах равнинных рек. Пойменный и старичный аллювий в них практически отсутствует. Русловой аллювий часто представлен

маломощной толщей крупногалечниковых наносов и валунами, залегающими на цоколе из коренных пород или на крупных глыбах, скатившихся с горных склонов.

Мощность аллювиальных отложений пойм различна, но она не может превышать разницу высот между самым глубоким местом в реке и максимальным уровнем половодья, если в работу реки не вмешиваются посторонние процессы. Такую мощность аллювия называют *нормальной*. Наблюдаемое местами повышение (по сравнению с нормальной) мощности аллювия может указывать на усиленную аккумуляцию вследствие, например, тектонического опускания участка территории, по которому протекает река, уменьше-

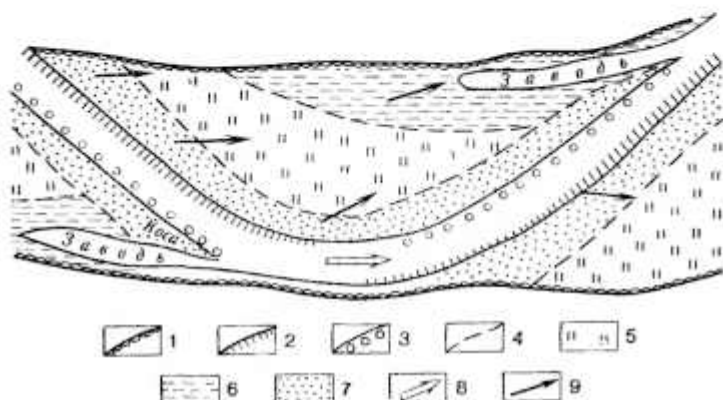


Рис. 62. Схема массива поймы (по Н. И. Маккавееву):

1 — высокие незатопленные берега; 2 — подмываемый берег поймы; 3 — аккумулятивный берег; 4 — границы фаций аллювия; 5 — центральная пойма; 6 — притеррасная пойма; 7 — прирусловая пойма; 8 — течение в основном русле; 9 — течение на пойме при высоких уровнях половодья

ние — на интенсивное врезание реки при тектонических поднятиях. Могут быть, конечно, и иные причины аномальной мощности аллювия.

Сформировавшиеся поймы не являются омертвевшими формами рельефа. В процессе смещения свободных меандр они испытывают значительные изменения, а слагающий их аллювиальный материал неоднократно переотлагается. Изменение поймы и ее рельефа протекает особенно интенсивно во время высоких половодий, когда на пойме и в русле устанавливается единое течение.

Представим себе массив поймы, огибаемый пологой дугой русла реки (рис. 62). Пересекая затопленный массив поймы, поток размывает уступ в верхней его части. Часть материала, образуемого при размыве уступа, выносится на поверхность поймы, другая его часть остается в русле, переносится вдоль края пойменного массива. На контакте между течением, сходящим с поймы, и течением, идущим по основному руслу, образуется аккумулятивная фор-

ма — *коса*, которая отделяет от русла *заводь*, часто наблюдаемую в низовьях пойменных массивов.

Наносы, принесенные потоком на пойму, аккумулируются на ее поверхности. Наиболее интенсивна аккумуляция на участке, прилегающем к руслу реки, так как скорость переходящих из русла в пойму струй потока здесь резко уменьшается из-за уменьшения глубины и увеличения шероховатости дна. В дальнейшем скорости потока становятся почти постоянными, интенсивность аккумуляции в центральной части пойменного массива убывает и крупность осевших наносов уменьшается. К тыловой части поймы поток доносит лишь мелкие (илистые и глинистые) частицы. Различие в интенсивности аккумуляции и размерах оседающих частиц приводит к тому, что наиболее повышенной оказывается та часть поймы, которая примыкает к руслу. После спада половодья здесь нередко можно встретить скопление свежееотложенных крупных наносов мощностью от нескольких сантиметров до нескольких дециметров. Повторение процесса приводит к образованию в этой части поймы *прируслового вала*, в ряде случаев довольно четко выраженного в рельефе.

От прируслового вала поверхность поймы слегка понижается к центру пойменного массива, характеризующегося сглаженным рельефом. Наиболее пониженным оказывается участок поймы, примыкающий к коренному берегу реки или к уступу надпойменной террасы. Низкое положение в рельефе и тяжелый механический состав отложений этой части поймы способствуют заболачиванию. В соответствии с часто наблюдаемыми различиями высот отдельных участков поймы и характером слагающих их осадков пойму принято разделять на три части: 1) прирусловую, 2) центральную и 3) притеррасную (рис. 62).

Кроме описанных форм рельефа, возникающих в процессе формирования поймы (прирусловые валы, старицы, гривы и др.), ее поверхность может быть осложнена комплексом форм рельефа, связанных как с деятельностью реки, так и с деятельностью других экзогенных агентов. Так, например, после ледохода на реках при высоких уровнях воды поверхность поймы может оказаться прорезанной глубокими бороздами, выпаханými льдинами, а местами покрытой крупными *камнями-одиночками*, вытаявшими из льдин. На реках, прирусловые валы и прирусловые отмели которых сложены хорошо отсортированным песком и не закреплены растительностью, большое влияние на формирование мезорельефа поймы оказывает ветер. В период летней, а иногда и зимней межени на пойме из песчаных отложений валов и отмелей формируются дюны, высота которых может достигать нескольких метров, иногда 15—20 м. В результате перемещения дюн в глубь поймы и возникновения на месте прирусловых валов и отмелей новых дюн образуются целые системы эоловых гряд, резкость и очертания которых постепенно теряются в направлении от прирусловой к центральной пойме. Наиболее высокие дюны перестают заливаться в половодье и выступают над водой в виде хаотически расположенных остро-

вов. В тыловой части поверхность поймы может быть осложнена наложенными конусами выноса временных водотоков или руслами нижних участков небольших притоков реки, которые, достигнув поймы, уклоняются от своего первоначального направления и следуют вдоль затона или заводи.

Усложнение в морфологию поймы могут вносить изолированные возвышенности, не заливаемые в половодье, образованные в результате прорыва шейки врезанных меандр и отчленения участка коренного склона долины или надпойменной террасы, бывшего частью шпory. Такие возвышенные «острова» среди поймы называются *останцами*.

Не остается неизменным и гривистый рельеф поймы. В результате деятельности склоновых процессов и неравномерной аккумуляции пойменного аллювия гривистый рельеф нивелируется и поверхность поймы с течением времени меняется.

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

Так, по характеру рельефа различают: сегментные, параллельно-гривистые и обвалованные типы пойм.

Сегментные поймы характерны для меандрирующих рек. Рельеф их достаточно подробно рассмотрен при описании формирования поймы как одного из основных элементов речной долины. Подчеркнем лишь, что дугообразные гривы и разделяющие их межгривные понижения (сухие или занятые озерами) являются результатом процесса переформирования меандр и блуждания русла по дну долины.

Параллельно-гривистые поймы обычно возникают у крупных рек с большой шириной долины и обусловлены тенденцией реки смещаться все время в сторону одного из склонов. Такая тенденция может вызываться в одних случаях влиянием силы Корiolиса, в других — тектоническими движениями. Особенностью рельефа параллельно-гривистых пойм является наличие длинных продольных (параллельных руслу) гряд и разделяющих их межгрядовых понижений. Вдоль межгривных ложбин иногда располагаются цепочки вытянутых вдоль долины озер. Примером параллельно-гривистой поймы может служить участок поймы реки Оки ниже г. Рязани. Ширина развитых здесь грив достигает 200 м, относительная высота — 6—8 м. Параллельно-гривистые поймы односторонние (в отличие от сегментной), т. е. развиты только у одного из берегов долины.

Обвалованные поймы наиболее характерны для рек, пересекающих предгорные наклонные равнины. Вследствие резкого падения скоростей при выходе на равнину такие реки интенсивно аккумулируют несомый ими материал. В результате русло реки оказывается приподнятым над прилегающей равниной и ограниченным прирусловыми валами или естественными дамбами высотой до трех, а иногда и более метров. Во время высоких половодий вода прорывает валы и заликает значительные территории. Наличие дамб и приподнятость русла создают благоприятные условия для забо-

лачивания прилегающих пространств и образования *плавней* (плавни в низовьях Терека и Кубани).

По строению различают поймы аккумулятивные и покольные. 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.

Зачатком цокольной поймы может служить *бечевник*, образующийся в основании подмываемого высокого коренного берега, сложенного достаточно устойчивыми к эрозии породами. Он представляет собой откос крутизной 10—30°, сложенный коренными породами, сверху прикрытыми тонким чехлом обломочного материала, частично принесенного рекой с вышележащих участков реки, частично местного, делювиально-коллювиального происхождения. Вверху откоса может наблюдаться ниша, фиксирующая положение наиболее высоких уровней половодья. Нижней границей бечевника служит меженный уровень воды в реке. Ширина бечевника различна и зависит как от крутизны откоса, так и от высоты половодий.

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

Речные террасы

На склонах многих речных долин выше уровня поймы можно наблюдать выровненные площадки различной ширины, отделенные друг от друга то более, то менее четко выраженными в рельефе уступами. Такие ступенеобразные формы рельефа, протягивающиеся вдоль одного или обоих склонов долины на десятки и сотни километров, называют *речными террасами* (рис. 63). В строении террас принимают участие аллювиальные отложения. Это свидетельствует о том, что когда-то река текла на более высоком уровне и что террасы являются не чем иным, как древними поймами, вышедшими из-под влияния реки в результате врезания русла. Причины, ведущих к образованию террас, много. Рассмотрим лишь главные из них.

1. Как известно, живая сила потока зависит от массы воды. Если в бассейне реки климат изменяется в сторону увлажнения и река становится более полноводной, возрастает ее эрозионная способность. Происходит нарушение установившегося ранее равновесия между размывающей способностью реки и сопротивлением пород размыву. Река начинает врезаться, вырабатывать новый профиль равновесия, соответствующий новому режиму. Прежняя пой-

ма выходит из-под влияния реки и превращается в надпойменную террасу. Так как транспортирующая и эрозионная способности потока растут в большей степени, чем расход воды, интенсивность врезания увеличивается вниз по течению. Однако в низовьях реки величина врезания ограничивается постоянным положением базиса эрозии, поэтому максимум врезания наблюдается в среднем течении реки. В результате образуется *терраса хордового типа* (рис. 64, А).

2. Другой причиной образования террас является изменение положения базиса эрозии. Представим себе, что уровень бассейна, в который впадает река, понизился. В результате река, которая в низовьях отлагала материал, начнет врезаться в собственные отложения и вырабатывать новый профиль равновесия, соответствующий новому положению базиса эрозии. Врез от устья будет распространяться вверх по течению реки до того места, где прежний уклон продольного профиля настолько значителен, что увеличение его, вызванное регрессивной эрозией, практически не будет сказываться на эрозионной способности реки. В конечном счете на месте прежней поймы образуется терраса, относительная высота которой убывает

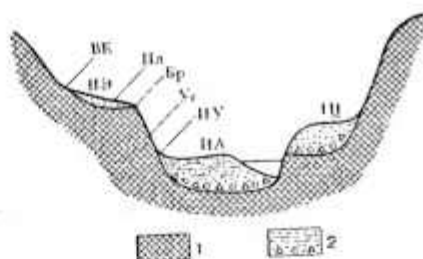


Рис. 63. Схема строения речных террас:

П Э — эрозионная вторая надпойменная терраса; 1 Ц — докольная первая надпойменная терраса; ПА — аккумулятивная пойма; 1 — коренные породы; 2 — аккумулятивные отложения; БК — внутренний край террасы (тыловой шов); Пл — площадка террасы; Бр — бровка; Ус — уступ; ПУ — подложье уступа

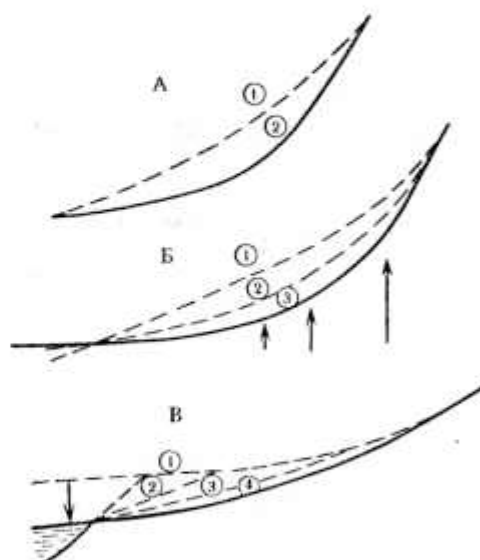


Рис. 64. Врезание реки и образование хордовых террас вследствие увеличения расхода воды (А), в результате преимущественного поднятия верховья речного бассейна (Б) (длина направленных вверх стрелок соответствует относительным величинам скорости поднятия) и при пониженном уровне моря (В), имеющего относительно крутосклонный подводный береговой склон (стрелка указывает направление изменения уровня моря); 1, 2, 3, 4 — последовательные положения продольного профиля

вверх по реке (рис. 64, В). Водопады и пороги в долине реки могут приостановить продвижение регрессивной эрозии и ограничить длину террасы.

Следует подчеркнуть, что река при понижении базиса эрозии будет врезаться лишь в том случае, если ее уклон в нижнем течении меньше уклона освобождающегося из-под воды дна приемного бассейна. В противном случае понижение базиса эрозии приведет к интенсивной аккумуляции несомого рекой материала вследствие удлинения русла и уменьшения уклона продольного профиля.

3. Образование террас может быть связано с тектоническими движениями. Тектоническое поднятие территории, по которой протекает река, приводит

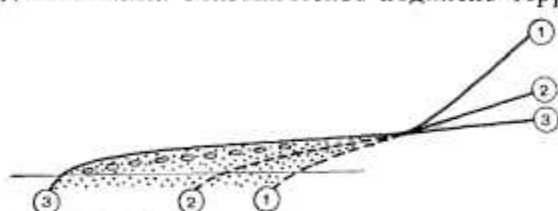


Рис. 65. Ножицы террас в низовьях реки; 1, 2, 3 — соответствующие уровни непогребенных и погребенных террас

к увеличению уклонов, а следовательно, и усилению эрозионной способности реки. Река начинает врезаться, ее прежняя пойма постепенно превращается в надпойменную террасу, которая по своему типу также является холдовой

вой (рис. 64, В). Если низовье реки остается стабильным или опускается, а на остальной части бассейна, испытывающей поднятие, река врезается, то образуются *ножицы террас*: террасы как бы ныряют под более молодые аккумулятивные толщи (рис. 65).

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

Относительный возраст террас определяется их положением по отношению к меженному уровню воды в реке: чем выше терраса, тем она древнее. Счет террас ведется снизу — от молодых к более древним. Самую низкую террасу, возвышающуюся над поймой, называют первой надпойменной террасой. Выше располагается вторая надпойменная терраса и т. д. У каждой террасы различают площадку, уступ, бровку и тыловой шов (см. рис. 63).

В зависимости от строения выделяют три типа речных террас: 1) аккумулятивные, 2) эрозионные и 3) цокольные. К *аккумулятивным* относятся террасы, сложенные от бровки уступа до его подножия аллювием. *Эрозионные террасы* почти нацело сложены коренными породами, лишь сверху прикрытыми маломощным чехлом аллювия (последний может и отсутствовать). У *цокольных террас* нижняя часть уступа (цоколь) сложена коренными породами, а верхняя — аллювием. Терраса считается цокольной и в том случае, если цоколь сложен древнеаллювиальными отложениями,

так как тип террас и их возраст определяется по аллювию, слагающему поверхность (площадку) террасы. Отсюда следует, что для определения возраста террасы необходимо тем или иным способом определить возраст (абсолютный или относительный) слагающего ее аллювия.

Так как каждая терраса в свое время была поймой, на ней могут быть встречены те же формы рельефа, что и на пойме. Однако выражены они обычно менее четко, чем на пойме, что связано с воздействием последующих экзогенных агентов. Поверхность террас часто наклонена в сторону реки за счет спущения (размыва) приречной части и повышения внутреннего края в результате накопления материала, сносимого со склонов, к которым примыкает терраса. Поэтому при определении относительной высоты террас следует ориентироваться на те участки ее поверхности, которые менее всего были затронуты последующими процессами.

Кроме охарактеризованных выше террас, называемых *цикловыми* и прослеживающихся по всей длине реки или на большей ее части, в долинах рек могут быть развиты *локальные террасы*, возникающие вследствие подпруживания реки, пропильвания уступа, сложенного твердыми породами, и ряда других причин.

Наблюдаются в долинах рек и псевдотеррасы, имеющие лишь внешнее сходство с «истинными» речными террасами. К их числу относятся упоминавшиеся выше структурные террасы, крупные блоки оползней, подмытые конусы выноса временных водотоков, а также боковые морены отступивших горных ледников и плечи троговых долин (см. главу 16).

Изучение морфологии и строения речных террас имеет не только научный интерес, о чем говорилось выше, но и большое практическое значение.

Реки, размывая горные породы, одновременно размывают и рудные образования, заключенные в этих породах. Большая часть ценных компонентов исчезает в процессе транспортировки рекой (стирается, растворяется, рассеивается, выносится в акватории приемных бассейнов). Меньшая часть их задерживается в долине в аллювиальных отложениях и при благоприятных условиях может дать скопление тех или иных минералов, получивших название *аллювиальных россыпей* или *россыпных месторождений*. К числу характерных минералов россыпных месторождений относятся главным образом тяжелые и устойчивые, такие, как алмаз, золото, платина, касситерит, минералы, содержащие вольфрам, и некоторые другие.

Морфологические и генетические типы речных долин

Морфология речных долин определяется геологическими и физико-географическими условиями местности, пересекаемой рекой, историей развития долины.

При интенсивном врезании, обусловленном поднятием горной страны, возникают долины типа теснины, ущелья или каньона.

Теснина — это глубоко врезанная эрозийная форма с вертикальными или почти вертикальными склонами. *Ущелье* отличается от теснины V-образным поперечным профилем, часто с выпуклыми склонами. *Каньон* морфологически сходен с ущельем: имеет V-образный поперечный профиль, отличается ступенчатостью склонов, обусловленной препарировкой стойких пород. Типичным каньоном является долина реки Колорадо в ее среднем течении. У всех трех типов долин дно целиком или почти целиком занято руслом, продольный профиль отличается невыработанностью, обилием порогов и водопадов. Поперечные профили таких долин более или менее симметричны. От них резко отличаются *асимметричные* речные долины, образование которых часто бывает связано с моноклинальным залеганием пород, а также с некоторыми другими причинами, на рассмотрении которых мы остановимся несколько ниже.

В более поздние стадии развития долины, когда в ее формировании важную роль уже играет боковая эрозия, образуется *ящикообразный поперечный профиль* речной долины. Такая долина имеет широкое плоское дно, а русло занимает лишь небольшую часть дна долины. Кроме пойм, на склонах ящикообразных долин могут быть развиты речные террасы. Долины этого типа наиболее характерны для равнинных стран.

Многие реки берут свое начало в горах, а затем выходят на равнину. Соответственно, на разных участках течения характер их долин может испытывать значительные изменения. Эти изменения, в частности, включают не только различия в поперечном и продольном профилях долины, но и в поведении террас. Так, например, на участках усиливающегося врезания, обусловленного поднятием территории, всегда отмечается нарастание высот террас над уровнем долины. По мере удаления от такого участка высота террас снижается. При переходе в область погружения происходит не только снижение террас, но и уменьшение их числа, а на наиболее сильно прогибающейся территории террасы, как говорилось об этом выше, «ныряют», погружаются под уровень поймы.

Долины чутко реагируют на изменения геологической структуры. Часто участки, сложенные очень прочными породами или испытывающие интенсивное поднятие, обходятся речными долинами. Иногда речной поток не отклоняется под действием поднимающейся структуры, а сечет ее по нормали или в близком к нормали направлении, образуя так называемые *сквозные долины*. Возможны, по крайней мере, три различных способа их образования.

Сквозная долина может быть *антецедентной*, т. е. образовавшейся в результате «перепиливания» возникшего на ее пути медленно растущего поднятия. Сквозные долины могут быть также *эпигенетическими*, т. е. наложенными сверху, или возникнуть вследствие регрессивной эрозии при перепиливании горным потоком водораздельного хребта. При этом может произойти перехват реки, расположенной по другую сторону водораздела и менее глубоко врезанной (рис. 66).

Существенное влияние на морфологию долины оказывают состав и характер залегания горных пород в бассейне реки.

В областях с горизонтальным залеганием пластов и однообразным литологическим составом слагающих пород морфология речных долин в наименьшей степени зависит от геологической структуры. Такие долины называют *нейтральными* или *атектоническими*. В областях нарушенного залегания пластов одни долины обнаруживают совпадение с простиранием тектонических структур

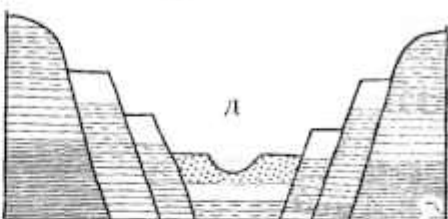
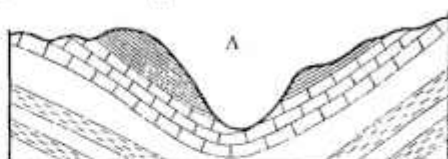


Рис. 66. Схема обезглавливания реки: А — появляющийся перехват; Б — осуществившийся перехват

Рис. 67. Тектонические типы продольных долин (по И. С. Щукину): А — синклинальная долина; Б — антиклинальная долина; В — моноклиальная долина; Г — долина, заложившаяся вдоль линии разлома; Д — долина-грабен

тур (осей складок, линий разломов, полос простираения стойких и податливых пород). Это долины, «приспособившиеся» к геологической структуре. Другие долины секут геологические структуры под каким-либо углом. Поэтому в дислоцированных областях различают долины *продольные*, *поперечные* и *диагональные*. Пер-

вые на значительном протяжении характеризуются однообразным (свойственным для той или иной реки) профилем и шириной долины, спрямленным течением. Вторые и третьи долины меняют морфологический облик в профиле и плане очень часто. Примерами поперечных долин могут служить консеквентные реки куэстовых областей, антецедентные и эпигенетические долины. Продольный профиль поперечных и диагональных долин характеризуется большей невыработанностью, чем профиль долины продольных рек.

В зависимости от типа геологической структуры, в которых заложены продольные долины, различают долины синклиналильные, антиклинальные, моноклинальные, долины, совпадающие с линиями продольных разломов и долины-грабены. Каждая из этих типов долины характеризуется своими, свойственными только ей морфологическими чертами (рис. 67), и характером процессов, протекающих на их склонах.

Асимметрия долин

Выше упоминалось, что поперечный профиль речных долин нередко бывает асимметричным. Причины асимметрии речных долин

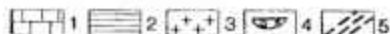
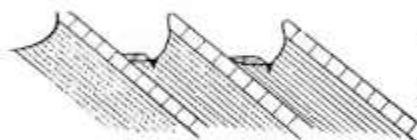


Рис. 68. Асимметричные долины рек, обусловленные неоднородностью субстрата и геологической структуры: долины, заложившиеся по простиранию моноклинально залегающих пластов различной стойкости (А), на крыльях антиклинали (Б), в моноклинально залегающих однородных породах (В), на контакте гранитной интрузии с осадочными породами (Г), по линии сброса, когда на дневную поверхность оказываются выветриваемые породы различной стойкости (Д):

1 — известняки; 2 — глины; 3 — граниты; 4 — аллювий; 5 — зона разлома

Рис. 69. Топографическая теория формирования асимметрии речных долин (по А. А. Борзову):

АБ — первичная наклонная равнина; рр — продольный профиль врезавшей в нее консеквентной реки; ДД — долины притоков консеквентной реки; стрелки показывают направление стока с междуречных пространств; 1, 2 — последовательные положения склонов долины притоков



могут быть разными. Двигаясь вниз или вверх по долине, очень часто можно наблюдать увеличение крутизны то левого, то правого склона. Зависит это, как правило, от того, к какому склону долины подходит русло реки, а также от быстрого изменения состава или условий залегания горных пород, слагающих склоны долины. Однако в природе имеют место и такие случаи, когда один склон долины постоянно круче другого на протяжении многих километров. Такую асимметрию С. С. Воскресенский называет «устойчивой». О ней и пойдет речь ниже.

Причины, вызывающие асимметрию склонов долин, можно разделить на три группы: 1) тектонические, проявляющиеся через литологию и геологические структуры; 2) планетарные, связанные с вращением Земли вокруг своей оси; 3) причины, обусловленные деятельностью экзогенных и, в первую очередь, склоновых процессов.

Тектоническая «основа» асимметрии склонов встречается очень часто. В одних случаях она обусловлена особенностями геологического строения субстрата, в других — создана под непосредственным влиянием новейших тектонических движений.

Общезвестна асимметрия субсеквентных долин куэстовых областей, у которых структурный (бронированный) склон обычно более пологий, чем противоположный аструктурный склон, где на поверхность выходят головы моноклинально залегающих пластов (рис. 68, А). Такова же причина асимметрии долин, возникающих на склонах антиклиналей, в строении которых принимают участие породы разной прочности (рис. 68, Б).

Асимметрия склонов возникает неизбежно, если долина заложилась вдоль сброса, крылья которого сложены породами различной устойчивости (рис. 68, Д), или по контакту магматических и осадочных пород (рис. 68, Г). К тектонической группе причин, обуславливающих асимметрию долин, можно отнести и так называемую *топографическую теорию* А. А. Борзова — А. В. Начасева,

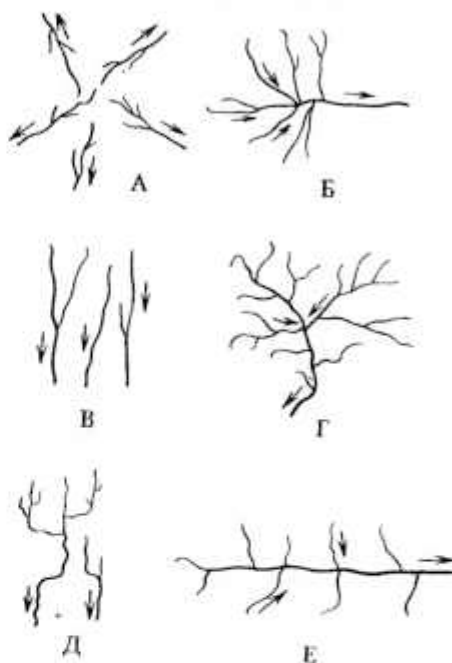


Рис. 70. Типы речной сети: А — радиальный центробежный; Б — радиальный центростремительный; В — параллельный; Г — древовидный; Д — ортогональный решетчатый; Е — перистый

закрывающуюся в том, что перекося исходной ровной поверхности, вызванный неравномерным поднятием или деформацией, приводит к неравенству стока со склонов долины, перпендикулярных уклону. В результате склон долины, совпадающий с направлением уклона топографической поверхности, будет разрушаться и выглаживаться быстрее (рис. 69). Возможны и другие варианты воздействия тектонических движений и образуемых ими структур на возникновение асимметрии речных долин.

Однако имеется много примеров, которые никак нельзя объяснить только геологическими причинами. Известно, например, что большинство крупных рек северного полушария имеют крутой правый берег и пологий левый. Это объясняется ускорением Корнолиса, отклоняющим течение рек вправо (в южном полушарии — влево). Таковы на большом протяжении долины рек Волги, Диспра, Дона, Оби, Енисея, Лены, Амура, Параны и др.

Асимметрия речных долин может возникнуть и в результате деятельности экзогенных агентов. Так, например, асимметрия склонов может образоваться из-за многочисленных оползней, возникающих на склоне, совпадающем с наклоном пластов (рис. 68, В). К этой же группе факторов относится влияние преобладающих ветров или преобладающих влажных (приносящих осадки) ветров. А. Д. Архангельский и Н. А. Димо большое значение в формировании асимметрии склонов придавали инсоляции. А. В. Ступишин отмечает важную роль в этом процессе так называемой «снеговой асимметрии».

При длительном развитии рельефа асимметрия склонов речных долин приводит к асимметрии междуречий.

РЕЧНАЯ И ДОЛИННАЯ СЕТЬ. РЕЧНЫЕ БАССЕЙНЫ

Совокупность речных долин в пределах некоторой территории называется *речной* или *долинной сетью*. Совокупность водотоков различной величины, изливающих воды одним общим потоком в море или озеро, называют *речной системой*. В каждой речной системе различают *главную реку*, впадающую в водный бассейн (озеро, море, океан) и *притоки*. У притоков могут быть свои притоки, у тех, в свою очередь, свои и т. д. Поэтому принято различать притоки первого, второго, третьего и т. д. порядков.

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

По характеру рисунка речной (или долинной) сети различают: древовидный, перистый, решетчатый (ортогональный), параллельный, радиальный, кольцевидный (рис. 70) типы. *Древовидный* тип характеризуется тем, что главные реки и их притоки образуют беспорядочно ветвящуюся систему, в которой нельзя выделить преобладающего направления водотоков (Волжская речная система и др.). Когда в стержневую, главную реку притоки впадают симметрично с обеих сторон (под прямым или острым углом), образуется *перистый тип* речной сети. Этот тип характерен для больших продольных долин складчатых областей. В куэстовых областях может сформироваться *дважды перистый тип*. *Решетчатый*, или *ортогональный*, тип присущ складчатым областям, где звенья речной сети располагаются по двум взаимно перпендикулярным направлениям, причем более длинные отрезки рек занимают продольные долины, а более короткие — поперечные, обычно приуроченные к зонам разломов (бассейн реки Белой на западном склоне Южного Урала, река Урал в верхнем течении). *Параллельный тип* характеризуется параллельным течением рек в одном или противоположном направлениях. Возникает он в пределах складчатых областей, особенно на их периферии, на наклонных поверхностях освободившихся из-под уровня моря равнины, на участках, сложенных породами различной прочности, круто наклоненных или стоящих на головах. *Радиальный тип* образуют реки, имеющие центробежную или центростремительную систему. Он характерен для вулканов центрального типа, межгорных впадин. *Кольцевидный*, или *виллообразный*, тип возникает по периферии солянокупольных структур или в пределах брахантиклиналей, сложенных породами различной прочности.

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

УСТЬЯ РЕК

Устья крупных рек, впадающих в море, океан или озеро, имеют различный характер. Наиболее типичным устьевым образованием является дельта реки. *Дельтой* называется аккумулятивная фор-

ма, создаваемая рекой на участке впадения ее в конечный водосм. Дельта обычно характеризуется ветвлением реки на отдельные рукава, хотя бывают дельты и не имеющие рукавов. Сравнительно редко встречаются также дельты, в пределах которых происходит ветвление на рукава, однако межукавные острова при этом оказываются сложенными не аллювиально-дельтовыми, а какими-либо иными отложениями, слагающими прибрежную равнину. Это так называемые *врезанные дельты* или *псевдodelьты*. Такую псевдodelьту имеет, например, река Нева.

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

Простейшим видом дельты является *клювовидная дельта*, состоящая из трех основных элементов: приустьевое участка русла реки и двух приустьевых кос по обе стороны от него. Образование кос связано с уменьшением скорости речного течения на участке смыкания реки и водосема, в то время как на стрежне еще продолжает сохраняться течение, препятствующее отложению аллювия (дельта реки Тибр в Италии). Вообще же этот тип дельты обычно характерен для небольших рек (рис. 71, А).

Следующий по стадии развития тип дельты — *лопастная дельта*. У американских и английских авторов этот тип называется еще «птичья лапа». Образованию лопастной дельты предшествует фуркация русла на 2—3 рукава. Причины фуркации могут быть разными: различия в уклонах местности, в геологическом строении, но наиболее важны те, которые связаны с динамикой потока и наносов. Замечено, что во время паводка на приустьевом участке реки происходит увеличение продольного уклона поверхности потока, создающее благоприятные условия для доновой эрозии. На некотором расстоянии выше устья образуется на дне русла отрицательная форма рельефа — *приустьевая яма*. Материал, выносимый из приустьевой ямы, отлагается в устье, вблизи окончаний приустьевых кос, где образуется аккумулятивный островок — осередок, делящий поток на два рукава. У нового устья каждого из рукавов надстраиваются новые приустьевые косы. Рукава удлиняются, выдвигаясь вместе с косами в море. Этот процесс может повториться — в результате образуется лопастная дельта. В плане она действительно напоминает птичью лапу. Типичный пример лопастной дельты — дельта Миссисипи (рис. 71, Б).

При многократном делении на рукава твердый сток реки распределяется более равномерно, и дельта выдвигается в море также более равномерно, уже не образуя далеко выдвинутых лопастей. Такая дельта называется *многорукавной*, или *мелколопастной* (дельта Волги, рис. 71, В).

Охарактеризованные типы дельт представляют собой формы, выдвинутые в море. Бывают дельты другого типа — так называемые *дельты выполнения*. Они образуются при впадении реки в мелководный залив. Формирование такой дельты протекает при совместном участии флювиальных и волновых процессов, причем по-



Рис. 71. Некоторые типы дельт: *А* — берег клювовидной дельты; *Б* — лопастной; *В* — много-рукавный (мелколопастной); *Г* — дельта выношения; *Д* — блокированной

следние способствуют образованию берегового вала на некотором расстоянии от края формирующихся рукавов дельты. В результате рельеф такой дельты принимает своеобразные черты. Приустьевые косы смыкаются с береговыми валами, образуя ячеистый рисунок положительных форм рельефа — валов. Между ними остаются пониженные пространства, занятые болотами и озерами. Типичной дельтой выполнения является дельта Дуная (рис. 71, Г). При значительном воздействии волнения морской край дельты приобретает выровненный контур, как это наблюдается, например, в дельте Нигера, подверженной мощному воздействию прибоя (рис. 71, Д).

Большинство крупных рек строит свои дельты в крупных тектонических депрессиях, поэтому мощность дельтовых отложений может достигать огромной величины. Например, мощность четвертичных отложений в дельте Миссисипи близка к тысяче метров.

Так как в формировании дельты наряду с рекой принимают участие и другие факторы, дельтовые отложения можно рассматривать как особую геологическую формацию. В ее строении участвуют собственно русловые и пойменные отложения, отложения *авандельты* (подводного склона дельты), морские отложения. Кроме того, здесь в разрезе дельтовой формации можно встретить линзы озерных отложений, эоловые осадки в виде погребенных дюн, торфяники. Отложения древних дельт нередко таят в себе горючие полезные ископаемые — нефть и газ. Так, например, нефть, извлекаемая более 100 лет из так называемой продуктивной толщи в Азербайджане, приурочена к дельтовым отложениям среднего плиоцена.

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

Речные аккумулятивные террасы крупных рек нередко также могут достигать больших размеров. Сильно развитые в ширину аллювиальные террасы или комплексы таких террас называют *аллювиальными равнинами*. Широкие аллювиально-пролювиальные равнины формируются и в горах, если река протекает через значительную внутригорную депрессию — грабен или синклинорий.

Таким образом, реки — мощный фактор аккумулятивного выравнивания рельефа. Если к этому добавить, что как педипланация, так и пенеппенизация рельефа невозможны без существенного участия рек в этих процессах, поскольку именно они удаляют продукты разрушения склонов, то становится понятным огромное зна-

чение их в общем процессе выравнивания рельефа, формировании облика земной поверхности и в поступлении осадочного материала с континентов в моря и океаны.

ГЛАВА 15. КАРСТ И КАРСТОВЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА

ПОНЯТИЕ «КАРСТ». УСЛОВИЯ КАРСТООБРАЗОВАНИЯ. ГИДРОЛОГИЧЕСКИЙ РЕЖИМ КАРСТОВЫХ ОБЛАСТЕЙ

Под термином «карст» понимают совокупность специфических форм рельефа и особенностей наземной и подземной гидрографии, свойственной некоторым областям, сложенным растворимыми горными породами, такими, как каменная соль, гипс, известняк, доломит и др. И хотя каменная соль и гипс обладают большей растворимостью, чем известняки и доломиты, гипсовый и соляной карст развит сравнительно мало из-за незначительного распространения этих пород, особенно выходов их на дневную поверхность. Известняки и доломиты в обычных условиях характеризуются слабой растворимостью, но распространены они несравненно более широко, чем гипс или каменная соль. Кроме того, в определенных физико-географических условиях химическая агрессивность воды может в известняковых областях существенно возрастать и, если это еще сочетается с благоприятными геологическими условиями, возникают наиболее выразительные и занимающие обширные пространства карстовые ландшафты, приуроченные именно к известнякам. Поэтому, имея в виду преимущественную приуроченность карстовых образований к областям развития известняков, можно считать, что наиболее изучен и наиболее распространен именно известняковый карст.

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

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

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

К другим важнейшим условиям, определяющим развитие карста, относятся: а) рельеф — на пологонаклонных поверхностях, как правило, карстовые образования возникают быстрее и представле-

ны разнообразнее, чем на крутых склонах; б) чистота и мощность известняков — чем чище и мощнее толща известняков, тем интенсивнее они подвержены карстообразованию; в) структура породы — грубообломочные или ракушечные известняки карстуются гораздо меньше, чем однородные мелкозернистые известняки; г) климат, т. е. температурный режим, количество и характер выпадающих осадков, наличие вечной мерзлоты, препятствующей проникновению воды в карстующиеся породы; климатом обуславливается также характер растительного покрова, способствующего повышению химической агрессивности воды; вследствие разло-

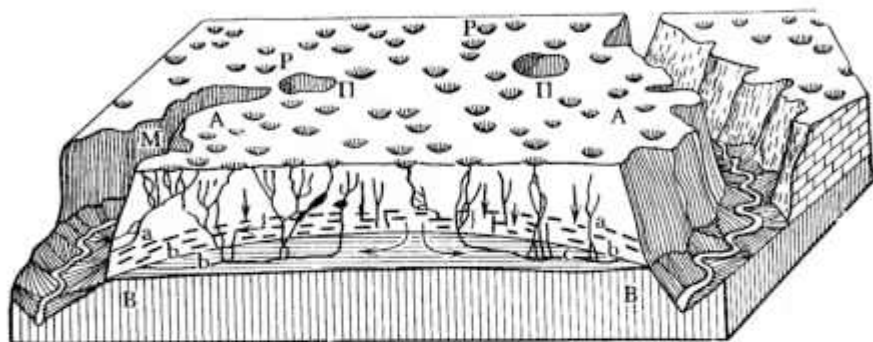


Рис. 72. Идеальный карстовый массив (по И. С. Щукину):

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

жения растительных остатков вода обогащается углекислым газом, гуминовыми кислотами, азотной кислотой и т. п.; д) трещиноватость карстующихся пород — при наличии трещиноватости возникает возможность проникновения агрессивных вод в толщу породы и образования различных форм подземного карста, а также оттока вод, насыщенных углекислотой, с поверхности в глубь карстующихся пород.

Подземная циркуляция, т. е. гидрогеологические условия, имеют важнейшее значение для развития карстового процесса. В каждой карстовой области можно выделить три этажа, или зоны, различающиеся по гидрогеологическому режиму (рис. 72). Верхняя зона охватывает толщу породы от ее выхода на поверхность до зеркала грунтовых вод. Это зона аэрации, или зона вертикальной циркуляции. Здесь преобладает свободное гравитационное движение воды, происходящее периодически, во время дождей или таяния снега.

Следующая зона получила название зоны периодически полного насыщения. Здесь совершаются резкие колебания уровня под-

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

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

Положение зон в карстующихся массивах зависит от ряда причин: мощности карстующихся пород и их трещиноватости; расчлененности рельефа карстовых областей и глубины вреза речных долин; наличия в составе карстующихся пород прослоек или линз нерастворимых глинистых пород, которые могут служить водоупорными горизонтами, способствующими образованию *верховодки* — временному или сезонному скоплению подземных вод в зоне аэрации.

Различие гидрогеологических условий зон карстовых массивов сказывается на характере источников карстовых областей. Так, для зоны аэрации характерны временные источники, функционирующие в период поступления воды с поверхности во время дождей или весеннего снеготаяния. Источники зоны периодического насыщения тоже временные, но они мощнее и функционируют более длительное время, чем источники зоны аэрации. С зоной постоянного насыщения связаны постоянные источники, обладающие большим дебитом. Они получили нарицательное название *воклюз* (по источнику, впервые описанному во Франции в районе Воклюз).

НАИБОЛЕЕ РАСПРОСТРАНЕННЫЕ ПОВЕРХНОСТНЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА КАРСТОВЫХ ОБЛАСТЕЙ

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

Дождевые или талые воды, стекая по поверхности известняка, разъедают стенки трещин. В результате образуется микрорельеф *карров* или *шраттов* — система гребней и разделяющих их рытвин или борозд. Борозды и гребни располагаются примерно параллельно друг друга, если четко выражено падение слоев и трещин.

новатость пород совпадает с направлением падения. При более сложной системе трещиноватости карры располагаются совершенно неправильно, пересекаются, разветвляются и вновь сливаются. Глубина борозд может достигать 2,0 м.

Покрытые каррами пространства называют *карровыми полями*. По мере расширения трещин гребни становятся все уже, надламываются и распадаются на отдельные обломки. Такие старые карровые поля представляют собой нередко хаотические нагромождения крупных и мелких обломков известняка с кое-где сохранившимися и выступающими над этими нагромождениями карровыми гребнями.

Карры могут образоваться и в прибрежной полосе при воздействии морского прилива на карстующиеся породы.

При растворении известняков всегда остается нерастворимая часть, представленная глинистым материалом красного или кирпичного цвета. Этот элювиальный материал, накапливаясь на поверхности пород, образует своеобразную кору выветривания, характерную для карстовых областей, — так называемую *терраросса* (красная земля). При значительном накоплении в трещинах глинистый материал терраросса может полностью закупоривать их и тогда процесс каррообразования прекращается. Сле-

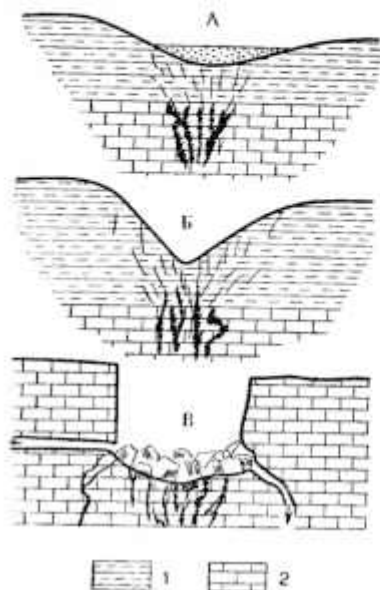


Рис. 73. Типы карстовых отрицательных форм рельефа: А — блюдцеобразная западина просасывания; В — воронка просасывания; В — карстовый колодец провального происхождения:
1 — некарстующиеся породы; 2 — карстующиеся породы

довательно, трещиноватость — одно из основных условий каррообразования.

При интенсивной вертикальной циркуляции воды процесс растворения карстующихся пород приводит к образованию *понор* — каналов, поглощающих поверхностные воды и отводящих их в глубину закарстованного массива. Величина и форма понор разнообразны и зависят от степени их разработанности. На поверхности поноры выражены зияющими трещинами или отверстиями, в глубине ими начинается сложная система каналов вертикальной циркуляции воды.

Расширение устьев понор в процессе дальнейшего растворения приводит к образованию *карстовых воронок* различных размеров и форм в зависимости от возраста, типа карстующихся пород и их залегания: от щеле- и колодцеобразных до блюдцеобразных

(рис. 73). В закрытом карсте воронки образуются не только за счет растворения, но и в результате механического выноса — *суффози* — в попоры залегающих с поверхности нерастворимых пород. Такие воронки называют *карстово-суффозионными* или *воронками просасывания*. Карстовые блюдца, воронки и неглубокие колодцы в западноевропейской литературе носят название *долины*.

Карстовые формы рельефа могут быть беспорядочно разбросаны по поверхности карстового массива или сосредоточены вдоль определенных линий, обусловленных направлением подземного стока или залеганием карстующихся пород. Эти формы не являются «застывшими». Они могут переходить одна в другую. Так, карстовое блюдце в результате углубления, а карстовый колодец в результате выполаживания склонов могут превратиться в карстовую воронку (рис. 74).

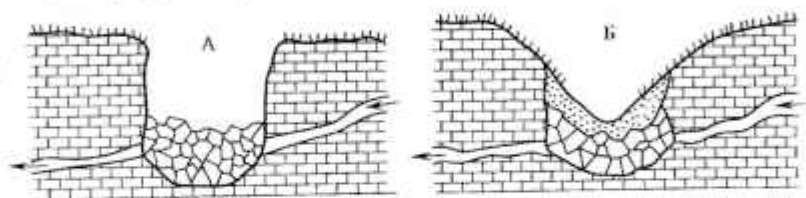


Рис. 74. Превращение колодцеобразного провала (А) в воронкообразную впадину (Б) (по И. С. Щукину)

Если стенки попора продолжают растворяться, то канал становится достаточно большим и превращается в *естественный колодец* или *естественную шахту*. Карстовые шахты и колодцы нередко достигают очень большой глубины (в несколько десятков или сотен метров). Одна из таких шахт в северной Италии, в окрестностях г. Верона, достигает глубины 637 м. Общее направление шахт близко к вертикальному, но имеются и значительные отклонения, отдельные участки шахт могут быть почти горизонтальными или наклонными. Шахты часто закладываются на пересечении нескольких систем трещиноватости. При дальнейшем растворении стенок шахты могут превратиться в достаточно широкие подземные ходы, в пещеры.

Естественными колодцами нередко называют формы типа естественных шахт, но меньших размеров. Некоторые исследователи закрепляют термин «колодец» за определенными формами, которые образуются не за счет поверхностного выщелачивания, а путем обрушения свода над подземной полостью. В таких случаях возникают отрицательные формы рельефа цилиндрической формы, с вертикальными стенками и загроможденным обломками дном. Часто такие колодцы располагаются рядами, как бы отмечая на поверхности направление подземных галлерей, над которыми они образуются.

Провальные, или поверхностные, воронки, сливаясь, образуют *слепые овраги* или формы довольно причудливых очертаний, полу-

чившие название «увала». Известны, например, увала до 700 м в поперечнике при глубинах до 30 м. Такие образования представляют собой как бы переходные формы к еще более крупным карстовым ваннам — полям.

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

Происхождение полей не всегда ясно. Видимо, они образуются разными путями. Некоторые исследователи считают, что поле — это одна из поздних стадий развития карстового рельефа, образующаяся за счет слияния многих карстовых воронок и котловин. При этом, если в ходе развития карстового процесса достигается базис карстовой денудации — уровень грунтовых вод, дальнейшее развитие такой формы будет возможно только за счет отступления стенок, т. е. роста в ширину, что и приводит к образованию поля. Однако довольно часто встречаются поля с сухим дном, а то и с многочисленными карстовыми формами, либо приуроченными к поверхности дна поля, либо погребенными под продуктами выветривания.

По всей вероятности, возможно не менее четырех различных случаев образования полей. Прежде всего выделяют поля тектонического происхождения — грабены или мульды, получающие черты карстовых образований со всеми свойственными им морфологическими и гидрогеологическими особенностями, присущими карсту. Как правило, это наиболее крупные поля. Примером такого поля является уже упоминавшееся Попово поле в Югославии. Нередко в строении тектонического поля принимают участие и некарстовые породы.

Поля могут образоваться за счет размыва и выноса продуктов размыва нерастворимых пород, залегающих среди растворимых известняков. В этом случае размеры поля определяются массой нерастворимой породы, формой ее залегания. Стенки такого поля представляют собой отпрепарированные контакты между нерастворимой породой и известняками. По мнению Н. А. Гвоздецкого, такое происхождение имеет, например, Шаорское поле в Западной Грузии.

Третий путь образования поля уже упоминался — это формирование крупной карстовой котловины за счет слияния более мелких отрицательных форм рельефа. Очертания таких полей обычно бывают очень изрезанными.

Наконец, поля могут образоваться путем провала над подземной долиной реки. О возможности подобного происхождения полей свидетельствует наличие таких своеобразных форм рельефа, как естественные мосты — остатки обрушившегося свода подземной

галерей, соединяющие два противоположных склона поля. Таково, например, происхождение Ракбахского поля в западной части Югославии. По дну этого поля протекает река, которая появляется с одной стороны поля и уходит вновь в подземную полость в противоположной части поля.

Г. Луи, исследовавший карст в Западном Тавре (Турция), пришел к выводу, что поля Западного Тавра первоначально были речными долинами, но развитие карстового процесса привело к исчезновению рек. Дальнейшее расширение брошенных долин и превращение их в поля связано с корродирующим воздействием на стенки котловины временно заливающих их вод. Накопление водоупорных продуктов выветривания на дне полей, во-первых, способствует задержанию временных вод, а во-вторых, препятствует дальнейшему развитию карста вглубь.

РЕКИ И ДОЛИНЫ КАРСТОВЫХ ОБЛАСТЕЙ

Среди немногочисленных поверхностных водотоков карстовых областей по гидрологическому режиму и морфологии речных долин И. С. Щукин выделяет пять типов.

1. Эпизодические речки, долины которых не выходят из зоны аэрации. Вода в таких неглубоко врезанных долинах появляется только во время сильных ливней или бурного весеннего снеготаяния, когда имеющиеся в русле поноры не успевают отводить всю поступающую воду вглубь.

2. Постоянно текущие реки, днища долин которых лежат выше уровня грунтовых вод карстового массива. Это обычно достаточно многоводные реки, начинающиеся за пределами карстовой области, которые хотя и теряют воду при прохождении через карстующиеся породы, но не иссякают совершенно. Долины таких рек часто представляют узкие, глубокие, крутостенные каньоны. Крутизна стенок долин поддерживается как за счет подмыва и коррозии основания склонов, так и слабого развития делювиальных процессов на склонах. Обусловлено это быстрым переводом поверхностного стока на окружающую долину пространствах в подземный.

3. Постоянно текущие реки, долины которых врезаны до уровня грунтовых вод, которыми они в основном и питаются. Морфология долин этих рек сходна с долинами рек предыдущего типа, но имеются и различия. Часто склоны долин рек (по направлению к истоку) заворачивают навстречу друг другу и смыкаются в виде стены, в основании которой из грота и выходит река. Такие долины с замкнутым верхним концом называют *мешкообразными* (долина реки Бюк-Карасу в Крыму). Встречаются долины, которые не имеют устья, т. е. они не открываются в другую долину или в какой-то водоем, а оканчиваются тупиком. Такие долины принято называть *слепыми*. От слепых следует отличать *полуслепые*, которые тоже замкнуты на нижнем конце, но уступ, в который «упирается» водоток, низкий, и во время половодья вода переливается через

него. Нижняя часть долин таких рек представляет собой неглубоко врезанную ложбину, сухую в течение большей части года.

4. Реки, которые прорезали не только всю толщу карстующейся породы, но и углубились в подстилающие водоупорные породы. Они характеризуются не только постоянным, но все увеличивающимся водотоком за счет питания многочисленными ключами, выходящими по линии контакта известняков с водоупорными породами. Различие в строении склонов долин этого типа находит отражение в морфологии их поперечных профилей: верхние части склонов долин, сложенные известняками или доломитами, крутые, нижние обычно более пологие (см. рис. 72). На склонах долин могут быть развиты оползни и блоки отседания.

5. Подземные, или пещерные, реки, протекающие по системе подземных галерей. Они зарождаются или в пределах карстового массива, или начинаются за его пределами. Иногда подземные реки выходят на поверхность из гротов в виде мощных воклюзных источников.

У всех карстовых рек наблюдается тенденция перемещать действующие поноры вверх по течению, в результате чего в нижнем конце слепой долины может образоваться «мертвый» (сухой) участок.

ПЕЩЕРЫ КАРСТОВЫХ ОБЛАСТЕЙ

Пещерами называют разнообразные подземные полости, образующиеся в карстовых областях, и имеющие один или несколько выходов на поверхность. Заложение пещер и их топография предопределяются расположением систем трещин, пронизывающих карстующуюся породу, и гидрогеологическими особенностями карстовых областей.

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

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

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

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

Натечные формы образуются не в каждой пещере. В глубоко расположенных пещерах натечные формы часто не возникают, так как вода теряет растворенный в ней бикарбонат кальция еще ранее, в более высоких пещерных горизонтах. Наличие подземных рек и озер также нередко препятствует возникновению натечных образований, так как при этом возможны большие периодические подъемы уровня воды, при которых вся пещера оказывается заполненной водой.

Интересно, что в некоторых пещерах накапливается лед. Такие пещеры так и называют *ледяными* или *холодными*. Ледяные пещеры известны в Крыму, в Дагестане. Наиболее значительная среди них — знаменитая Кунгурская пещера на Урале. Для накопления льда и снега необходимы, во-первых, соответствующие климатические условия (в тропиках ледяных пещер не бывает), а во-вторых, благоприятная конфигурация пещеры. Если, например, вход в пещеру идет не по горизонтали, а сверху вниз, то возникают благоприятные условия для накопления в пещере холодного воздуха, а вместе с тем снега и льда.

Гипсометрия многих пещер, по которым протекают реки, находится в тесной связи с высотным положением днщ долин, дренирующих карстовый массив. В случае углубления долин (например, при тектоническом поднятии местности), устья пещерных рек высыпают, превращаются в сухие пещеры, а на уровне нового базиса эрозии начинает формироваться новая система горизонтальных галерей. Так возникает *этажный карст*. При отрицательных тектонических движениях карстовые полости опускаются (иногда до глубины нескольких сот и даже 1000 м), заполняются водой и осадками и превращаются в погребенный карст.

ЗОНАЛЬНО-КЛИМАТИЧЕСКИЕ ТИПЫ КАРСТА. ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ТРОПИЧЕСКОГО КАРСТА

Карстовый процесс — прежде всего денудационный процесс, поэтому он протекает по-разному в разных климатических зонах. Большая часть приведенного выше материала относится к голому карсту, который наиболее типичен для областей со средиземноморским субтропическим климатом. Карстовым процессам наряду с благоприятным геологическим строением здесь способствует

климат. Ливневый характер атмосферных осадков и наличие засушливого сезона способствуют интенсивному воздействию дождевых вод на поверхность известняковых пород, сравнительно медленному накоплению элювия.

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

До недавнего времени изучение карстовых явлений происходило, главным образом, в странах с умеренным и средиземноморским климатом. Сравнительно недавно начавшееся изучение карста тропических областей показало, что здесь развитие карста характеризуется рядом особенностей, которые в основе имеют климатическую обусловленность.

Большинство исследователей основное внимание уделяют положительным формам рельефа, образующимся в ходе карстовых процессов в условиях тропического гумидного климата. Как отметил И. С. Щукин, «если сопоставить зрело развитый типичный карст тропиков с таковым же умеренных широт, то они будут представлять морфологически как бы негативные отпечатки друг друга». Если для карста умеренных областей характерен ландшафт более или менее одновысотных плато, усеянных 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 тропическом карсте в процессе его развития возникают понижения, разделяющие весь карстовый массив на отдельные возвышенности. Понижения углубляются до уровня базальной поверхности, и дальнейшее развитие тропического карста сводится к расширению этой поверхности за счет сокращения площадей, занятых возвышенностями, до их полного уничтожения. В конечном счете это приводит к образованию выровненных карстово-денудационных поверхностей. Обычно процесс выравнивания распространяется в определенном направлении, и там, где он начался раньше, перед карстовой областью формируется равнина, получившая наименование *окраинной равнины карста*.

Абсолютная высота окраинных равнин различна. В приморских областях она может определяться уровнем моря, в других — уровнем некарстующихся пород, лежащих под известняками, в третьих — уровнем грунтовых вод. Обычно такая равнина подвержена периодическому затоплению, причем застаивание атмосферных вод способствует накоплению терра-росса. Как будет показано

ниже, именно действию этих вод и обязан тропический карст своими особенностями.

Крутой уступ карстовой области, обращенный к окраинной равнине карста, свидетельствует о том, что при затоплении равнины во время тропических ливней основание уступа подвергается интенсивной коррозии, отступает, а равнина как бы наступает на карстовую область, постепенно все больше и больше сокращает площадь, занятую положительными формами карстового рельефа.

Формирование окраинной равнины происходит обычно на уровне основных речных долин, дренирующих карстовую область. Поскольку окраинная равнина карста и вырабатываемая как ее продолжение поверхность карстово-денудационного выравнивания привязаны к уровням днщ долин, становится ясным, что образование и той и другой поверхностей возможно лишь при условии тектонического покоя территории. Поднятие территории неизбежно вызовет врезание речных потоков, и процесс выработки карстовой равнины будет прерван.

Из сказанного следует, что окраинная равнина по своему существу является педиментом карстового происхождения.

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

Куполовидный карст характеризуется тесным скоплением куполообразных возвышенностей, разделенных узкими вогнутыми седловинами то более высокими, то более низкими. Относительная высота куполовидных холмов колеблется от 25 до 150 м при поперечнике основания до 80 м. Седловины не достигают уровня предгорной равнины. Нередко, особенно во внутренней части массива, купола отделены друг от друга узкими крутоестными ущельями — «карстовыми переулками», которые иногда даже пересекаются. На местах пересечения образуются расширения, причем можно наблюдать последовательные стадии постепенного превращения расширений в более крупные впадины, вплоть до полей. Не вызывает сомнений, что «переулки» представляют собой разработанные выщелачивающей деятельностью воды тектонические трещины. Интересно, что куполовидный карст нередко бывает представлен в центральной части карстового массива, а по периферии развиты другие формы — конический и т. д. Это, очевидно, свидетельствует о том, что куполовидный карст — всего лишь одна из самых ранних стадий развития карста в тропических областях.

Башенный карст — тип тропического карста, чаще всего наблюдается по периферии области распространения куполовидного карста. Для него характерно наличие крутостенных, изолированных друг от друга возвышенностей, напоминающих башни или столбы, относительная высота которых может достигать 300 и более метров (рис. 75). Возвышенности-башни расположены на значительном

расстоянии друг от друга (в отличие от куполовидного карста) и отделены плоскими понижениями, являющимися как бы ответвлением окраинной равнины. Во время ливней понижения затопляются водой, которая некоторое время застывает здесь вследствие развития достаточно мощного покрова элювия типа терра-росса на дне понижений. В результате вода агрессивно воздействует на подножья склонов башен. Обычно башни пронизаны пещерами и естественными шахтами, их вершинные поверхности изъедены



Рис. 75. Затопленный башенный карст (Вьетнам, фото Ю. М. Клейнера)

каррами и карстовыми воронками. Здесь можно встретить и достаточно обширные плоскодонные понижения типа полей, окруженные башнями и образовавшиеся на месте уже полностью уничтоженных карстовых башен.

Морфология башенного карста свидетельствует о том, что в данном типе тропического карста углубление понижений уже закончилось. Развитие карстово-денудационной поверхности выравнивания здесь идет исключительно в ширину за счет съедания склонов возвышенностей и их полного уничтожения. Уничтожению башен способствует и подземный карст — дальнейшее развитие системы ходов и пещер, пронизывающих массивы.

Конический карст отличается от башенного морфологией возвышенностей, которые имеют вид более или менее правильных конусов, т. е. склоны их уже значительно выположены (рис. 76). Есть

мнение, что формы конического карста образуются в том случае, если развитие башенного карста прерывается тектоническим поднятием. Тогда наступает новый цикл врезания, уровень денудации понижается, и подножья возвышенностей уже не подвергаются воздействию застаивающихся дождевых вод. Склоны их выполаживаются за счет склоновых процессов.

Процессы поднятия и тектонической стабильности могут в пределах одной и той же карстовой области чередоваться. В результате такого чередования образуется отчетливо выраженная ярусность вершинных поверхностей карстовых положительных форм.



Рис. 76. Конический карст (Вьетнам, фото Ю. М. Клейнера)

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

Следует заметить, что для тропического карста развитие обычных для карстовых областей форм рельефа типа воронок, колодцев, полей и т. д. не менее характерно, чем положительных форм.

В целом все исследователи отмечают чрезвычайно интенсивный ход карстообразования в тропиках (по сравнению с районами умеренных широт и средиземноморского климата). Это явление как будто бы противоречит тому факту, что при высоких температурах насыщение воды углекислым кальцием происходит быстрее и поэтому в условиях теплого климата вода должна быть менее агрессивна, чем в умеренной и холодной зонах. Однако пышная рас-

тельность тропических стран является мощнейшим источником поступления углекислого газа в воду, и этот источник с избытком компенсирует неблагоприятные в термическом отношении условия растворимости известняков в тропических странах. Кроме того, и органические, и азотнокислые соединения также усиливают химическую агрессивность воды в тропических странах. За счет этих факторов, а также большого количества осадков интенсивность карстовых процессов и их эффективность в гумидных тропиках, по-видимому, в несколько раз выше, чем в умеренной зоне. Только благодаря этим обстоятельствам карстовые процессы в тропиках приводят к выработке выровненных поверхностей карстовой денудации, которые в умеренных и средиземноморских странах формируются только в исключительных случаях.

ПСЕВДОКАРСТОВЫЕ ПРОЦЕССЫ И ФОРМЫ

Наряду с настоящим карстом в некоторых районах приходится встречаться с явлениями и формами, внешне очень похожими на карст, но имеющими в основе другие причины, нежели те, которые ведут к образованию карстовых форм. Это глинистый карст и термокарст.

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

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

Термокарст имеет совершенно другую основу. При термокарсте также образуются различные провальные и просадочные формы, но они связаны с таянием погребенного льда в областях распространения вечной мерзлоты (см. главу 17).

К псевдокарстовым явлениям относится также способность горных пород быстро и значительно уплотняться при смачивании. Этой способностью обладают лёссовые породы и засоленные грунты. Первые уплотняются в связи с разрушением их микропористости, вторые — в результате растворения солей. Морфологическим следствием этого процесса является образование псевдокарстовых блюдц и (реже) воронок.

ГЛАВА 16. ГЛЯЦИАЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ И ГЛЯЦИАЛЬНЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА

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

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

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

Д. Г. Панов выделяет три типа оледенения: а) наземное, или материковое, б) подземное, в) морское. Наибольшее геоморфологическое значение имеют первые два типа, рельефообразующая роль которых будет рассмотрена в данной и следующей главах.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И ПИТАНИЯ ЛЕДНИКОВ. ТИПЫ ЛЕДНИКОВ

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

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

По условиям баланса твердой фазы воды (т. е. снега, фирна, льда) ледник может быть разделен на зону аккумуляции и зону абляции. *Абляцией* называется расход льда через таяние и испа-

рение. Абляция приводит к уменьшению мощности краевой части ледника. Интенсивность абляции находится в прямой зависимости от температуры воздуха. Колебания температуры обуславливают колебания абляции, поэтому положение края ледника не остается постоянным. Незначительные изменения положения края ледника называют *осцилляцией*.

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

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

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

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

В горах образование ледников начинается со стадии снежника или фирнового пятна. На каком-то участке накопившийся за зиму снег не успевает стаять за лето. В следующий год здесь накапливается новая порция снега. Снег постепенно превращается в фирн, а затем в лед. Наличие устойчивого скопления льда обуславливает интенсивное морозное выветривание горных пород, на которых он залегает, а талые воды обеспечивают вынос продуктов выветривания. Постепенно образуется цирклообразное (креслообразное) углубление с крутыми, часто отвесными стенками и пологим, выпуклым дном — *кар*¹. Ледник вступает в новую стадию развития — стадию *карового ледника*. Деятельные кары, т. е. кары, занятые ледниками, располагаются несколько выше снеговой границы.

Следующая стадия развития ледника — формирование *долинного ледника*. Масса льда уже не уместится в каре и начинает медленно спускаться вниз по склону. В качестве трассы стока лед обычно использует какую-либо эрозионную форму, постепенно ее

¹ Corrie — шотланд. кресло.

разрабатывая и расширяя. Долина, по которой движется ледник, приобретает корытообразную форму. Такая ледниковая долина называется *трогом*¹.

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

Другие типы горных ледников, по существу, являются разновидностями рассмотренных выше покровных, каровых и долинных ледников. Всего на Земле ледниками покрыто более 16,2 млн. квадратных километров, из них на долю Антарктиды приходится 13,2 млн. квадратных километров. Меньше всего ледников в Африке — 23 км².

РАБОТА ЛЕДНИКА. ФОРМЫ ГОРНО-ЛЕДНИКОВОГО РЕЛЬЕФА

Ледник производит денудационную, транспортирующую и аккумулятивную работы. Разрушение горных пород ледником называется *экзарацией*. Различают экзарацию абразивную и экзарацию отщепления. Абразивная экзарация — разрушение горных пород вследствие трения льда и вмержших в него обломков о подстилающие породы. В результате образуются тонкие продукты истирания — *ледниковая мука*, а на породе создаются полированные поверхности и *ледниковая штриховка*. Отщепление обломков происходит под действием горизонтально направленного давления льда на выступы коренного ложа. При этом могут отламываться и крупные обломки породы.

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

1. На контакте ледника и коренного ложа накапливается большая масса обломочного материала, состоящая из продуктов экзарации — валунов, щебня, мелкозема. Это *донная морена ледника* (рис. 77).

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

¹ Трог — нем. корыто.

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

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

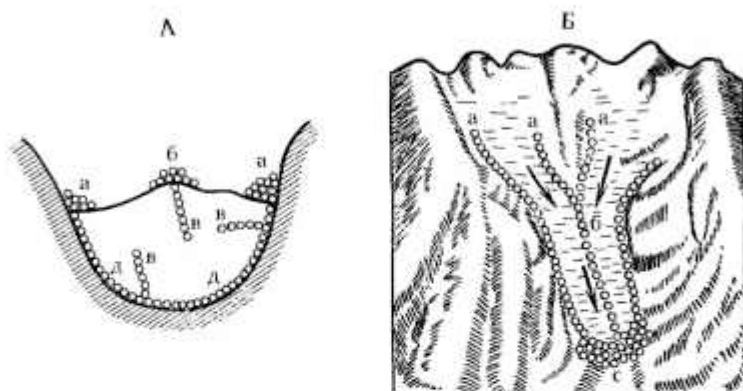


Рис. 77. Типы морен горных ледников (А — в поперечном сечении, Б — в плане):

а — боковая морена; б — срединная; в — внутренняя; д — донная; с — конечная.

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

Особый тип накопления образуют так называемые *напорные морены*. Они возникают при интенсивном наступании ледников после временного отступания. Ледник наступает на отложенную ранее конечную морену, деформирует ее, двигая впереди себя (рис. 78). При сильном давлении ледник может оторвать выступающие блоки коренных пород, залегающих под мореной, и также нагромождать их вместе с деформируемым моренным материалом. В результате образуются высокие (десятки метров) валы, в вертикальном разрезе которых можно наблюдать складчатость, перематость отложений. Такие нарушения гляциальных отложений называются *гляциодислокациями*.

К выработанным формам рельефа, обусловленным деятельностью горных ледников, как уже указывалось, относятся кары и трог. В результате разрастания и слияния каров образуются

более крупные углубления — *ледниковые цирки*. Они обычно служат основными источниками питания долинных ледников. При частичном слиянии соседних цирков в рельефе могут сохраниться отдельные скалистые гребни и пики — *карлинги*. Ледниковые цирки, карлинги и скалистые гребни — наиболее характерные формы высокогорного рельефа, получившего название альпийского.

Разрастание ледниковых цирков в стороны может привести (в условиях тектонического покоя и стабильности климата) к «сдвданию» горных хребтов и пиков на уровне окраинных частей

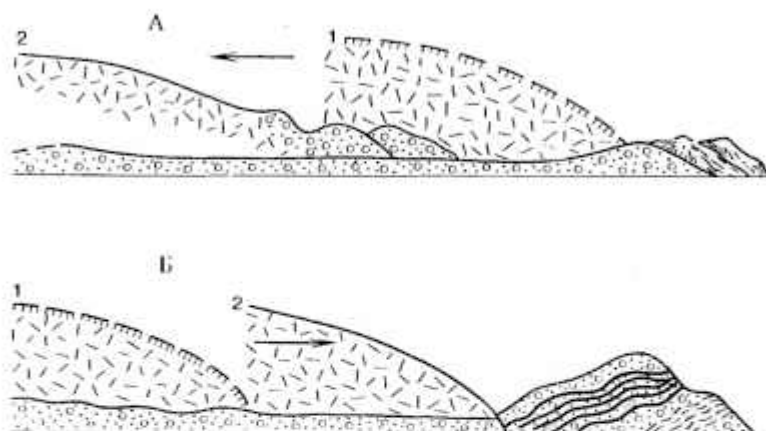
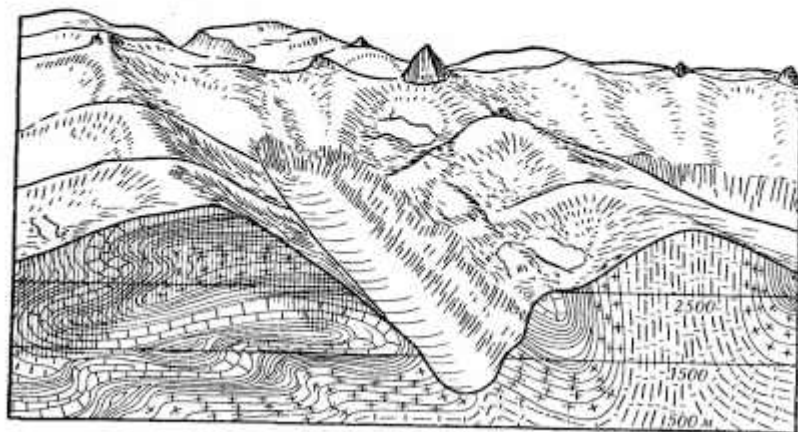
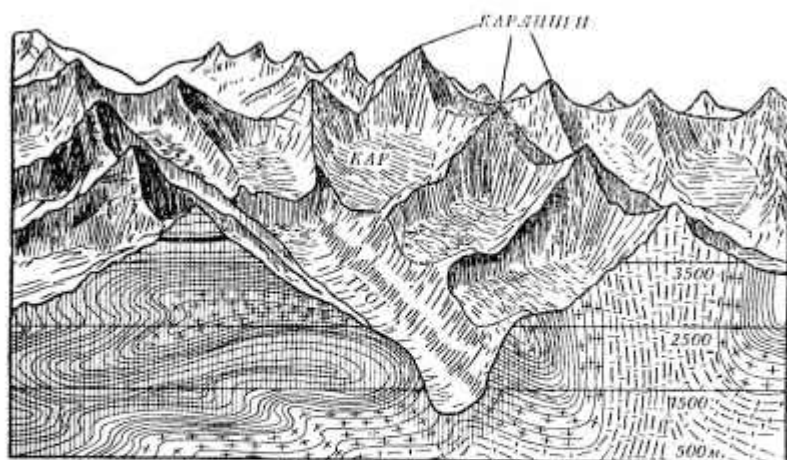


Рис. 78. Образование напорных морен: А — образование конечной морены при отступании края ледника от положения 1 до положения 2; Б — образование напорной морены при движении края ледника от положения 1 к положению 2 (по Д. Г. Панову)

фирновых бассейнов цирков и образованию *эквиплена* — рода педиплена, высотное положение которого определяется высотой снеговой границы в пределах той или иной горной страны. Идеализированный пример развития гляциального горного рельефа показан на рис. 79.

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

Характерным элементом высокогорного рельефа являются также ледниковые долины, или трюги. Трюги кроме своего корытообразного профиля характеризуются еще некоторыми морфологически-



ми чертами, отличающими их от обычных (эрозионных) речных долин. Для троговых долин характерны большая спрямленность, сглаженность нижних частей склонов, отполированность выступов твердых кристаллических пород, образующих на склонах и дне специфичные формы рельефа — бараны лбы. *Бараны лбы* имеют асимметричный продольный профиль: их склоны, обращенные в сторону ледника (проксимальные), более пологи, чем противоположные — дистальные. На поверхности бараньих лбов наблюдаются ледниковые царапины, шрамы.

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

В поперечном профиле трогов выделяются своеобразные перегибы на склонах, получившие название *плечей трогов*. Плечо трога — это наклоненная к долине, более или менее выровненная площадка, иногда прикрытая мореной. Заканчивается площадка *бороздой сглаживания*, выше которой склоны долины не несут следов ледниковой обработки (рис. 80).

Существуют разные точки зрения о происхождении плечей трогов. Согласно одной из них, плечи трогов — это остатки склонов речных долин, ниже которых (плечей) они были углублены и получили большую крутизну в результате экзарационной работы ледника. По другой точке зрения плечи трогов не что иное, как остатки днищ более древних трогов. Согласно третьему мнению¹, плечи трогов — это результат интенсивных нивальных процессов¹, происходящих на контакте льда со склонами долины и обуславливающих подрезание и отступление склонов, расположенных выше поверхности ледника.

Нет единой точки зрения относительно образования и самих троговых долин. Если участие ледника в формировании троговой долины не подлежит сомнению, то роль его в этом процессе еще не совсем ясна. Одни исследователи признают за ледником способность к интенсивному глубинному врезанию и образованию самостоятельных выработанных форм, другие считают, что ледники могут только шлифовать и сглаживать мелкие неровности своего ложа и, следовательно, способны лишь несколько видоизменить те формы, которые были созданы другими процессами, в частности реками. Наблюдаемый характер сочленения троговых долин друг

¹ Нивальные процессы, нивация (nivis — снег) — разрушительное воздействие снежного покрова на породы посредством усиленного морозного выветривания.

с другим свидетельствует, возможно, в пользу точки зрения первой группы исследователей. Так, если в типичных речных долинах все долины притоков соединяются с главной рекой на одном с ней уровне (в условиях однородных или сходных по устойчивости горных пород), то в трогах боковые долины обычно являются «висячими». Они открываются в главную высоко над ее уровнем, на склонах долины. Боковые долины часто также являются трогами (рис. 81). Крутой уступ, отделяющий главную долину от боко-

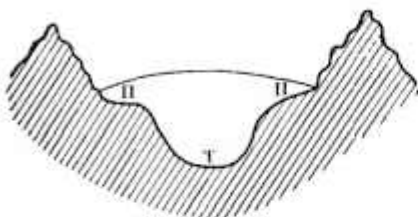


Рис. 80. Поперечный профиль ледниковой долины (трога):
Т — дно трога; П — плечи трога

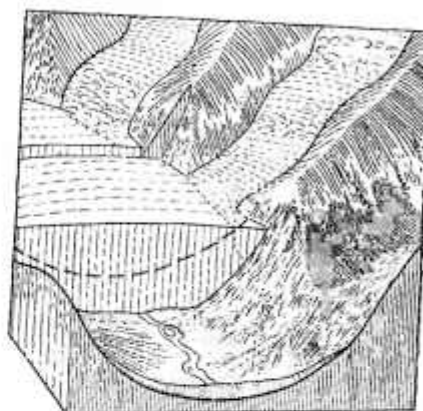


Рис. 81. Висячая боковая долина трога и устьевая ступень (по В. Дэвису) →

вой, с которого река притока низвергается водопадом или каскадом, называется *устьевой ступенью*. Образование устьевой ступени, т. е. переуглубление главной долины, легко объяснить, если исходить из способности ледника проводить интенсивную экзарационную работу: более мощный ледник главной долины углубил свое ложе сильнее, чем маломощные ледники боковых долин. Таким же образом можно объяснить наличие уступа в верховьях трога, где в период более сильного оледенения происходило слияние ряда ледяных потоков (см. рис. 79). Существуют, впрочем, и другие точки зрения на образование висячих долин и уступов в верховьях трогов.

Характерной чертой троговых долин является холмисто-западинный рельеф их днщ, возникновение которого обусловлено неравномерным отложением основной морены, а также наличием нескольких зон конечно-моренных образований. На склонах трогов конечно-моренным образованиям соответствуют так называемые *террасы оседания*, представляющие собой сохранившиеся в рельефе боковые морены ледников, заполнявших долины. Моренные террасы оседания, тянущиеся вдоль склонов трогов, так же, как и их плечи, по внешнему облику напоминают речные террасы, хотя, как нам теперь известно, реки в их формировании никакого участия не принимали.

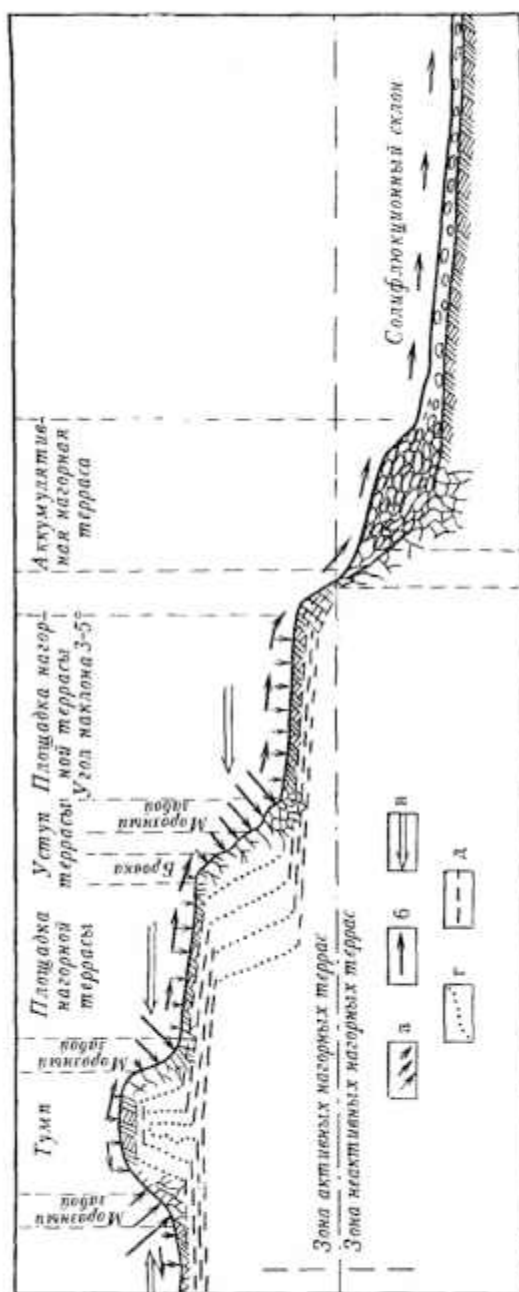


Рис. 82. Схема образования и строения нагорных террас (по С. Г. Бону и И. И. Краснову):

а — морозное выветривание (размер стрелки указывает на различную степень интенсивности процесса); б — солифлюкционный процесс; в — последовательные стадии отступления нагорной террасы; г — последовательные стадии сужения площадки нагорной террасы под воздействием солифлюкционного сноса и морозного выветривания

Все описанные элементы типичной ледниковой долины бывают хорошо выражены лишь в молодых (недавно освободившихся из-под льда) трогах или в долинах, склоны которых сложены из пород, медленно подвергающихся выветриванию и воздействию плоскостного смыва. В горах, сложенных легко разрушающимися породами (например, глинистыми сланцами), трог очень быстро теряют свою морфологическую выраженность. Сильно меняют форму профиля трогов конусы осыпей, а также конусы выносов временных водотоков и лавин, образующиеся у подножья их крутых склонов.

В горах, вершины которых поднимаются выше снеговой границы, наряду с экзарационной работой льда протекает процесс *альтипланации*¹ — вершинного нивального выравнивания. Совокупность действия нивации и гравитационных процессов обуславливает при определенных тектонических условиях выравнивание вершин и образование на склонах ступенчатого рельефа *нагорных террас* (рис. 82). Последние представляют собой площадки размером от нескольких метров до нескольких километров, ограниченные крутыми уступами высотой от одного до нескольких десятков метров. Площадки характеризуются слабым наклоном, покрыты глыбами, щебнем и мелкоземом. Образуются нагорные террасы на склонах, сложенных твердыми породами. В условиях интенсивного тектонического поднятия такие поверхности могут, вероятно, и не сформироваться. Однако во многих случаях и в очень высокогорных районах (т. е. испытывающих значительное поднятие) замечено, что абсолютная высота большинства вершин не превышает искомого определенного уровня. Полагают, что нивальные процессы и процессы выветривания ставят определенный предел росту горных вершин, который получил название *верхнего уровня денудации* или *уровня вершин*. Предельный рост гор в высоту, т. е. положение верхнего уровня денудации, зависит от ряда факторов: 1) скорости тектонического поднятия, 2) климата, определяющего «набор» и интенсивность денудационных процессов, и 3) стойкости слагающих горных пород.

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

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

¹ Altus — высокий; planus — ровный.

ния достигают наиболее значительных масштабов при материковом (покровном) оледенении, и мы их рассмотрим более подробно в следующем разделе этой главы. Здесь же отметим только, что сток талых ледниковых вод горных ледников способствовал образованию флювиогляциальных террас, которые (если их проследживать вверх по долине) привязаны к определенным, 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. Установлено, что в Европе, в частности на Русской равнине, в четвертичное время было не менее четырех эпох оледенений, разделявшихся эпохами временного потепления — межледниковьями. В советской литературе эпохи оледенения получили названия окского, днепровского, московского и валдайского оледенений. Межледниковья также имеют свои названия: окско-днепровское называется лихвинским, днепровско-московское — рославльским (или одинцовским), московско-валдайское — микулинским (см. таблицу, с. 196).

В областях древнего материкового оледенения устанавливалась определенная зональность климата и геоморфологических процессов. Черты этой зональности запечатлелись в рельефе областей недавнего материкового оледенения, в пределах которых выделяются следующие зоны: а) зона преобладающей ледниковой денудации, б) зона преобладающей ледниковой аккумуляции и в) перигляциальная зона. Последняя располагалась с внешней стороны ледникового покрова (рис. 83).

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

Выходы коренных пород подверглись ледниковой обработке, причем ледник в своем движении приспособлялся к древним структурам, и это нашло отражение в ориентировке созданных им денудационных форм рельефа.

Из денудационных форм рельефа прежде всего следует отметить скалистые гряды с ледниковой обработкой — так называемые

Таблица. Схема стратиграфии четвертичных отложений Русской равнины

Основные подразделения	Горизонты		Индекс
Современные отложения (голоцен)	Современный (последниковый)		Q ₄
Верхнечетвертичные отложения (верхний плейстоцен)	Валдайский Q ₃ ^{ul}	Осташковский (ледниковый)	Q ₃ ^{os}
		Молого-шекснинский (межледниковый)	Q ₃ ^{mls}
		Калининский (ледниковый)	Q ₃ ^{kl}
	Минусинский (минусинский, межледниковый)		Q ₃ ^{mk(mg)}
Среднечетвертичные отложения (средний плейстоцен)	Московский (ледниковый)		Q ₂ ^{ms}
	Одинцовский (рославльский, межледниковый)		Q ₂ ^{od(rs)}
	Днепровский (ледниковый)		Q ₂ ^{dn}
	Лихвинский (межледниковый)		Q ₂ ^{lh}
Нижнечетвертичные отложения (нижний плейстоцен)	Окский (ледниковый)		Q ₁ ^{ok}
	Беловежский (межледниковый)		Q ₁ ^{bl}

сельги — и примерно параллельно им вытянутые впадины, занятые в настоящее время озерами. Озер здесь особенно много, недаром Финляндию и Карелию называют «странами тысяч озер». Анализ строения гряд и впадин показывает, что многие из них обусловлены разломной тектоникой, т. е. ледник лишь подверг обработке гряды, склоны и днища впадин, но не создал сколько-нибудь крупных новых выработанных форм.

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

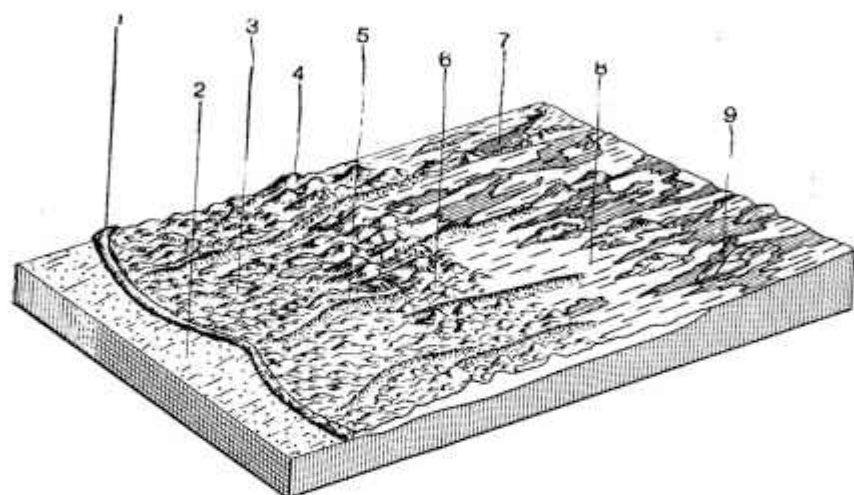


Рис. 83. Схема соотношения ледниковых и водно-ледниковых форм покровных оледенений:

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

Специфична морфология речных долин области преобладающего ледникового сноса. Они, как правило, неглубоко врезаны, имеют невыработанный продольный профиль, на них много порогов и быстрин, но отсутствуют водопады (следствие сглаживающей работы ледника). В плане речные долины имеют четковидное строение, многие из них являются протоками, соединяющими соседние озера.

В пределах описываемой области имеются и аккумулятивные формы, сохранившиеся со времени последнего оледенения. Так, крупный комплекс краевых аккумулятивных форм типа конечных морен отмечен в южной Финляндии. Это полоса гряд, получившая местное название Сальпаусселькя. Она образовалась во время последней задержки валдайского ледникового покрова, незадолго до его полного исчезновения.

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

Зона преобладающей ледниковой аккумуляции в зависимости от степени сохранности форм аккумулятивного гляциального рельефа может быть подразделена на несколько подзон. Сохранность форм в свою очередь обусловлена временем ухода ледника с той или иной территории.

Самая древняя ледниковая эпоха — *окская* — не оставила на Русской равнине сколько-нибудь заметных следов в ее рельефе. О существовании этой ледниковой эпохи можно судить лишь по сохранившимся в единичных обнажениях выходам морены, лежащей стратиграфически ниже отложений днепровского оледенения. Следующая ледниковая эпоха — *днепровская* — была эпохой максимального оледенения. Край ледника спускался далеко на юг по долине Днепра и Дона. В качестве следов его существования сохранились лишь суглинки основной морены и редкие валуны. Местами перед краем ледника расстилаются поля песчаных приледниковых флювиогляциальных отложений. Это *зандры*. В долине Днепра, близ г. Канева, свидетелями днепровского оледенения являются напорные морены, так называемые Каневские гляциодислокации.

Значительно лучше сохранились следы предпоследнего — *московского оледенения*, южная граница которого проходила в окрестностях Москвы. Здесь уцелел холмисто-западинный рельеф основной морены, сохранился почти сплошной покров ледниковых отложений, ряд конечно-моренных образований. Местами (например, к западу от Москвы) сохранился камовый рельеф. *Камами* называют холмы в пределах ледниковой аккумулятивной равнины, сложенные слоистыми флювиогляциальными отложениями. Холмы имеют вид округлых конусовидных куполов часто с плоскими вершинами. Склоны холмов обычно крутые — до 45°. Считают, что камы 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. В обоих случаях, как полагают многие исследователи, формирование камов происходило в условиях дегляциации, т. е. распада и таяния ледников, когда образовывались обширные участки «мертвого» (потерявшего способность к движению) льда.

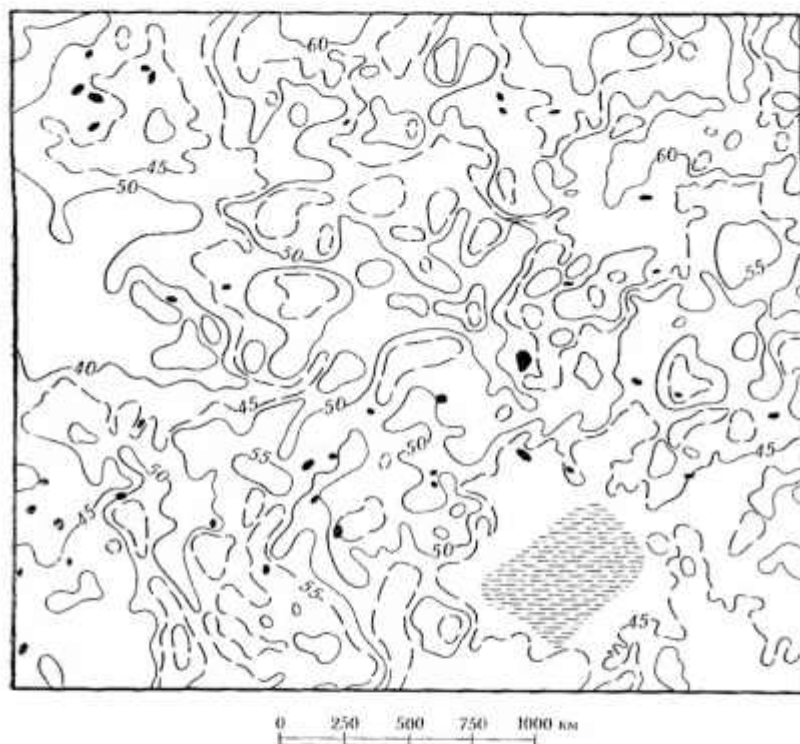


Рис. 84. Холмисто-западинный ледниковый рельеф (изображение на карте масштаба 1 : 25 000)

Очень хорошо сохранились аккумулятивные формы последнего — *валдайского оледенения*. Главные черты рельефа в пределах полосы аккумуляции валдайского ледникового покрова обусловлены основной мореной, представляющей сочетание многочисленных холмов неправильных очертаний и разделяющих их западин. Подобный рельеф получил название *холмисто-западинного моренного рельефа* (рис. 84). Довольно многочисленны озера, приуроченные к западинам. Много конечно-моренных образований, фиксирующих стадии отступления ледника. В северной части описываемой области (в окрестностях Ленинграда, в Эстонии) сохранился своеобразный *друмлинный ландшафт* (рис. 85). *Друмлинами* называют вытянутые (длиной от 1 до 15 км), асимметричные холмы, ширина

которых колеблется от 100—200 м до 2—3 км, высота — от 5 до 25 м. Длинные оси друмлин расположены в направлении движения льда; крутыми у друмлин могут быть как склоны, обращенные



Рис. 85. Друмлинный рельеф штата Висконсин, США (по И. С. Шукину)

в сторону ледника, так и противоположные (дистальные). Сложные друмлины моренным материалом. Предполагают, что их образование связано с заполнением обломками трещин в краевой части

ледника и последующим проектированием этих скоплений на поверхность основной морены. В некоторых случаях в друмликах вскрывается ядро из коренных пород, поэтому возможно, что механизм их образования подобен формированию напорных морен: ледник останавливается перед выступом коренных пород или древних ледниковых отложений и сгружает моренный материал перед препятствием и за ним.

В областях аккумуляции встречаются *отторженцы* — глыбы горных пород размером от нескольких метров до сотен метров, перенесенные ледником на расстояние до нескольких сотен километров. Таков, например, отторженец на реке Ловати, состоящей из нижнепалеозойских пород, принесенных из области Балтийско-Ладожского глинта¹.

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

Степень переработки моренного рельефа проявляется не только в изменении ледниковых форм, но и в морфологии речных долин. Так, в пределах Финляндии, территория которой была покинута ледником примерно 10 тыс. лет тому назад, речная сеть не выработана, реки слабо врезаются, продольный профиль их изобилует неровностями разного масштаба. В области аккумуляции последнего (валдайского) оледенения хорошо видно приспособление речных систем к холмисто-западинному ландшафту. В целом же здесь речная сеть более зрелая, продольный профиль почти выработан, в речных долинах отмечается одна-две террасы. В зонах аккумуляции более древнего — 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, хотя и располагается вне пределов распространения ледника, характеризуется комплексом форм и типов рельефа, в той или иной степени связанных с деятельностью ледника. К их числу относятся: зандровые равнины, долинные зандры, ложбины стока талых ледниковых вод, приледниковые озера, древние материковые дюны, реликтовые микроформы, связанные с мерзлотными явлениями.

Зандровые равнины, или зандры (*sandur* — дат. песок), — пологовогнутые равнины, располагающиеся перед внешним краем ко-

¹ Глинт — уступ, сложенный известняками ордовика и тянущийся вдоль южного берега Финского залива.

печиноморенных ледниковых образований. Они представляют собой слившиеся пологие плоские конусы выноса большого радиуса, формировавшиеся потоками, оттекавшими от края ледника. Сложены зандры галечниками, гравием, песками, являющимися продуктами перемыва морены. В СССР зандры развиты в Полесье, в Мещерской и Западно-Сибирской низменностях.

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

Широким распространением в пределах перигляциальной зоны пользуются *ложбины стока талых ледниковых вод* разных размеров: от небольших, шириной несколько десятков или сотен метров, до очень крупных отрицательных линейных форм, ширина которых достигает 30 км. В современном рельефе это плоскодонные понижения, часто с нечетко выраженными склонами, постепенно переходящими в поверхности междуречий. Одни ложбины стока формировались потоками, направляющимися от края ледника на юг, другие возникли там, где талые воды вследствие отсутствия стока на юг стекали параллельно краю ледника. Наиболее четко такие ложбины выражены в рельефе Северо-Германской низменности и на территории Польши, где установлены четыре крупные ложбины, приуроченные к границам разных оледенений. Отдельные участки ложбин используются в настоящее время Вислой, Одрой, Эльбой и другими более мелкими реками (рис. 86). Ложбины стока выполнены мощными толщами флювиогляциальных песков и галечников.

В ряде мест у края ледника образовывались приледниковые озера, от которых в современном рельефе кое-где сохранились береговые валы и уступы, а также плоские пространства (бывшие днища), сложенные озерными отложениями, в том числе такими характерными для этих озер образованиями, как ленточные глинны.

Широкое развитие в перигляциальной зоне песчаных отложений, не закрепленных растительностью, способствовало образованию золовых форм рельефа, среди которых наиболее распространены *параболические дюны*. Образовались эти формы из поперечных (к ветру) валообразных дюн при закреплении концов перемещаемого ветром песчаного вала растительностью или фиксации влажным субстратом. Середина дюн, обладающая большей массой песка, притом более сухого, продолжала двигаться вперед. Таким путем возникла дуга, открытая навстречу ветру. Внутренний склон дуги пологий ($2-12^\circ$), внешний — крутой ($16-30^\circ$). Длина дюн достигает нескольких километров, высота 10—20 м. В процессе развития некоторые параболические дюны превратились в параллельные валообразные дюны, встречающиеся на территории Швеции, Польши, СССР (в Полесье, Ленинградской, Калининской, Горьковской и других областях), т. е. там, где при современных

климатических условиях рельефообразующая деятельность ветра ничтожна.

Формы рельефа мерзлотного происхождения, реликты которых сохранились в пределах бывшей перигляциальной зоны, охарактеризованы в следующей главе при рассмотрении особенностей рельефообразования в условиях распространения вечной мерзлоты.

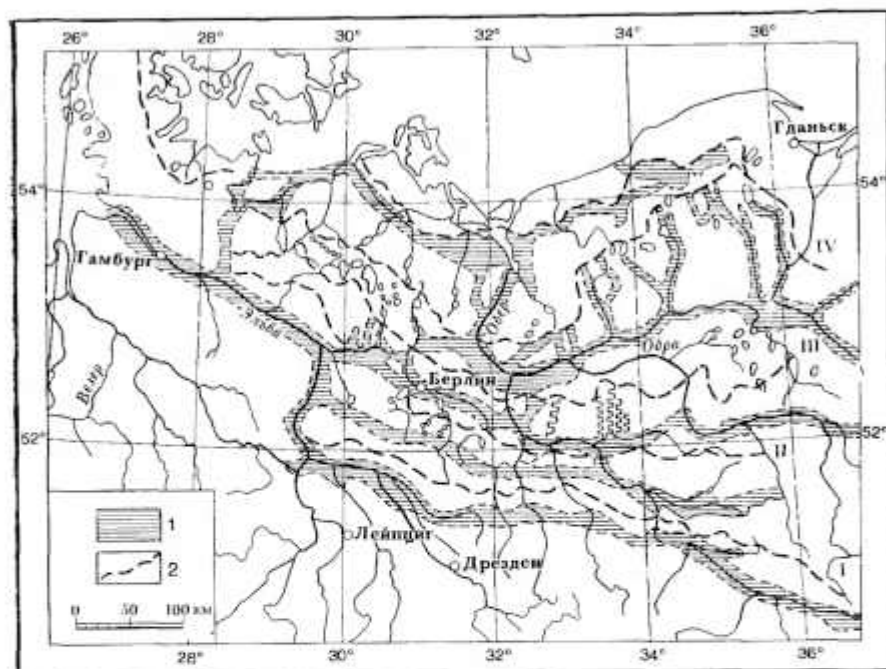


Рис. 86. Древние долины стока талых ледниковых вод вдоль края ледника в пределах Северо-Германской и Польской низменностей (по И. С. Шукину):

1 — долины стока талых ледниковых вод; 2 — конечно-моренные гряды

ГЛАВА 17. РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЕ В ОБЛАСТЯХ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ВЕЧНОЙ МЕРЗЛОТЫ

РАСПРОСТРАНЕНИЕ И СТРОЕНИЕ ВЕЧНОМЕРЗЛЫХ ГРУНТОВ

В странах с отрицательными зимними температурами зимой грунт промерзает. Это явление называется *сезонной мерзлотой*. Однако на Земле на огромной площади (около 25% всей суши) существует и так называемая *вечная мерзлота*. В районах вечной мерзлоты промерзший грунт никогда при современных климатических

условиях не оттаивает. Самые большие площади, занятые вечной мерзлотой, располагаются в Канаде и в СССР. В Советском Союзе она распространена почти на 50% территории.

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

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

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

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

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

МЕРЗЛОТНЫЕ ДЕФОРМАЦИИ И МЕРЗЛОТНЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА

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

часто отделены друг от друга извилистыми болотистыми каналами (*ерсеи*).

При подтоке к месту пучения межмерзлотных или подмерзлотных вод образуются очень крупные бугры с ледяным ядром. Из трещин в торфяном покрове бугров в летнее время вытекает вода. Такие бугры нередко называют *гидролакколитами*. Высота гидролакколитов до 70 м, диаметр основания до 200 м. В СССР для обозначения таких бугров распространен термин «*булгуниах*». Булгуниахам тождественны *пинго*, встречающиеся на Аляске.

Если подземные воды (межмерзлотные или подмерзлотные) находят выход на поверхность, они образуют особые ледяные формы рельефа — *наледь*. Наледи часто образуются и в речных долинах при промерзании рек до дна. Такие наледь называют *тарынами*. Крупные наледь сохраняются в течение большей части лета. Геоморфологическое значение их заключается в том, что в районе наледей особенно энергично протекает морозное выветривание пород, слагающих склоны долины, таяние наледей ведет к интенсивной солифлюкции грунта.

Для микро- и мезорельефа областей с вечной мерзлотой характерны так называемые *структурные грунты* — формы рельефа, возникающие в результате сортировки неоднородной грунтовой массы, насыщенной водой, при многократном ее замерзании и оттаивании. Среди них различают: каменные многоугольники, каменные кольца, каменные полосы (рис. 87). Наиболее часто встречаются *каменные многоугольники* — слегка выпуклые участки (пятна) вязкого мелкозема, окруженные валиками камней. Если каменные валики соседних пятен не касаются друг друга, образуются *каменные кольца*. Поперечник каменных колец и многоугольников в полярных тундрах колеблется чаще всего от 1 до 2 м, в гольцовом поясе гор — от 0,25 до 0,5 м. Ширина каменного бордюра 30—50 см. Сортировка материала при образовании каменных колец и многоугольников происходит путем вымораживания более крупных обломков и смещения их к краям пятен, состоящих из мелкозема. На наклонных поверхностях под влиянием солифлюкции каменные многоугольники приобретают продолговатую форму, вытягиваясь сверху вниз по склону в виде фестонов, при более крутом падении они превращаются в *каменные полосы*, чередующиеся с полосами из мелкозема. Ширина полос может варьировать в значительных пределах — от 5 см до 5 м.

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

ду двумя мерзлыми, постепенно сближающимися слоями мерзлоты — сезонной и многолетней. Таким образом, пятна — медальоны — это нечто вроде миниатюрных грязевых вулканчиков.

В полярных странах встречаются и другие типы структурных грунтов, в том числе *полигональные*. Это формы микрорельефа,

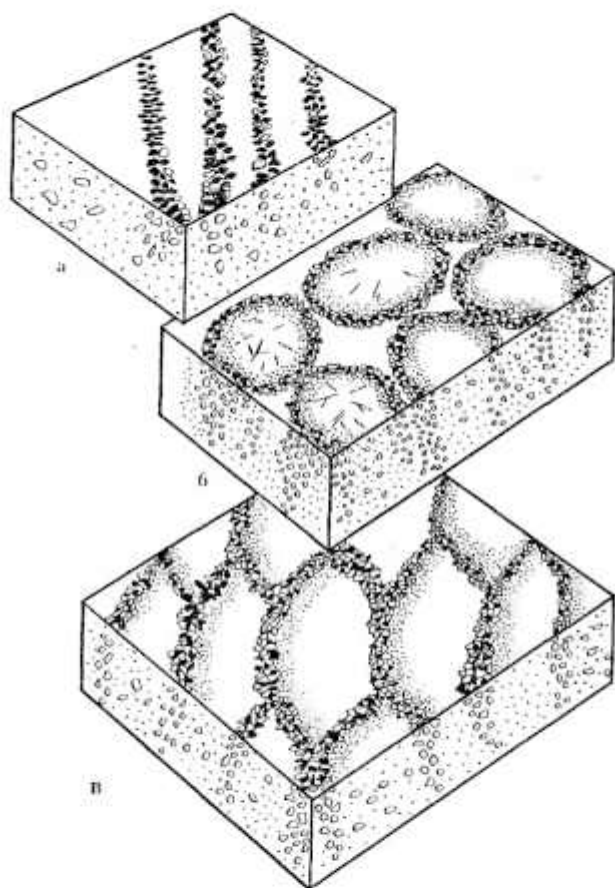


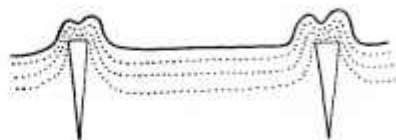
Рис. 87. Структурные грунты (по Д. Г. Панову):
а — каменные полосы; б — каменные кольца; в — каменные многоугольники

представляющие собой правильные многоугольники (чаще всего пяти- и шестиугольники) диаметром до нескольких метров, разделенные трещинами. Образование полигональных грунтов связано с возникновением морозобойных трещин в условиях однородного мелкоземистого грунта. Сдавливаемая со всех сторон масса мелкоземистого грунта внутри полигона формирует слегка выпуклую поверхность. Морозобойным трещинам соответствуют понижения

в рельефе. Такие формы возникают в том случае, если трещины не проникают глубже сезоннопромерзающего слоя грунта.

Если морозобойные трещины проникают глубже, в них образуются ледяные клинья, не успевающие растаять за теплый сезон года. С течением времени они растут (и в глубину, и в ширину), разбивая мерзлую породу на отдельные блоки. Если вмещающая растущие клинья порода достаточно пластична, она выжимается в стороны и вверх по контакту с ледяными клиньями, образуя валики (рис. 88). Так возникают *валиковые вогнутые полигоны*. Высота валиков колеблется от 0,2 до 0,75 м, ширина трещин, разделяющих блоки, достигает 1,0 м, а поперечник полигонов — 25—

Рис. 88. Ледяные клинья, образующиеся в морозобойных трещинах и при своем росте в ширину выжимающие вмещающий грунт вверх в виде валиков, разделенных канавкой (по И. С. Щукину)



30 м. На рыхлых грунтах ровных поверхностей пойм, речных и морских террас наблюдаются и более крупные формы подобного типа — так называемые *тетрагональные грунты*. Валообразные гребни у них достигают 2,0 м высоты, а поперечник ровных площадок полигонов — 100—200 м. А. И. Попов наблюдал в Западно-Сибирской низменности и Большеземельской тундре тетрагональные блоки, размеры которых достигали 300, 500 и даже 1000 м в поперечнике. Это уже формы не микро-, а мезорельефа.

Рассмотренные формы рельефа областей с вечномерзлыми грунтами связаны с накоплением льда или обломочного материала и их поэтому можно рассматривать как аккумулятивные формы мерзлотного рельефа. Реликты таких образований встречаются в перигляциальных зонах областей бывшего наземного оледенения, в том числе и в ископаемом состоянии в разрезах, в виде так называемых *криотурбаций*¹.

Денудационные формы мерзлотного рельефа связаны с таянием льда, с деградацией вечной мерзлоты. При этом образуются разнообразные просадочные формы. Величина термокарстовых форм варьирует в больших пределах: от нескольких метров до многих десятков километров в поперечнике и от долей метра до десятков метров глубины. Термокарстовые процессы в областях распространения вечной мерзлоты в ряде случаев развиваются под влиянием деятельности человека: после рубки леса, под пашней, при рытье канав, на участках лесных пожаров и т. д. Типичные карстовые формы в условиях вечной мерзлоты редки, а на равнинах с маломощным деятельным слоем — отсутствуют. С оттаиванием мерзлоты связаны термоабразивные и термоэрозивные формы.

¹ Криотурбации — текстуры дисперсных пород, при которых слои в разрезе напоминают завихрения, загибы, кольца и т. п. виды рисунков.

Термоабразией называется термическое воздействие морского волнения на берега, сложенные вечномерзлыми грунтами. При этом у линии берега вырабатывается *ниша вытаивания*. По мере углубления ниши нависающий над ней карниз обрушивается, формируется *термоабразионный клиф*. Термическая абразия всегда сопровождается солифлюкционными процессами.

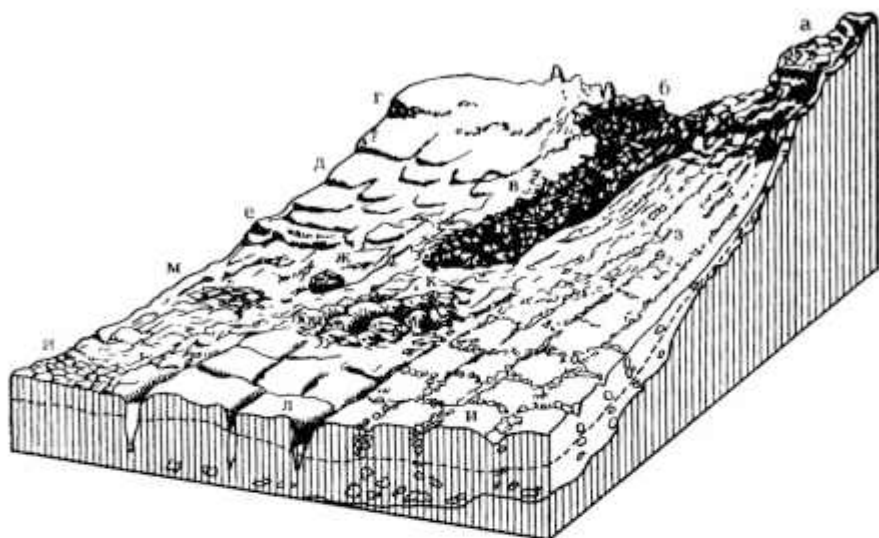


Рис. 89. Формы микро- и мезорельефа, связанные с мерзлотой в четвертичных отложениях (по С. Г. Бочу):

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

Термозрозионные формы — это ложбины, овраги, долины, возникающие благодаря не только механическому и химическому, но и термическому воздействию поверхностных водных потоков на дно и берега, сложенные мерзлыми грунтами. Следует отметить, что в условиях вечной мерзлоты такие эрозионные формы, как рытвины и овраги, растут очень быстро. Эрозионные формы часто закладываются вдоль термокарстовых понижений или по трещинам полигональных грунтов. В последнем случае образуются весьма специфичные формы рельефа — *байджарахи* — останцы мерзлого грунта, слагавшего ядро (блок) мерзлотного полигона. Размеры байджарахов от одного до многих метров по высоте и от 3 до нескольких десятков метров в диаметре основания.

Своеобразны и реки областей с вечномерзлыми грунтами. Летом они многоводны. Многоводность их обусловлена таянием мерзлых грунтов, с одной стороны, и отсутствием фильтрации воды в грунт, с другой (препятствует мерзлота). Благодаря многовод-

ности реки обладают большой живой силой, поэтому они интенсивно расширяют свою долину. Этому способствует и термическое воздействие воды на мерзлые грунты, слагающие берега. Блуждание рек и связанное с ним расширение долины вызывается также накоплением осадков выше участков, промерзающих до дна.

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

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

Широко распространены в областях с вечномерзлыми грунтами солифлюкционные процессы, альтипланация и создаваемые ими формы рельефа (см. гл. 13 и 16).

Таким образом, области распространения вечной мерзлоты отличаются своеобразием и большим разнообразием форм микро- и мезорельефа, пространственное соотношение которых представлено на идеализированной схеме (рис. 89).

ГЛАВА 18. ФОРМЫ РЕЛЬЕФА АРИДНЫХ СТРАН

Геоморфологические процессы и формы рельефа, связанные с деятельностью ветра, называются *эоловыми*. Для морфологического проявления эоловых процессов необходимо определенное сочетание физико-географических и геологических условий: незначительное количество атмосферных осадков, большая сухость воздуха, частые и сильные ветры, отсутствие или разреженность растительного покрова, интенсивное физическое выветривание горных пород, широкое распространение достаточно тонких по механическому составу продуктов денудации — песков, алевроитов или слабосцементированных пород песчаного или алевроитового состава. Наиболее заметно деятельность ветра проявляется при его воздействии на рыхлые пески и пыль.

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

При благоприятных геологических условиях эоловые процессы могут проявляться и как азональные. Так, нередко независимо от климатических условий большие скопления рыхлого песка наблюдаются на морских берегах. Систематическое поступление песка на пляж (см. гл. 19) благоприятствует геоморфологической

деятельности ветра на морских берегах практически при любых климатических условиях, поскольку песок не сразу закрепляется. Известно, например, что на берегах полуострова Ямал (зона тундры) широко распространены золотые формы рельефа. Возникают золотые формы рельефа и в речных долинах при интенсивном поступлении песчаного аллювиального материала.

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

Выделяют следующие виды золотых процессов: *дефляция* — процесс выдувания или развевания рыхлого грунта, *корразия* — процесс обтачивания, шлифовки, высверливания и разрушения твердых пород обломочным материалом, перемещающимся под действием ветра, *перенос* золотого материала и его *аккумуляция*.

Существует прямая связь между скоростью ветра и переносом частиц развеваемого грунта. Движущая сила ветра прямо пропорциональна его скорости и обратно пропорциональна величине (диаметру) переносимых ветром частиц. Экспериментальными наблюдениями установлены следующие соотношения между скоростями ветра и размерами переносимых частиц:

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

ФОРМЫ ДЕФЛЯЦИОННОГО И КОРРАЗИОННОГО РЕЛЬЕФА

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

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

При воздействии ветра на скопления рыхлого материала и выноса его за пределы первоначального залегания образуются *дефляционные котловины*, или *котловины выдувания*, — вытянутые, отрицательные формы рельефа, обычно длинной в несколько десятков или сотен метров, ориентированные в направлении действия ветра (рис. 90). Иногда формы выдувания имеют вид борозд, называемых *ярдангами*. Они возникают либо при полосчатом распространении подверженных дефляции пород, либо при развевании песков вдоль дорог и других искусственных образований, имеющих вытянутую форму.

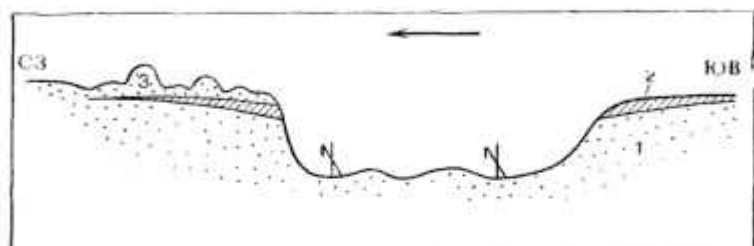


Рис. 90. Котловина выдувания (по М. В. Карандеевой):

1 — пески в корневом залегании; 2 — почвенный горизонт; 3 — пески, выдуваемые ветром из котловины. Стрелкой показано направление господствующего ветра

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

Дефляция играет важную роль в развитии солончаков — характерных для пустынь природных образований, связанных с капиллярным поднятием соленых грунтовых вод в поверхностные и приповерхностные грунты под воздействием интенсивного испарения. В других случаях засоление грунта и образование солончаков обуславливается геологическими и гидрогеологическими особенностями местности, например, выходами соленых подземных вод в зонах тектонических разломов. Подробнее об этом сказано несколько позже, при рассмотрении такого характерного элемента морфологии многих пустынь, как бессточные впадины.

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

На поверхности песчаных накоплений при неравномерном развевании и ветрах переменных направлений образуется ландшафт

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

ЗОЛОВЫЕ АККУМУЛЯТИВНЫЕ ФОРМЫ

Прежде чем рассматривать морфологию золовых аккумулятивных форм, остановимся на некоторых особенностях переноса песка ветром. Взаимодействие ветра с песчаной поверхностью порождает *ветропесчаный поток наносов*. Поток характеризуется определенным распределением скоростей ветра и степени турбулентности, а следовательно, и закономерным распределением передвигаемых частиц грунта в вертикальном разрезе.

Мощность ветрового потока изменяется в зависимости от силы ветра от нескольких метров до 30 м. Основная масса песка (более 80%) переносится в нижнем 10—20-сантиметровом слое. Уже при трех-четырех баллах образуется «позёмка», а при шести-семи баллах отдельные языки ползущего песка сливаются в сплошную движущуюся в направлении ветра песчаную пелену. Возрастание концентрации переносимых ветром частиц у поверхности приводит к потере ветровым потоком части его энергии и резкому падению градиента скорости непосредственно у земной поверхности. Поэтому, как отмечает К. С. Кальянов, способность ветропесчаного потока насыщаться твердой дисперсной фазой имеет определенный предел, регулируемый градиентом скорости переноса в приземном слое потока.

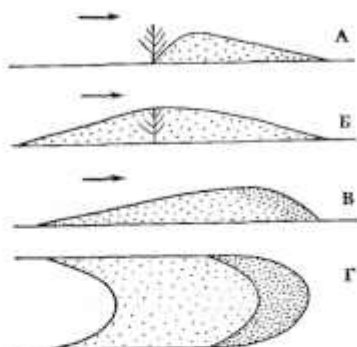
Ветровой поток обладает емкостью, мощностью и насыщенностью. *Емкостью* называется количество песка, которое может перемещаться при данной силе ветра, *мощностью* — реальное количество перемещенного песка. Отношение мощности к емкости называется *насыщенностью* потока. Чем меньше это отношение, тем больше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

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

В результате золовой аккумуляции образуются самые разнообразные формы рельефа. Простейшей золовой аккумулятивной формой является «*холмик-коса*»; образующаяся при обтекании ветром

какого-либо препятствия — крупного обломка породы, небольшого, но резкого выступа земной поверхности или растения. При нарастании мощности потока аккумуляция происходит не только в зоне затишья — за препятствием, но и перед ним, так как по мере роста накопления оно само становится препятствием на пути ветра. Препятствие в конце концов оказывается погребенным под навесным

Рис. 91. Схема преобразования холмика-косы (А) в неподвижную симметричную дюну (Б), а затем в подвижную асимметричную дюну: В — профиль подвижной дюны; Г — план. Стрелкой показано направление господствующего ветра, сгущением точек — подветренный склон



песком, образуется симметричная или *неподвижная дюна* (бугор навешивания).

При дальнейшем возрастании силы ветра ветропесчаный поток становится ненасыщенным, и начинается дефляция наветренной склона бугра. Песок переваливает через вершину бугра и сыпается на подветренный склон. Возникает асимметричная *подвижная дюна* (рис. 91), ориентированная в направлении движения ветра. Ее подветренный склон крутой, наветренный — пологий и вытянутый. В плане такая форма напоминает неправильный овал. Движение дюны в направлении ветра осуществляется за счет систематического перебрасывания песка с наветренного склона на подветренный.

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

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

Более крупные продольные формы — *песчаные гряды*, или *грядовые пески*. Б. А. Федорович рассматривает их образование как результат струйно-вихревого распределения скоростей ветра, вызывающего штопорообразное движение ветропесчаных струй в горизонтальном направлении. Ветер выдувает песок из понижений и набрасывает его на образующиеся между ними гряды. Этот песок движется также в направлении ветра вдоль гребня гряды и тем самым обеспечивает ее медленное продвижение вперед и удлинение (рис. 92).

К поперечным формам относятся барханы, барханные цепи и параболы дюны. *Барханы* — эоловые аккумулятивные формы, имеющие в плане очертания полумесяца и ориентированные выпуклой, более пологой стороной (уклоны $15-18^\circ$) навстречу ветру. Противоположный вогнутый склон очень крут, его уклон близок к углу естественного откоса (до 35° , рис. 93). Формирование барханов сходно с образованием холмиков-кос, только масштабы процесса гораздо крупнее. Барханы возникают при больших мощностях ветрового потока перед каким-либо препятствием. Уже в начальной стадии развития бархан сам становится препятствием для ветра, и ветровой поток, обтекая его, формирует «рога» бархана. Одновременно происходит и пересыпание песка с наветренного склона на подветренный, и бархан в целом движется в направлении ветра. Механизм перемещения бархана, таким образом, аналогичен механизму перемещения дюн. По свидетельству В. Н. Кунина, скорость перемещения крупных барханов в южных Каракумах достигает 12 м в месяц. Часто барханам свойственно маятникообразное движение, вызываемое ветрами противоположных направлений.

Размеры барханов различны. Высота небольших форм обычно от 3 до 8 м. В Ливии, в Каракумах, в особенности в пустыне Атакама, где барханы особенно типичны, встречаются крупные образования высотой до 40 м и шириной 200—300 м. Маленькие барханы перемещаются быстрее больших: обгоняя их, «вползают» на их наветренные склоны. В результате возникают крупные усложненные формы — *полисинтетические*, или *многосложные, барханы* (рис. 94). Имеется и другое объяснение образования многосложных барханов. По мнению М. П. Петрова, мелкие барханные формы образуются под воздействием вихревых движений потоков воздуха, возникающих при их прохождении над наветренным склоном большого бархана.

Поперечными аккумулятивными формами являются также *барханные цепи*, состоящие как бы из нескольких слившихся барханов. Обычно они располагаются параллельными грядами. Такое расположение цепей пока не получило удовлетворительного объяснения.

На наветренных склонах аккумулятивных эоловых форм почти везде можно видеть *знаки ряби* — низкие (2—5 см) асимметричные валики из песка, протягивающиеся на десятки метров, чаще всего параллельно друг другу и нормально к направлению ветра. Наветренный склон ряби, как и наветренные склоны барханов, пологие, подветренные — крутые. В целом знаки ряби можно рассматривать как результат волновых колебательных движений, возникающих в поверхностном слое песчаного грунта под воздействием колебательных движений воздушного потока.

Параболические дюны возникают при вторичном развеивании дюн, закрепленных поселившейся на них растительностью. При разрушении почвенно-растительного покрова на наветренном склоне дюны и наличии условий, благоприятных для развеивания песка, — формируется дефляционная котловина. Выдутый песок накапливается на подветренном склоне. В результате средняя часть дюны

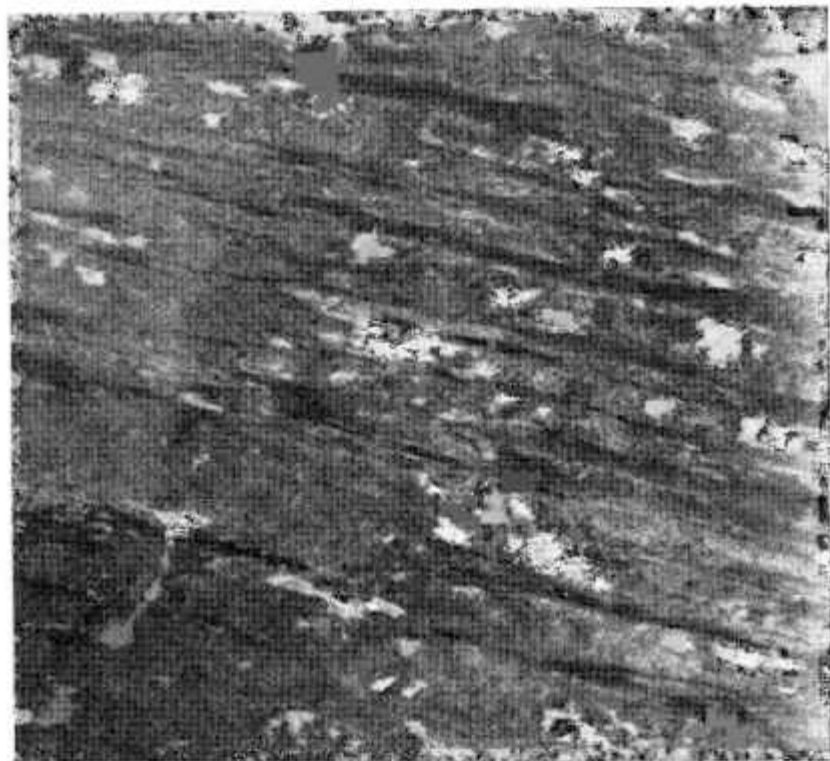


Рис. 92. Грядовые полужакрепленные пески. Аэрофотоснимок. Масштаб ~ 1 : 18 000

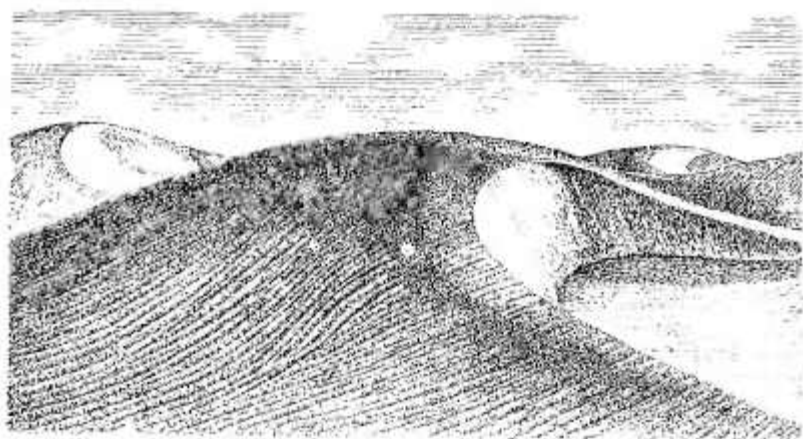


Рис. 93. Барханы

продвигается все дальше и дальше вперед в направлении ветра, тогда как ее боковые части, где мощность песка меньше и он скреплен корнями растений, сильно отстают в этом движении и вытягиваются в направлении ветра. Дюна приобретает контуры, напоминающие параболу или сильно сжатый с боков полумесяц. Полумесячной конфигурацией параболическая дюна напоминает бархан, но соотношение склонов по крутизне у нее обратное: вогнутый склон пологий, а выпуклый крутой.



Рис. 94. Подлинитетические барханы. Аэрофотоснимок. Масштаб ~ 1 : 18 000

К эоловым аккумулятивным формам относятся также *одиночные пирамидальные* и *прислоненные дюны*. Они встречаются редко, но зато это самые крупные эоловые образования. Пирамидальные дюны образуются в результате интерференции ветров разных направлений при условии, что каждый из ветровых потоков имеет область питания песчаным материалом. Пирамидальные дюны известны в песчаных пустынях Сахары и Средней Азии. Крупная одиночная дюна — Сарыкум — расположена в Северном Дагестане. Высота ее более 150 м. Она расположена на пересечении нескольких ветровых потоков. Одни из них дуют с северо-запада на юго-восток или в обратном направлении вдоль подножья передовых хребтов Дагестана, другие — вниз или вверх по долине реки Шура — Озень, режущей передовые хребты вкрест их простирания. Пирамидальные дюны высотой до 150 м известны в Иране в пустыне Деште-Лут.

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

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

Лёссы распространены в южной части Русской равнины, в Китае и других местах. Здесь лёсс имеет, по-видимому, другое происхождение: на юге Русской равнины это перигляциальное образование, в Китае — аллювиально-пролювиальное. В целом проблема происхождения лёссов весьма спорная и, совершенно очевидно, не может быть сведена только к эоловой гипотезе их образования, хотя в отдельных случаях эта гипотеза, по-видимому, правильно объясняет происхождение лёссов.

Развеваемые и подвижные пески как в пустынях, так и на побережьях не имеют сплошного распространения. Гораздо большую площадь занимают древние эоловые формы, в настоящее время в той или иной мере закрепленные растительностью. Многие исследователи считают, что современные климатические условия даже в пустынных областях неблагоприятны для развевания и образования подвижных песков. Эти явления рассматриваются как вторичные, обусловленные хозяйственной деятельностью человека, главным образом, выпасом скота при кочевом или отгонном скотоводстве.

С деятельностью ветра связаны еще некоторые типы песчаных образований, и прежде всего, *бугристые пески*, имеющие, по мнению И. С. Щукина, не меньшее распространение, чем грядовые. Бугристые пески — комплекс песчаных бугров, часто неправильной формы. Их склоны не обнаруживают четкой дифференциации на наветренные и подветренные, высота бугров 3—5 м, размещение их в плане весьма беспорядочное. Среди бугров также беспорядочно разбросаны котловины выдувания.

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

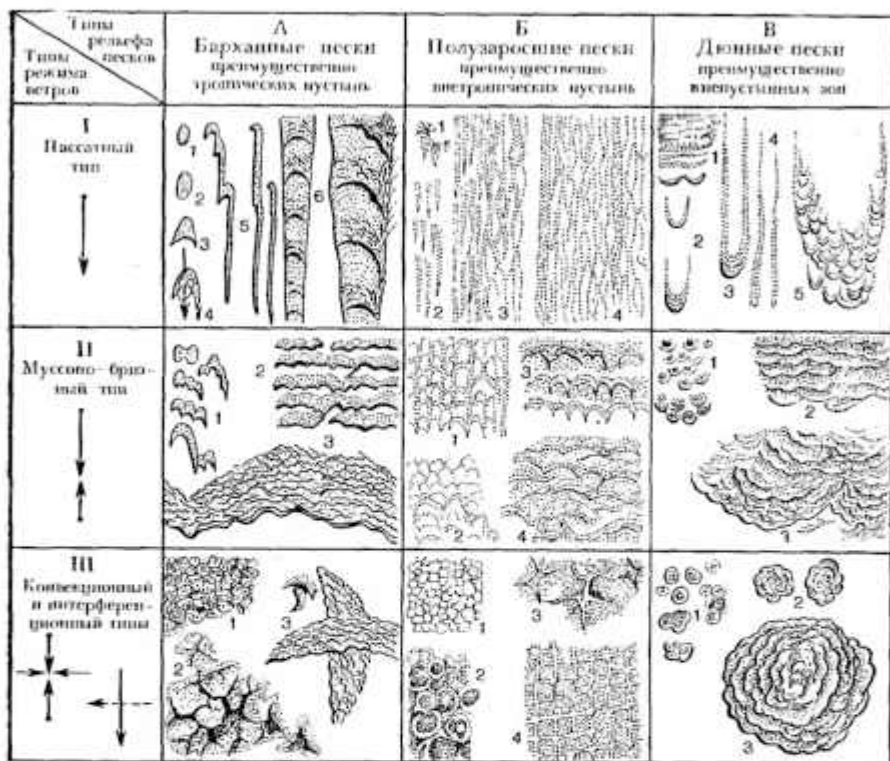


Рис. 95. Формы рельефа песков различных категорий (по Б. А. Федоровичу):

А. Барханные пески:

I. Пассатный тип ветра — 1 — песчаный щит, 2 — эмбриональный бархан, 3 — серповидный симметричный бархан, 4 — несимметричный бархан, 5 — продольные ветру барханные гряды, 6 — комплексные продольные барханные гряды; **II. Муссоно-бризовый тип ветра** — 1 — групповые барханы, 2 — простые барханные цепи, 3 — комплексные барханные цепи; **III. Конвекционный и интерференционный типы ветров** (при незначительном преобладании ветров одного направления) — 1 — цирковые барханы, 2 — пирамидальные барханы, 3 — скрещенные комплексные барханы.

Б. Полузаросшие пески:

I. Пассатный тип — 1 — прикустовые косочки, 2 — мелкие гряды, 3 — грядовые пески (продольные ветру), 4 — грядово-крупногрядовые пески; **II. Муссоно-бризовый тип** — 1 — грядово-луночные пески (при сильном преобладании ветров одного направления), 2 — луночные пески, 3 — гребневидные поперечные гряды (при незначительном преобладании ветров одного направления), 4 — поперечные асимметричные гряды; **III. Конвекционный и интерференционный типы** — 1 — ячистые пески, 2 — крупноячистые пески, 3 — пирамидальные пески, 4 — решетчатые пески.

В. Дюнные пески:

I. Пассатный тип — 1 — приморский вал, 2 — параболические дюны, 3 — шишковидные дюны, 4 — парные продольные дюны, 5 — комплексные параболические дюны; **II. Муссоно-бризовый тип** — 1 — полукруглые мелкие дюны, 2 — полукруглые крупные дюны, 3 — полукруглые комплексные дюны; **III. Конвекционный и интерференционный типы** — 1 — одиночные мелкие кольцевые дюны, 2 — групповые кольцевые дюны, 3 — комплексные циркулярные дюны.

На берегах морей и на песчаных поверхностях в речных долинах часты *кучевые пески*, или *кучугуры*, которые, по-видимому, также связаны преимущественно с задержкой песка у кустов растительности, начинающей осваивать пляж или поверхность песчаной косы, или же с развеванием ранее закрепленных песков. При четко выраженном преобладании ветров одного направления на берегах морей формируются настоящие *продольные дюны*. Поскольку источником питания береговых дюн является пляж (см. гл. 19), они образуют единую полосу, расположенную фронтально по отношению к господствующему ветру, но сама полоса состоит из ряда близко расположенных или сливающихся одна с другой продольных дюн.

Заканчивая характеристику эолового аккумулятивного рельефа, следует отметить, что его многообразие зависит от целого ряда факторов: режима ветров, мощности песчаных отложений, степени закрепления их растительностью, физико-географических условий той или иной территории (рис. 95).

АРИДНО-ДЕНУДАЦИОННЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА В ПУСТЫНЯХ

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

Глинистые пустыни сложены с поверхности лёссом или лёссовидными породами. В принципе эти пространства называются пустынями лишь из-за недостатка воды. При искусственном орошении, как это показала, в частности, практика освоения подобных площадей в СССР, на лёссовидных породах глинистых пустынь быстро формируются плодородные почвы.

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

Самые крупные такры развиты по периферии предгорных пролювиальных равнин, но нередко они образуются и независимо от пролювиальных выносов с гор. На поверхности глинистых пустынь многочисленны отрицательные неровности, в которых при редких, но довольно сильных ливнях накапливается и застаивается вода, насыщенная большим количеством взвешенных глинистых частиц. Последующее оседание глинистых частиц и их уплотнение, а затем и растрескивание при высыхании ведет к образованию такры. Счи-

тают, что в формировании такыровой поверхности, отличающейся исключительно сильным уплотнением верхнего слоя, принимают участие синезеленые микроскопические водоросли, поселяющиеся в этих эфемерных водоемах. Такыры могут образоваться и в процессе эволюции и преобразования солончаков.

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

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

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

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

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

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

терригенного материала, приносимого ветром или временными водотоками, превращается в вязкий *мокрый солончак* с грязевым илистым дном («солёные грязи»), а по мере иссыхания — в так называемый *корковый солончак*. От предшествующей стадии корковый солончак отличается тем, что с поверхности на нем за счет цементации терригенного материала солью образуется довольно плотная и крепкая корка. При дальнейшем иссушении поверхности солончака корка разрушается и преобразуется в слой, состоящий из смеси соли и терригенных частиц. Это стадия *пухлого солончака*. При увеличении количества осадков и обильном поступлении глинистого терригенного материала происходит рассоление солончака и постепенное превращение его в такыр. Такие переходы, в частности, наблюдались авторами в районе Северного Устюрта. Пухлые солончаки интенсивно развеиваются ветром.

Поскольку стадии развития солончака от влажного к пухлому в зависимости от изменений условий увлажнения могут, по-видимому, неоднократно повторяться, впадины, занятые солончаками, имеют тенденцию постоянно углубляться за счет выноса материала со дна солончака ветром. Эоловый вынос материала из бессточной впадины обуславливает, таким образом, все большее и большее ее углубление. Самая глубокая бессточная впадина в СССР — Карагие (Южный Мангышлак), абсолютная отметка ее дна — минус 132 м. Еще более глубоки впадины Каттара (—134 м) в Ливийской пустыне и Турфанская (—154 м) в Западном Китае.

Бессточные впадины, по-видимому, имеют комплексное происхождение. Наряду с деятельностью ветра в их образовании важную роль играют структурно-геологические (нередко они закладываются в сводах антиклиналей, или в грабенах) и благоприятные литологические условия (способствующие карстовым или суффозионным процессам). На формирующихся крутых бортах бессточных впадин закладываются эрозионные формы. Развиваются при соответствующем литологическом строении оползневые или обвальные процессы. Образующийся материал измельчается и перманентно выносится ветром. На плато Устюрт каждой крупной бессточной впадине соответствует массив рыхлых или полужакопленных эоловых песков, расположенный с той стороны впадины, куда направлены господствующие ветры.

Впадины, занятые такырами, также обладают тенденцией к переуглублению. Образующаяся после дождя на поверхности такыра глинистая корка разрушается по мере ссыхания. Крупишки глины и пыль подхватываются ветром и выносятся за пределы такыра. С дефляцией глинистых корок связано образование *глиняных дюн*, наблюдаемых в аридных прибрежных районах Мексики, или *томмоков* — холмиков из глинистой пыли, нередко встречающихся по соседству с такырами в западной Туркмении. По всей вероятности, такое же происхождение имеет толща, слагающая *бэровские бугры* — своеобразные грядовые формы рельефа, обычно вытянутые в направлении господствующих ветров и широко распространенные

в южной части Северокаспийской низменности, а также в западной Туркмении.

Для аридных стран с присущими им особенностями проявления денудационных процессов очень характерен также ландшафт *островных*, или *останцовых*, *гор* и *денудационных равнин*. Островные горы, в особенности если они связаны с изменениями литологического состава горных пород, могут формироваться и вне аридной зоны (например, в условиях тропического карста), но типичны они для пустынь. В Советском Союзе в аридных областях нередки *пластовые денудационные равнины*, рельеф которых осложнен столово-останцовыми возвышенностями — островными горами с плоскими вершинами и крутыми обрывистыми склонами. Такие плосковершинные останцы в Средней Азии называют *турткулями*, а обрывистые склоны останцов и пластовых равнин — *чинками*. Ярким примером аридно-денудационных пластовых равнин является плато Устюрт, со всех сторон окруженное обрывистыми чинками, которые сопровождаются останцовыми островными горами (см. рис. 48). Многочисленные островные горы — останцы более высоких, ныне почти полностью уничтоженных денудационных уровней возвышаются и над поверхностью плато. Островные горы широко представлены в аридной зоне Африканского континента, в пустынях Дальнего Запада США и Мексики.

Весьма вероятно, что на первых порах обособления останцовых гор главную роль играет эрозия временных водотоков, но затем в расширении возникших понижений и дальнейшем обособлении останцов важнейшее значение приобретает дефляция. На это указывает слабое развитие осыпного, или пролювиального, шлейфа у подножий чинков и резкий переход от поверхности нижнего денудационного уровня к склонам островных гор или вышележащей денудационной поверхности. Как правило, денудационная равнина и возвышающиеся над ней островные горы не обнаруживают различий в петрографическом составе слагающих их пород. По мере отступления чинков перед ними формируются *педименты* (см. гл. 13), которые, постепенно расширяясь, сливаются в сплошную денудационную равнину — *педиплен*.

ГЛАВА 19. БЕРЕГОВЫЕ МОРСКИЕ ПРОЦЕССЫ И ФОРМЫ

ПОНЯТИЕ «БЕРЕГ». ВОЛНЫ И ВОЛНОВЫЕ ТЕЧЕНИЯ

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

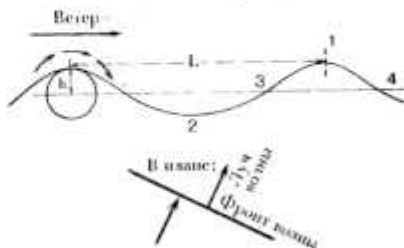
Береговая зона состоит из *собственно берега* — ее надводной части — и из *подводного берегового склона*. Границы береговой

зоны будут определены ниже, после рассмотрения основных действующих сил, преобразующих береговую зону. Таковыми являются, прежде всего, морское волнение, волновые течения и приливо-отливные явления. Кроме того, в формировании морских берегов принимают участие некоторые организмы, а также реки. Важным условием развития берега являются также тектонические движения земной коры и геологическое строение прибрежной суши и подводного берегового склона.

Волны. Ветер, действуя на водную поверхность, обуславливает возникновение колебательных движений в поверхностной тол-

Рис. 96. Элементы волны:

h — высота; L — длина; 1 — гребень; 2 — ложбина; 3 — задний склон; 4 — передний склон волны. На рисунке показан характер орбитального движения поверхностных волных частиц, участвующих в волнении



ще воды. Особенность этих движений заключается в том, что частицы воды начинают совершать орбитальные движения в плоскости, перпендикулярной поверхности моря, причем движение по этим орбитам совершается в направлении действия ветра.

Различают *волны глубокого моря* и *волны мелководья*. Поскольку волновые движения затухают по мере удаления от поверхности моря на глубину, то разделение морских волн на эти категории основывается на том, является ли глубина моря больше или меньше глубины проникновения волновых движений.

Волны, действующие на акваториях, где глубина моря меньше, чем глубина проникновения волновых движений, относят к волнам мелководья. Принято считать, что практически на глубине, равной половине длины волны (см. ниже), волновые колебания в толще воды затухают.

В морской волне различают следующие параметры: высоту (h), длину (L), период (T), скорость распространения (V), а также такие элементы, как гребень и ложбина волны, передний и задний склоны, фронт и луч волны. Что означают названные параметры и элементы, видно из данных рис. 96. Следует лишь пояснить, что периодом называется время, в течение которого частица воды описывает полную орбиту, а скоростью распространения — величина, получаемая при делении длины волны на ее период.

Волны мелководья в отличие от волн открытого моря воздействуют на дно (на подводный береговой склон) и сами испытывают его воздействие. Вследствие этого они расходуют энергию на преобразование рельефа дна, на перенос залегающих на дне обломочных частиц. Волны открытого моря расходуют энергию только на преодоление внутреннего трения и на взаимодействие с атмосферой.

Чем больше затрачивается энергия волнами при прохождении их над подводным береговым склоном, тем меньше ее доносится до береговой линии. В результате взаимодействия с дном при прохождении над мелководьем волны меняют свой профиль, становятся асимметричными: передний склон становится круче, а задний волнопадающимся. Внешней асимметрии отвечает возникающая у волнопадающейся асимметрия орбит, по которым движутся водные частицы. Орбиты из круглых становятся эллиптическими, причем сами эллипсы неправильные, они сплюснуты снизу (рис. 97). Соответственно утрачивается равенство орбитальных скоростей. Скорости движения, направленные в сторону берега (т. е. при прохождении верхней части орбиты), становятся больше скоростей обратного

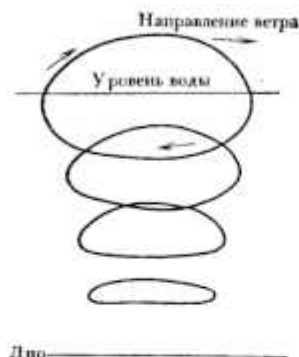


Рис. 97. Характер орбит-волновых частиц в волне мелководья (по Н. Е. Кондратьеву)

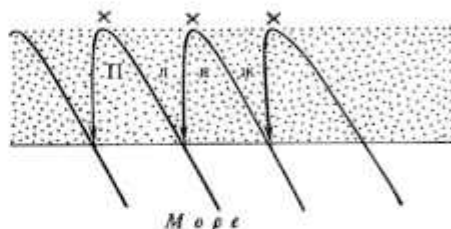


Рис. 98. Траектория прибойного потока на пляже при косом подходе волн к берегу. Крестиками отмечена вершина заплеска

движения (по нижней части орбиты). Такое соотношение скоростей имеет принципиальное значение для понимания процессов перемещения наносов и формирования рельефа в береговой зоне.

Увеличение крутизны переднего склона волны достигает критического значения над глубиной, равной высоте волны. Он становится вертикальным и даже нависающим, и для формирования следующей волны впереди ее физически не хватает воды. Происходит обрушение гребня волны, в результате чего волновое движение воды сменяется принципиально новым видом движения — *прибойным потоком*. Само разрушение волны называется *прибоем*.

Прибойный поток, или *накат*, формируется из массы воды, образующейся при разрушении волны. Он избегает вверх по береговому склону, причем направление потока примерно совпадает с направлением волны, породившей его, но все же заметно отклоняется от первоначального под действием силы тяжести (рис. 98). Скорость прибойного потока уменьшается по мере его удаления от места зарождения, т. е. от места разбивания волны. Замедление потока связано с тем, что ему приходится затрачивать энергию на преодоление силы тяжести, на преодоление трения о поверхность, по ко-

торой он избегает, на перемещение и обработку наносов. Кроме того, часть массы воды теряется за счет просачивания в грунт.

Точка, где скорость прибойного потока снижается до нулевого значения, называется *вершиной заплеска*. Отсюда еще оставшаяся не растроченной на инфильтрацию масса воды стекает вниз по склону по направлению наибольшего уклона. Эта «ветвь» прибойного потока получила название *обратного прибойного потока* или *отката*.

Следовательно, верхняя и нижняя границы береговой зоны определяются границами волнового воздействия на берег, а именно: нижняя граница располагается на глубине, равной половине длины

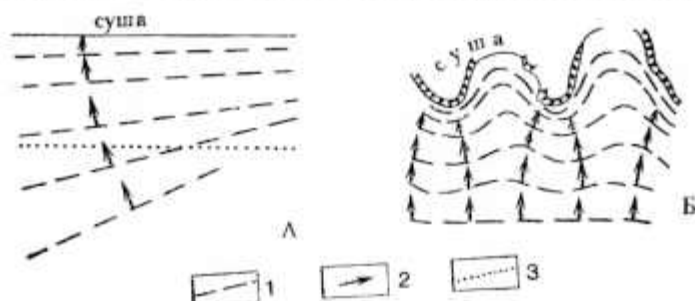


Рис. 99. Схема рефракции волн у ровного (А) и бухтового (Б) берегов;

1 — фронты волн; 2 — лучи волн; 3 — основание подводного склона

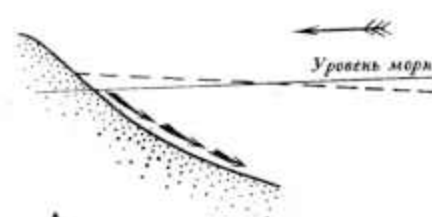
волны, т. е. той изобате, на которой начинается деформация волн, а верхняя — линией заплеска, образуемой совокупностью вершин заплеска прибой.

Для понимания волновых процессов на берегах морей необходимо иметь также представление о рефракции. *Рефракцией* называется разворот фронта волны по мере подхода ее к берегу, причем этот процесс осуществляется таким образом, что фронт волны стремится принять положение, параллельное берегу. У ровного берега при полном осуществлении рефракции так и получается, а у изрезанного в силу того, что каждый отрезок фронта стремится к тому, чтобы быть параллельным соответствующему отрезку берега, получается как бы сжатие фронта у мысов и его растягивание в бухтах. В результате возникает концентрация волновой энергии у мысов и рассеяние в вогнутостях берегового контура (рис. 99).

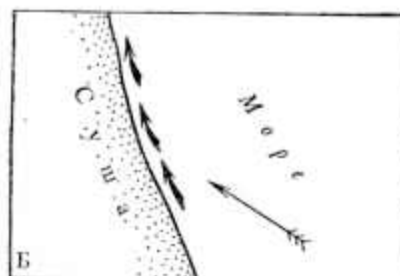
Волновые течения. Фактические орбиты, по которым движутся частицы воды, при волнении несколько разомкнуты, что обусловливается пульсационным характером воздействия ветра на водную поверхность. Благодаря разомкнутости орбит происходит не только перемещение формы волны, но и фактическое перемещение массы воды в направлении распространения волнения, т. е. в сторону берега. Это создает повышение уровня моря у берегов по сравнению с положением уровня в открытом море. Перевес уровня вызывает

образование компенсационных течений, которые получили название *волновых течений*.

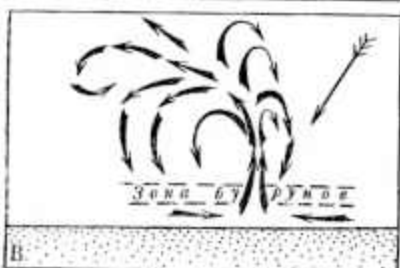
При подходе волн под прямым углом к берегу, имеющему отлогий подводный склон, первое разрушение волн происходит еще на



А



Б



В



1



2

Рис. 100. Волновые течения: А — донное противотечение; Б — вдольбереговое течение; В — разрывное течение; 1 — направление распространения волн; 2 — направление течений

значительном расстоянии от него. Массы воды, скапливающейся у берега, подпруживаются «живой стеной» прибоя до тех пор, пока они не найдут выхода на каком-либо участке, где эта «стена» несколько ниже, чем в других местах. Тогда массы воды прорываются от берега в сторону моря. Такое явление получило название *разрывного течения* (рис. 100). Разрывные течения в силу своего бурного характера развивают скорость до нескольких метров в секунду и способны выносить из прибрежной полосы во внешнюю зону большое количество взмученных наносов. Они становятся, таким образом, причиной утечки наносов из прибрежной полосы береговой зоны.

При подходе волн к берегу с пологим подводным склоном (т. е. к *отмелому берегу*) под острым углом отток излишков воды происходит в направлении, параллельном берегу в сторону тупого угла, т. е. в сторону угла, дополняющего угол подхода до 180° . В результате образуется течение, называемое *вдольбереговым волновым течением*. Оно также имеет значительные скорости и наряду с собственно волновыми движениями является важным средством перемещения наносов вдоль берега.

При подходе волн к берегу с крутым подводным склоном (так называемому *приглубому берегу*) перекося уровня разрешается возникновением донного течения, направленного от берега в сторону моря. Этот вид течения называется *донным противотечением*. Оно также способствует уносу обломочного материала из прибрежной полосы во внешнюю зону береговой зоны.

Массы обломочного материала в береговой зоне, перемещаемого волнами и прибойным потоком, называются *морскими наносами*. Представим себе пологий подводный склон, сложенный частицами наносов одинаковой крупности и имеющий на всем своем протяжении одинаковый уклон. Волны подходят к берегу под прямым углом. На глубине, равной половине длины волны, начнется деформация волн и будет проявляться их воздействие на частицы наносов, лежащие на дне (рис. 101). Однако при слабой деформации перевес

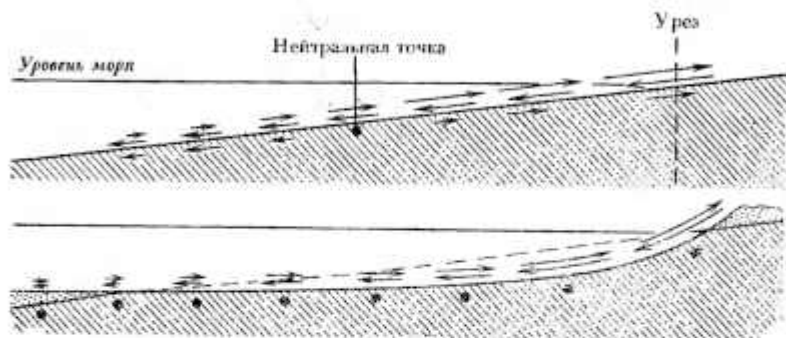


Рис. 101. Профиль динамического равновесия подводного берегового склона, сложенного наносами одинаковой крупности

«прямых скоростей» над «обратными скоростями» будет еще незначителен, но, поскольку частица находится на наклонном дне, к усилению обратного волнового импульса прибавится действие силы тяжести. В результате частица несколько сместится вниз по склону. Чем ближе к берегу, тем сильнее асимметрия скоростей волновых движений, и в некоторой точке прямые скорости будут уже настолько значительными, что они полностью уравниваются суммарное воздействие обратных скоростей и силы тяжести. В результате в этой точке частица будет совершать только колебательные движения то вверх, то вниз по склону, не перемещаясь ни к берегу, ни от него. Такая точка называется *нейтральной*, а совокупность нейтральных точек на подводном склоне — *нейтральной линией* для наносов данной крупности.

Выше нейтральной точки перевес прямых скоростей над обратными будет уже не только компенсировать совместное действие обратных скоростей и силы тяжести, но и превосходить его. В результате здесь образуется зона перемещения материала вверх по склону. В целом, таким образом, ниже нейтральной линии устанавливается зона выноса материала, который будет отлагаться в нижней части подводного берегового склона, а выше нейтральной линии — зона выноса материала вверх по склону, который будет накапливаться у берега. Положение нейтральной линии, в свою оче-

редь, не остается постоянным, так как углубление обеих зон будет обуславливать изменение углов наклона дна и глубин над склоном и, следовательно, смещение нейтральной линии. В конечном счете обе зоны выноса сомкнутся, а профиль берега в целом, включая подводный береговой склон и собственно берег, приобретет вид закономерно вогнутой кривой. Такой профиль может быть назван *профилем динамического равновесия*, поскольку в каждой его точке будет достигнуто такое соотношение уклонов дна, при котором эти уклоны будут компенсировать преобладание прямых скоростей над обратными. Частицы наносов будут находиться в движении подобном тому, которое наблюдается в зоне нейтральной линии, но смещение их вниз или вверх по склону прекратится.

Динамическое равновесие не может быть достигнуто в природных условиях вследствие непостоянства и разнообразия действующих факторов. Приведенная схема только позволяет уяснить общие тенденции перемещения частиц наносов по профилю, т. е. при подходе волн под прямым углом к береговой линии.

ПЛЯЖ И СОРТИРОВКА МАТЕРИАЛА В ЗОНЕ ДЕЙСТВИЯ ПРИБОЙНОГО ПОТОКА

Скопление наносов в зоне действия прибойного потока называется *пляжем*. Обычно в соответствии с вышеописанными закономерностями пляж бывает сложен более крупными наносами, чем подводный береговой склон. Для формирования пляжа имеют значение, во-первых, отмеченное ранее убывание скоростей прибойного потока по мере его продвижения вверх по склону и, во-вторых, соотношение скоростей прямого и обратного потоков. Вследствие того, что максимальные скорости прямого потока достигаются им в начале движения, именно здесь, близ зоны разбивания волн, накапливается самый крупный обломочный материал. Далее вверх по пляжу отмечается закономерное убывание крупности наносов.

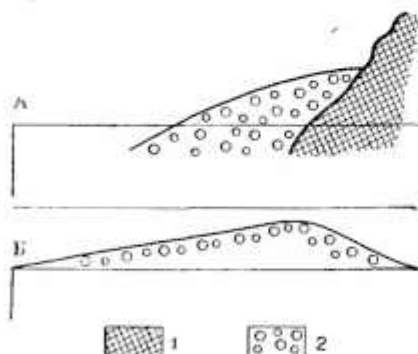


Рис. 102. Пляж неполного профиля (А) и береговой вал (Б) — пляж полного профиля (по В. В. Лонгинову):
1 — коренные породы; 2 — отложения пляжа

По морфологическим признакам можно выделить пляжи полного и неполного профиля. *Пляж полного профиля* образуется в случае, если впереди формирующегося накопления наносов имеется достаточно свободного пространства. Тогда пляж приобретает вид *берегового вала*, чаще всего с отлогим и широким морским склоном и коротким и более крутым склоном, обращенным к берегу. Если

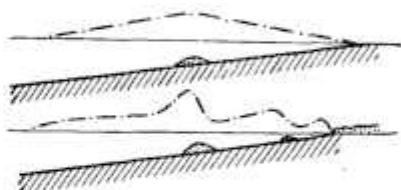
пляж формируется у подножья уступа, то образуется *прислоненный пляж*, или *пляж неполного профиля* с одним склоном, обращенным в сторону моря (рис. 102).

Пляж — элементарная аккумулятивная форма, знание закономерностей образования и динамики которой позволяет разобраться в динамике и происхождении более сложных береговых аккумулятивных образований. Некоторые закономерности динамики пляжа при косом подходе волн к берегу будут рассмотрены ниже.

ПОДВОДНЫЕ ВАЛЫ И БЕРЕГОВЫЕ БАРЫ

При поперечном перемещении наносов возникают различные подводные и береговые аккумулятивные формы. В частности, при поперечном перемещении наносов может сформироваться пляж. Нередко о том, что данный пляж или другая аккумулятивная форма

Рис. 103. Схема образования подводных валов. Штрихпунктирной линией показаны кривые расхода энергии волн (по В. П. Зенковичу)



образовались при поперечном перемещении наносов, можно судить по составу слагающего их материала. Так, если береговая аккумулятивная форма сложена материалом преимущественно подводного происхождения (ракушей, коралловым песком и т. д.), очевидно, что питание ее осуществляется за счет поступления материала с подводного склона, т. е. главным образом за счет поперечного перемещения наносов.

С процессом поперечного перемещения наносов связано, как полагают, образование подводных валов. Это аккумулятивные формы, сложенные обычно песчаным материалом и протягивающиеся вдоль берега параллельно друг другу (2—3, реже 5—6 валов). Высота таких валов от 1 до 4 м при длине от нескольких сотен метров до нескольких километров (рис. 103).

Происхождение подводных валов связывают с частичным разрушением волн, так называемым забуруниванием, которое происходит на глубине, близкой к двойной высоте волны. При неполном разрушении волна теряет часть энергии, и переносимый ею материал отлагается на дне в виде *подводного вала*. В отличие от прибой при частичном разрушении волны волновое движение не прекращается, а лишь происходит перестройка волны в волну с меньшими параметрами. На отмелях берегах зона частичного разрушения волн может быть довольно широкой, и здесь целесообразно наряду с динамическими зонами действия волновых колебаний и зоной действия прибойного потока выделять зону забурунивания.

Множественность подводных валов связана, по-видимому, с тем, что волны разной балльности испытывают забурунивание на разных глубинах. Подводные валы как бы маркируют те зоны подводного

склона, над которыми происходит частичное разрушение волн определенной балльности.

Известны также гораздо более крупные аккумулятивные формы, происхождение которых связано с поперечным перемещением. Они называются *береговыми барами* (в английской литературе — Barrier beach, barrier islands). Береговые бары сложены материалом донного происхождения (нередко ракушей, ракушечным или коралловым песком). Они протягиваются на десятки, а то и сотни километров вдоль изрезанных низменных морских берегов и обычно отделяют от моря прибрежную акваторию, называемую *лагуной* (рис. 104). Подножья многих баров располагаются на глубине 10—20 м, а над водой они воздымаются на 5—7, а то и на несколько десятков метров. Столь значительная высота бара достигается за счет дюн, нередко увенчивающих эти формы. Если не считать эти навесные образования, то в среднем относительная высота баров над их подножьем составляет 15—30 м или 4—5 м над

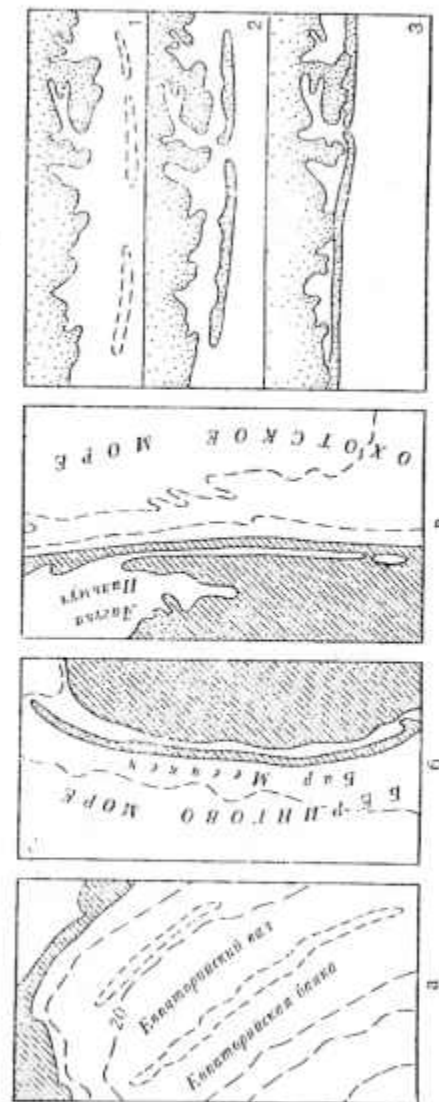


Рис. 104. Стадии развития баров (1, 2, 3) и их природные примеры (а, б, в): 1 — подводный бар; 2 — островной бар; 3 — береговой бар

уровнем моря. Бары очень широко распространены; общая протяженность берегов, окаймленных барами, составляет до 10% от всей протяженности береговой линии Мирового океана. Типичными примерами берегового бара могут служить Арабатская стрелка на западном побережье Азовского моря, очень крупные береговые

бары Мексиканского и Гвинейского заливов, Атлантического побережья США.

Причины образования баров еще во многом неясны. Несомненно лишь то, что они образовались за счет донного перемещения наносов. Можно предполагать, что их формирование связано с повышением уровня океана в послеледниковое время и выработкой подводного профиля, с перестройкой профиля затопленных равнин субаэральная аккумуляции. Повсеместное распространение баров определенно указывает на планетарные причины их формирования.

В первом приближении образование берегового бара можно представить в следующем виде. Субгоризонтальные поверхности затопленных аккумулятивных равнин оказываются слишком отлогими, неудовлетворяющими условиям динамического равновесия в волновом поле. Волны, вырабатывая соответствующий профиль подводного склона, выносят в сторону берега большие массы рыхлого материала. В некоторой зоне формирующегося подводного берегового склона количество перемещенного материала с больших глубин оказывается столь значительным, что дальше весь он уже не может перемещаться. Излишки перемещаемых наносов выпадают из движения, создавая накопление в виде подводной аккумулятивной формы — *подводного бара*. В течение некоторого времени подводная аккумулятивная форма сохраняет способность перемещаться в сторону берега за счет пересыпания наносов с ее морской склона на склон, обращенный к берегу. Однако сама форма в условиях стабилизации уровня моря становится препятствием для поступающих с подводного берегового склона наносов, которые, отлагаясь на ее морской стороне, способствуют разрастанию бара в ширину.

Одновременно с ростом подводного бара в ширину за счет набрасывания наносов на гребень и общего перемещения на меньшие глубины бар растет и в высоту, но до определенных пределов. Этот предел обуславливается глубиной, на которой разрушаются волны и которая близка или равна двойной высоте волны. Следовательно, при стабильном положении уровня моря отсутствуют условия для превращения подводного бара в надводную аккумулятивную форму. В связи с этим, а также на основе данных о том, что высота баров может достигать 7 м над уровнем моря, можно прийти к выводу, что образование *береговых баров* (или *островных*, под которыми разумеются цепочки аккумулятивных островов — участков гребня подводного бара, вышедших на поверхность) связано с изменениями уровня Мирового океана в новейшее время.

ПРОДОЛЬНОЕ ПЕРЕМЕЩЕНИЕ НАНОСОВ

При подходе волн под косым углом к берегу возникает продольное, или вдольбереговое, перемещение наносов. Принципиальная схема этого процесса такова (рис. 105). Представим себе участок подводного склона с однородным уклоном, сложенный наносами

одинаковой крупности. Волны подходят к берегу под косым углом. При прохождении гребня волны над частицей наноса последняя должна смещаться вверх по склону по направлению распространения волн. Но из-за наклона дна в действительности частица переместится по равнодействующей волнового импульса и силы тяжести. При прохождении ложбины волны частица должна сместиться в противоположном направлении, но теперь уже по равнодействующей обратного волнового импульса и силы тяжести. Так, от одного волнового колебания к другому частица совершит путь по зигзаго-

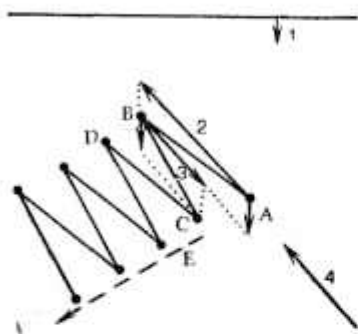


Рис. 105. Схема продольного перемещения наносов (по В. П. Зенковичу):

1 — направление уклона дна; 2 — направление действия «прямой волновой скорости»; 3 — направление действия «обратной волновой скорости»; 4 — направление распространения волны; ABCDE — траектория движения обломочной частицы

образной траектории, в итоге пройдя некоторое расстояние вдоль берега (переместится из точки A в точку D, (рис. 105).

При косом подходе волн частицы наносов будут совершать вдольбереговое перемещение и в зоне пляжа. Прибойный поток, взбегая на пляж, первоначально сохраняет направление движения породившей его волны, но по мере приближения к вершине заплеска все больше отклоняется от этого направления под действием силы тяжести. Обратный поток сбегает по направлению наибольшего уклона. Таким образом, прибойный поток описывает на пляже асимметричную траекторию, напоминающую параболу, а вместе с ним по такой же траектории по пляжу вдоль береговой линии перемещается обломочная частица, подхваченная потоком. Новый прибойный поток заставит переместиться ее вдоль берега еще дальше и т. д., и в итоге за какой-то отрезок времени она пройдет определенный путь вдоль берега.

Величина пути частицы, как и величина продольного перемещения по подводному склону, за определенный отрезок времени или скорость продольного перемещения зависит от величины угла подхода волны к берегу. Если угол подхода равен 90° , скорость продольного перемещения равна нулю. Казалось бы, чем меньше угол подхода, тем скорость продольного перемещения должна быть больше. Однако на самом деле это не так, поскольку при малом угле подхода волна должна будет пройти большее расстояние над мелководьем, а это приведет к большей потере энергии и потере наносодвижущей способности. Оптимальная величина угла подхода — угол в 45° или близкий к этой величине. В работах, посвящен-

ных исследованию вдольберегового перемещения наносов, оптимальный угол обозначается буквой ϕ .

До сих пор мы говорили о перемещении элементарной частицы. Но совершенно очевидно, что охарактеризованные закономерности присущи перемещению множества частиц и что при благоприятных условиях на пляже и на подводном береговом склоне происходит массовое перемещение наносов. Массовое перемещение наносов вдоль берега в одном направлении за длительный отрезок времени, например за год, получило название *потока наносов*.

Поток наносов характеризуется *мощностью*, *емкостью* и *насыщенностью*. Для понимания процессов размыва и аккумуляции важно также учитывать *интенсивность поступления материала*, питающего поток наносов. Источники поступления могут быть различными: материал, образующийся в результате разрушения волнами какого-либо участка берега, материал, поступающий с верхней части берегового уступа за счет склоновых процессов, биогенный материал и т. д.

Мощность потока — это то количество наносов, которое реально перемещается вдоль берега за год. Емкостью называется то количество наносов, которое волны способны перемещать. Если мощность равна емкости, то это значит, что вся энергия волн или прибоя затрачивается только на транспорт. Тогда говорят, что поток наносов *насыщен*. Ни размыва берега, ни отложения наносов при этом не происходит.

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

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

ОБРАЗОВАНИЕ АККУМУЛЯТИВНЫХ ФОРМ ПРИ ПРОДОЛЬНОМ ПЕРЕМЕЩЕНИИ НАНОСОВ

Из сказанного выше очевидно, что максимальная емкость потока наносов достигается при подходе волн к берегу под углом, близким к 45° . Если вследствие изменения контура берега происходит изменение угла подхода, емкость потока понижается, интенсивность поступления материала оказывается избыточной по отношению к ней и начинается аккумуляция материала. Такой случай возможен, например, если контур берега образует входящий угол abc (рис. 106, А). Тогда за точкой перегиба контура b угол подхода становится ближе к 90° , скорость перемещения резко сокращается, а со стороны a материал продолжает поступать с прежней

интенсивностью. Начинается аккумуляция материала, образуется *аккумулятивная форма заполнения входящего угла контура берега*. Поскольку форма на всем своем внутреннем периметре примыкает к берегу, ее называют *примкнувшей*. К этой категории относятся

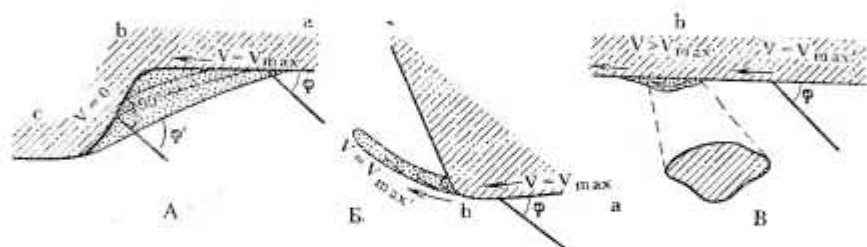


Рис. 106. Схема образования простейших береговых аккумулятивных форм (по В. П. Зенковичу): А — заполнение входящего угла контура берега, Б — огибание выступа берега, В — внешняя блокировка

многочисленные аккумулятивные террасы в вершинах заливов, перед молами портов и др.

Падение емкости потока может иметь место и при огибании потоком наносов выступа контура берега (рис. 106, Б). При этом в точке *b* и за ней угол подхода волн резко уменьшается, а при еще большем отклонении береговой линии за выступом волны данного направления смогут подойти к берегу на этом участке только в результате дифракции — огибания фронтом волны выступа. При дифракции же происходит растяжение фронта волны и понижение ее удельной энергии. И в том и в другом случае емкость потока падает, образуется аккумулятивная форма — *коса*. Она причленяется к берегу только своей корневой частью, а растущее ее окончание (дистальное) остается свободным, поэтому коса называется *свободной аккумулятивной формой*.



Рис. 107. Остров Габо и формирующаяся в его волновой тени перерейма (по Bird, 1976): 1 — корневая коса; 2 — надводная аккумулятивная форма; 3 — ее подводное продолжение

Уменьшение емкости потока наносов может быть вызвано ослаблением волнения на участке берега, защищенном со стороны моря каким-либо препятствием, например островом (рис. 106, В). Тогда в «волновой тени» начинается аккумуляция. Образуется аккумулятивная форма, которая в ходе своего роста может полностью

перегородить пролив и причленился дистальным концом к острову. Ее называют *томболо* или *переймой* (рис. 107). Такая форма может быть названа также *замыкающей*.

Другой тип замыкающей формы может образоваться, если берег защищен со стороны моря далеко выступающим мысом. Тогда у входа в залив образуется *замыкающая форма* — *пересыпь*. Береговые бары, если они присоединены в одной или нескольких точках к выступам береговой линии, также становятся замыкающими аккумулятивными формами. Замыкающая форма может также образоваться, если коса, возникшая перед входом в залив, в ходе роста достигает противоположного берега залива.

Существующие в природе аккумулятивные береговые формы большей частью представляют собой либо усложненные варианты рассмотренных здесь случаев, либо комбинацию нескольких из них.

АБРАЗИЯ

До сих пор речь шла о транспортирующей и аккумулятивной деятельности морских волн и прибое. Но эти же факторы нередко вызывают и разрушение берега. Разрушительная работа моря называется *абразией*. Различают три вида абразии — механическую, химическую и термическую.

Механическая абразия — разрушение пород, слагающих берега, под действием ударов волн и прибое и бомбардировки обломочным материалом, переносимым волнами и прибоем. Это основной вид абразионной работы моря, который всегда присутствует при химической и термической абразии.

Химическая абразия — разрушение коренных пород, слагающих берег и подводный береговой склон в результате растворения этих пород морской водой. Основным условием проявления химической абразии, подобно карсту, является растворимость пород, слагающих берег.

Термическая абразия — разрушение берегов, сложенных мерзлыми породами или льдом, в результате отепляющего действия морской воды на лед, содержащийся в мерзлой породе или слагающей прибрежные ледники.

Мы уже знаем, что концентрация волновой энергии у мысов изрезанного берега и недонасыщение береговой зоны наносами способствует возникновению абразионного процесса. Важнейшей предпосылкой развития абразионного берега является достаточно крутой уклон исходного профиля подводного берегового склона. При этом условии расход энергии волны при прохождении ее над подводным береговым склоном происходит лишь в пределах узкой зоны дна и к береговой линии волны приходят с достаточно большими запасами энергии. При разрушении волн, т. е. при прибое, который в данных условиях имеет особенно бурный характер, максимальное механическое воздействие на слагающие берег породы приходится на участок, непосредственно прилегающий к береговой линии.

В результате здесь образуется выемка — *волноприбойная ниша*. Дальнейшее углубление ниши приводит к обрушению нависающего над ней карниза. В зону прибоя поступает масса обломков породы. Они служат теперь материалом, при помощи которого прибой, бомбардируя ими образовавшийся уступ, еще интенсивнее разрушает берег.

Процесс выработки волноприбойной ниши и обрушения нависающего над ней карниза повторяется неоднократно. Постепенно вырабатывается вертикальный или почти вертикальный уступ — *абразионный обрыв*, или *клиф*. По мере отступления клифа под ударами волн и прибоя перед его подножьем вырабатывается слабо наклоненная в сторону моря площадка, называемая *бенчем*. Бенч начинается у самого подножья клифа, т. е. у волноприбойной ниши, и продолжается также ниже уровня моря (рис. 108).

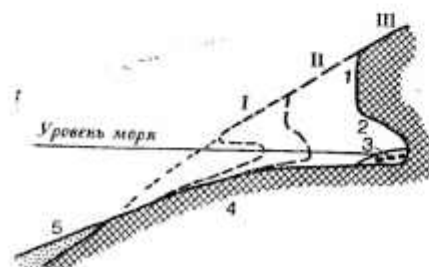


Рис. 108. Схема развития и основные элементы абразионного берега:

1, II, III — стадии отступления берега; 1 — клиф; 2 — волноприбойная ниша; 3 — пляж; 4 — бенч; 5 — прислоненная подводная аккумулятивная терраса

Чем больше идет отступление клифа, т. е. чем дольше и интенсивнее работает абразия, тем полнее становится та часть бенча, которая прилегает к клифу. Благодаря этому профиль абразионного берега постепенно приобретает вид выпуклой кверху кривой. Выпуклая верхняя часть профиля становится все шире, и со временем волнам, для того чтобы достигнуть берега, приходится преодолевать очень широкую полосу образовавшегося мелководья. Большая затрата волновой энергии при прохождении над мелководьем приводит в конечном счете к затуханию и затем к полному прекращению абразии. Таким образом, абразия сама, по мере своего развития, создает условия, которые ставят предел абразионному процессу.

Скорость абразии оценивается величиной отступления бровки или подножья клифа за отрезок времени, например за год. Бесспорно, что она будет зависеть от параметров волн, но есть и ряд других условий, ее определяющих. Так, высокие берега отступают медленнее, чем низкие. Берега, сложенные более прочными породами, разрушаются медленнее, чем берега, сложенные рыхлыми или слабосцементированными породами. Замечено, например, что берега, сложенные мелкокристаллическими изверженными породами, в ряде случаев вообще не обнаруживают сколько-нибудь заметных признаков отступления. Берега же, сложенные глинами, мергелями, суглинками, песками или слабосцементированными песчаниками, отступают очень быстро, нередко на несколько метров в год.

ВЫРАВНИВАНИЕ БЕРЕГОВОЙ ЛИНИИ

Образование аккумулятивных береговых форм, с одной стороны, и срезание мысов абразией, с другой, обуславливают *выравнивание береговой линии*. Поскольку береговая линия в нашу геологическую эпоху формировалась в ходе послеледниковой трансгрессии Мирового океана, исходные очертания ее предопределялись ингрессией моря, т. е. пропикновением морских вод в понижения

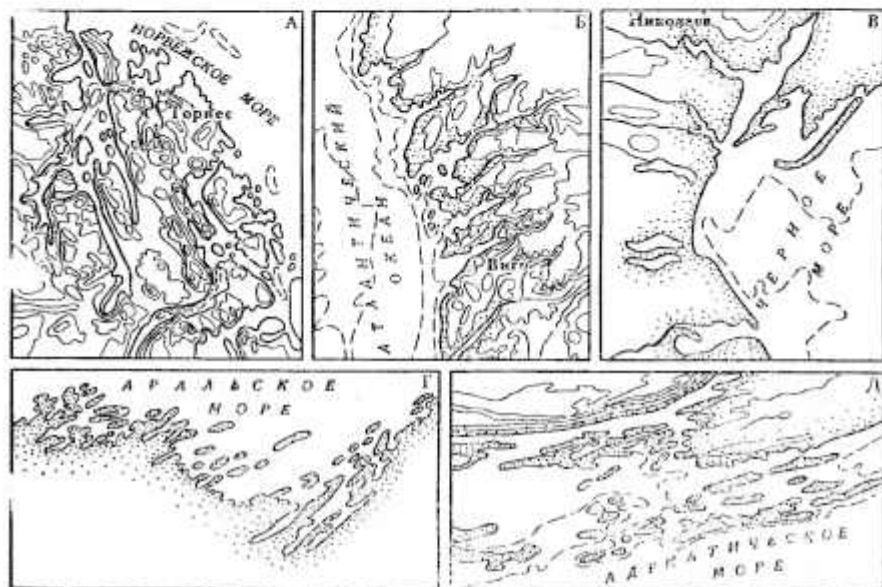


Рис. 109. Некоторые типы исходного расчленения береговой линии: А — фиордовый (гляциальный); Б — рiasовый (флювиальный); В — лиманный (флювиальный); Г — аральский (золовый); Д — далматинский (структурно-денудационный)

рельефа затопленной прибрежной суши. Это неизбежно должно было придать берегам изрезанные очертания. Такие берега получили название *ингрессионных*. Их индивидуальные различия определялись прежде всего различиями факторов, обусловивших расчленение рельефа прибрежной суши.

Можно назвать следующие наиболее распространенные типы ингрессионных берегов (рис. 109):

1. *Фиордовые берега*, образовавшиеся в результате затопления ледниковых долин прибрежных горных стран. Названы так потому, что для них характерны *фиорды* — узкие и длинные извилистые заливы, образующиеся при ингрессии моря в бывшие ледниковые трог. Пример — берега Норвегии, Канады, Новой Земли.

2. *Шхерные берега*, образовавшиеся при затоплении низких ледниково-денудационных равнин; *шхерами* называют совокупность

мелких скалистых островов, представляющих собой подтопленные барашьи лбы или «курчавые скалы», узких проливов и заливов; иногда такие островки могут представлять собой подтопленные ледниковые отторженцы, друмлины, конечно-морские образования.

3. *Риасовые берега*, возникшие при затоплении прибрежных отрезков речных долин горных стран; *риасы* — это узкие извилистые заливы, образовавшиеся в результате ингрессии моря в речные долины. Яркими примерами риасов являются Севастопольская бухта, многочисленные заливы Приморья на Дальнем Востоке.

4. *Лиманные берега*, образовавшиеся в результате подтопления речных долин прибрежных равнин. Заливы, возникающие при этом, называют *лиманами*. Типично лиманный берег у северо-западного Причерноморья.

5. *Берега далматинского типа*, возникшие при подтоплении складчатых структур, имеющих простирание, близкое к общему направлению берега. При этом образуются причудливые архипелаги вытянутых вдоль общего направления берега островов, так же ориентированные полуострова, заливы «молотообразных» очертаний, с узкими входами, разветвляющиеся в обе стороны от устья. Яркие примеры — побережья Далмации (Адриатическое море), южного острова Новой Земли.

6. *Берега сбросово-глыбового расчленения*, образование которых обусловлено подтоплением тектонических впадин типа грабенов, причем разделяющие их горстовые возвышенности выступают мысами и полуостровами. В качестве примера такого типа расчленения можно назвать берега Халкидонского полуострова (греческое побережье Эгейского моря).

7. Более редкими типами ингрессионных берегов являются берега *аральского типа*, возникшие в результате ингрессии моря в понижения рельефа эоловых равнин, а также берега, конфигурация которых обусловлена вулканической деятельностью, и некоторые другие.

Процесс выравнивания береговой линии в большей мере зависит не только от интенсивности волн, но и от того, как велика степень расчленения исходной береговой линии и сколь прочны породы, слагающие берег.

Важнейшее значение имеет также характер подводного берегового склона, в первую очередь его уклон.

Представим себе ингрессионный берег, подводный склон которого имеет значительную крутизну как на мысах, так и в бухтах. Берег сложен легко размываемыми породами. Вследствие большой скорости отступления клифа на мысах береговая линия будет быстро выравниваться и в конечном счете сформируется *выровненный абразионный берег*. Если глубина расчленения ингрессионного берега велика, а породы, его слагающие, достаточно прочны, выравнивание может и не произойти. Благодаря этому мы и в настоящее время видим многочисленные примеры риасовых, фьордовых, шхерных и других берегов.

Рассмотрим теперь ингрессионный берег с крутым подводным склоном на мысах и отлогим в бухтах. В этом случае на мысах будет развиваться абразия, а в бухтах и перед входами в бухты — аккумуляция. В результате мысы будут срезаны, а бухты — либо заполнены наносами, либо отчленены от моря замыкающими аккумулятивными формами. Образуется *сложный, или абразионно-аккумулятивный выровненный берег* (рис. 110).

Наконец, ингрессионный берег может на всем своем протяжении иметь отлогий подводный склон. Тогда здесь будут преобладать аккумулятивные процессы. Если при этом на подводном склоне образуется бар, а затем он, постепенно смещаясь к берегу, причленится к одной или нескольким выступающим точкам берегового контура, образуется *выровненный аккумулятивный берег, окаймленный береговым баром* (см. рис. 104).

Современные морские берега представлены огромным разнообразием типов, связанным с тем, что различные отрезки берегов Мирового океана находятся в разных стадиях выравнивания, имеют различный характер исходного расчленения, разное геологическое строение. Одни значительные по протяжению отрезки берега успели подвергнуться выравниванию, другие интенсивно выравниваются, третьи в ходе развития приобрели еще большее расчленение за счет выработки абразий бухт или проливов на месте выходов более податливых к размыву пород, а также благодаря образованию свободных и замыкающих аккумулятивных форм. Наконец, весьма значительная часть берегов сохранила практически неизменным свое исходное расчленение. В особенности это относится к сильно и глубоко расчлененным рiasовым и фиордовым берегам, а также к берегам тектонического глыбового расчленения в тех случаях, когда они сложены очень прочными магматическими или метаморфическими породами. Такие берега составляют около 1/5 всего протяжения берегов Мирового океана и получили название берегов, *не измененных морем*.

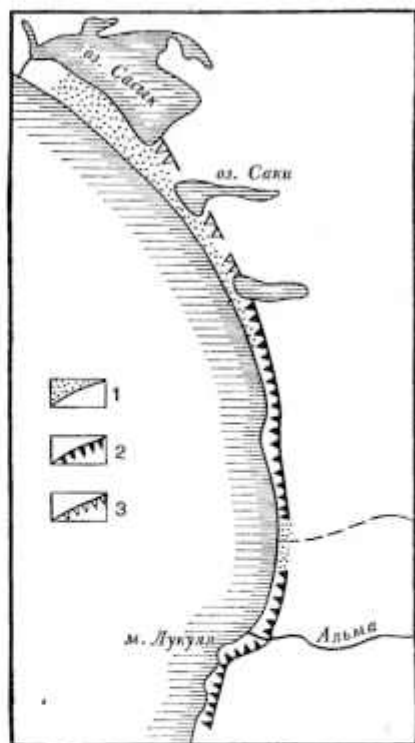


Рис. 110. Сложный выровненный берег (побережье Западного Крыма): 1 — береговые аккумулятивные формы; 2 — клифы; 3 — отмершие (древние) клифы.

ОСОБЕННОСТИ БЕРЕГОВ ПРИЛИВНЫХ МОРЕЙ

Наряду с волнением берега подвержены воздействию приливов и отливов, которые нередко играют значительную геоморфологическую роль.

Напомним, что приливы и отливы возникают в результате сил притяжения Луны и Солнца. И хотя Солнце неизмеримо больше по массе, главную роль в возникновении приливов играет Луна, расположенная к Земле во много раз ближе Солнца.

При полнолунии и новолунии (эти фазы Луны называются *сизигиями*) приливные силы Луны и Солнца складываются, и поэтому в это время величина прилива максимальная. В *квадратурные фазы* Луны величина прилива минимальная.

На приглубых берегах приливных морей прилив способствует усилению абразии, так как во время прилива глубина у берега возрастает, и волны способны более энергично воздействовать на клиф. Поэтому обычно на берегах приливных морей, подверженных абразии, подножье клифа приурочено к уровню прилива, а не отлива.

На отмелях берегах приливы являются важным фактором аккумуляции наносов. В основе аккумулятивной деятельности приливов и отливов лежит их неравенство. Обычно прилив проходит быстрее, чем отлив, в результате чего скорости приливного течения больше, чем скорости отливного течения. Поэтому весь тот взвешенный или влекомый материал, который приносится к берегу во время прилива, не может быть унесен отливным течением, и во время каждого цикла «прилив — отлив» часть наносов остается у берега. В результате у берега в зоне приливо-отливных движений воды происходит образование аккумулятивной формы, которая в нашей литературе получила название *осушки*, а в западноевропейской — *ваттов*.

Постепенное нарастание поверхности осушки приводит к тому, что она становится выше уровня сначала квадратурных, а затем и средних приливов. Теперь уже эта поверхность затопляется только во время сизигийных приливов. На бывшей осушке поселяется растительность, начинает формироваться почвенный покров. Такие поверхности называют *маршами*. По мере дальнейшего накопления отложений поверхность маршей повышается настолько, что уже и во время сизигийных приливов она не затопляется. Такие аккумулятивные образования не имеют специального наименования, но по аналогии с осушенными землями в Нидерландах их можно назвать *польдерами*. Таким образом, аккумулятивная деятельность приливов приводит к постепенному наращиванию суши, к образованию суши на месте моря.

Приливные течения в пределах прибрежного мелководья могут развивать значительные скорости, размывать дно, образуя желобовидные или руслообразные выработанные формы рельефа, а также подводные аккумулятивные формы: песчаные гряды и песчаные волны.

Песчаные гряды представляют собой крупные линейноориентированные образования длиной до нескольких десятков километров, шириной 1—2 км и до 20 м относительной высоты. Они ориентированы обычно в направлении приливного течения.

Песчаные волны представляют собой ритмические образования, возникающие на склонах песчаных гряд и ориентированные фронтально по отношению к направлению приливного течения (рис. 111).

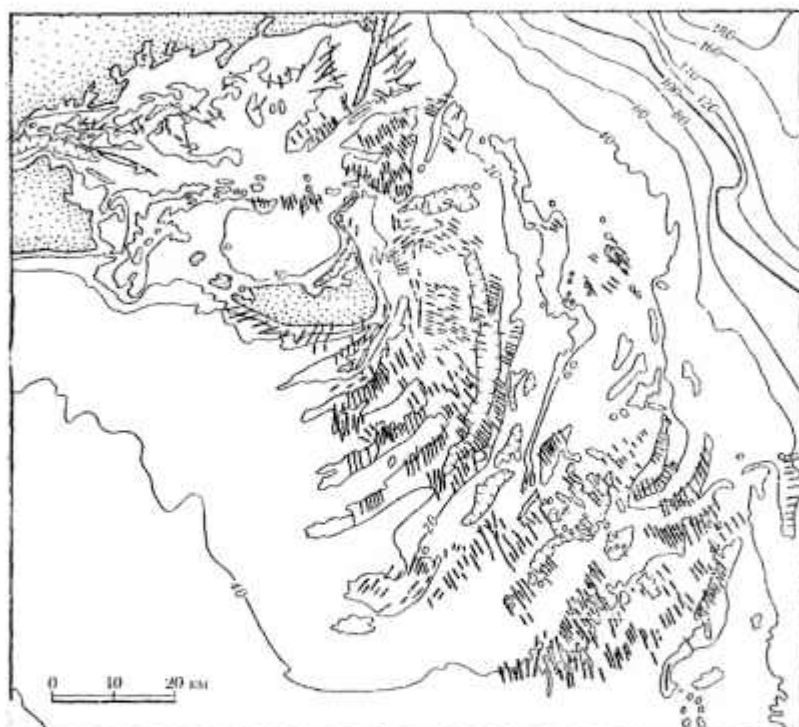


Рис. 111. Песчаные гряды и песчаные волны, образованные приливными течениями к востоку от Лонг-Айленда (Атлантическое побережье США). Песчаные гряды хорошо очерчиваются изобатами 20 и 40 м. Песчаные волны показаны короткими черными линиями

Размеры их — несколько сотен метров или первые километры в длину и до нескольких метров в высоту. Они напоминают сильно увеличенные знаки волновой ряби.

В некоторых морях (Балтийское, Каспийское, Черное, Азовское и др.) приливные колебания уровня моря настолько незначительны, что могут не приниматься в расчет. Но зато на отмелях берегах этих морей важную роль приобретают ветровые стоны и нагоны воды. При длительном ветре с моря на мелководье приходит в движение вся толща воды, происходит нагон воды к берегу, появ-

шение уровня и затопление прибрежной полосы суши. При ветре с суши (при стоке) полоса суши, затопленная в результате нагона, освобождается из-под воды. Возникают осушки и другие формы рельефа, аналогичные тем, которые образуются на приливных отмелях берегах, но в отличие от них развивающиеся не ритмически, а эпизодически, так как чередование стонов и нагонов воды не отличается той правильностью, которая свойственна приливам и отливам.

Одной из аккумулятивных форм рельефа, свойственных как ветровым, так и настоящим осушкам, являются «внутренние дельты», или конусы выноса приливных (нагонных) потоков. Нередко приливные или нагонные течения локализуются в виде струйного потока, который эродирует поверхность осушки, а в месте затухания течения образует конус аккумуляции перемещаемых потоком наносов. Образование таких форм представляет собой один из действительных механизмов нарастания осушки в высоту.

КОРАЛЛОВЫЕ БЕРЕГА И ОСТРОВА

На побережьях тропических морей активная роль в формировании морских берегов может принадлежать некоторым морским организмам. В первую очередь должны быть названы различные *рифобразующие организмы* — мадрепоровые кораллы, сопутствующие им известковые водоросли (*Litothamnion, Halimeda*), различные гидрониды и мшанки. Эти организмы способны усваивать из морской воды известь и строить из нее свои скелеты, из которых в ходе отмирания кораллов и водорослей, их разрушения волнами и прибоем и последующей цементации продуктов разрушения формируется массивная горная порода — коралловый, или рифовый, известняк. Аккумулятивные тела, построенные из рифового известняка, называются *коралловыми рифами*. Различают несколько типов коралловых построек: окаймляющие, или береговые, барьерные, кольцевые и внутрилагунные рифы (рис. 112).

Окаймляющие рифы — это подводные известняково-коралловые террасы, примыкающие непосредственно к берегу и в своей внешней зоне покрытые живыми колониями кораллов. Поверхность рифа — так называемый *риф-флет*, с удалением от внешней зоны все в большей степени оказывается покрытой чехлом навеса — кораллового гравия и песка, а у берега окаймлена белоснежным песчано-гравийным пляжем.

На тектонически стабильных берегах мощность кораллового окаймляющего рифа обычно не превышает 50 м. Это связано с условиями обитания рифобразующих кораллов. Мадрепоровые коралловые полипы живут в симбиозе с одноклеточной зеленой водорослью *Zooxantella*, обитающей в полости полипа и нуждающейся для фотосинтеза в хорошей освещенности. Это важнейшее экологическое условие уже не удовлетворяется на глубинах более 50 м.

Барьерные рифы представляют собой кораллово-известняковые гряды или барьеры, отстоящие от берега на более или менее значительном расстоянии. Мощность барьерного рифа обычно во много раз больше мощности нормальных окаймляющих рифов. Из отмеченных выше экологических особенностей обитания рифообразующих кораллов следует, что большая мощность рифового известня-

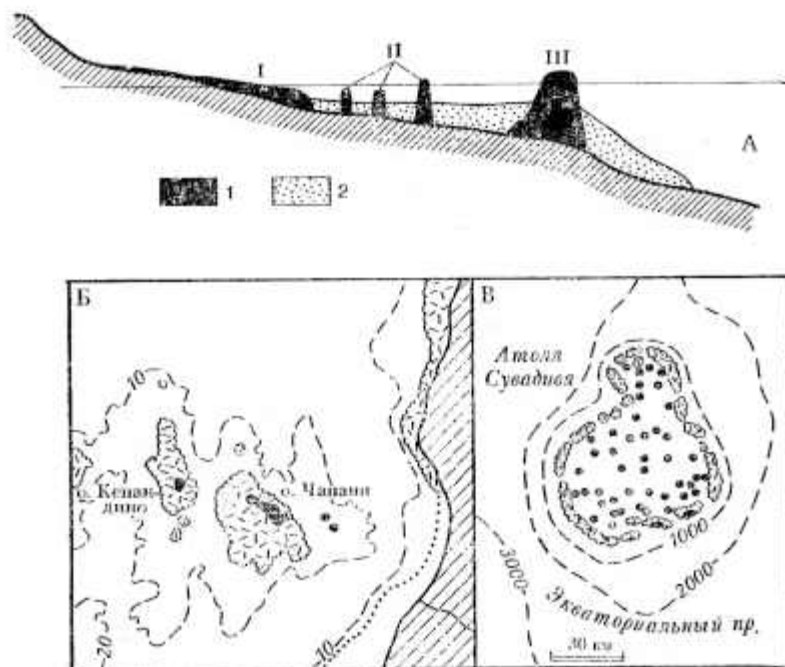


Рис. 112. Типы коралловых построек: А — соотношение окаймляющего (I), внутрелагунарных (II) и барьерного (III) рифов на профиле кораллового берега; Б — окаймляющие рифы; В — коралловый атолл Сувадива; 1 — коралловый известняк; 2 — рыхлые коралловые осадки

ка, слагающего барьерный риф, может быть достигнута лишь при условии тектонического погружения основания рифа. Именно так и объяснял этот факт Ч. Дарвин, один из первых создателей теории образования и развития коралловых рифов. Барьерные рифы, таким образом, возникают в результате погружения берегового рифа при условии постоянного роста его внешнего края в высоту. Крупнейшим в мире сооружением этого рода является Большой Барьерный риф, протягивающийся вдоль северо-восточной окраины Австралии более чем на 2 тыс. км. Если барьерный риф формируется вокруг небольшого погружающегося острова, то он по мере погружения основания и продолжающегося наращивания внешнего края преобразуется в *кольцеобразный риф*, или атолл.

Акватория, располагающаяся внутри атолла или отгороженная от открытого моря барьерным рифом, называется *лагуной* (коралловой лагуной). В лагуне поселяются особые виды рифообразующих кораллов, которые в ходе своей жизнедеятельности создают еще один род рифовых построек — *внутрилагунные рифы*. В большинстве случаев они имеют вид колонн или гигантских тумб, беспорядочно разбросанных в пределах лагуны и обычно именуемых *pinnacles*¹. Слившиеся друг с другом *pinnacles* образуют более крупные по площади образования — коралловые банки (*patches*). Иногда внутрилагунные рифы образуются на гребнях подводных гряд, построенных приливными течениями.

Как в открытом океане, так и в береговых зонах тропических морей в изобилии разбросаны *коралловые острова*. Обычно считают, что коралловые острова построены кораллами, что это бывшие коралловые рифы. Однако это далеко не так. Хотя в океанах иногда и встречаются острова — поднятые коралловые рифы (например, остров Науру в Тихом океане, остров Тромлен в Индийском океане), но такие образования чрезвычайно редки. Обычные же коралловые острова, в том числе и острова, располагающиеся на атоллах, представляют собой типичные островные бары, построенные в ходе деятельности морских волн из коралловых наносов — песка, гравия, гальки, иногда это нагромождение глыб рифового известняка. К объяснению их образования в целом приложима схема формирования баров, которая была рассмотрена ранее.

ДЕНУДАЦИОННЫЕ БЕРЕГА

Выше упоминалось, что берега, сложенные очень прочными кристаллическими или метаморфическими породами в ряде случаев за время существования современной береговой зоны, т. е. за последние 5—6 тыс. лет, не испытали никаких или почти никаких изменений под действием волновых процессов. Так, например, на берегах Белого моря и во многих фьордах Норвегии береговые склоны в зоне современного уреза воды сохранили до сих пор следы ледниковой обработки эпохи последнего оледенения.

Поскольку в большинстве случаев такие неизменные морем берега встречаются в горных странах, они обычно имеют вид высоких обрывов, которые, однако, никак нельзя назвать клифом, поскольку обрывы имеют иное происхождение: эрозионное, эрозионно-ледниковое или тектоническое. Но хотя эти обрывы и не подвержены непосредственному разрушению прибоем, они все же разрушаются под воздействием различных склоновых процессов. Поскольку развитие береговых склонов происходит преимущественно под действием субаэральной денудации, такие берега можно назвать *денудационными берегами*. Иногда особо сильные волнения все же оказываются способными воздействовать на подножья, ниж-

¹ Pinnacle — англ. шниц, островерхая башенка.

ние участки береговых обрывов или же на скопления обломочных масс, образовавшихся у подножий обрывов. Эпизодические разрушения нижних участков обрывов неизбежно провоцируют возникновение обвалов и осыпей на вышележащих участках крутых склонов. Такие берега можно назвать *абразионно-денудационными*. Иногда здесь даже образуются эфемерные пляжи из обломочного материала, поступающего к подножью береговых склонов благодаря склоновым процессам.

МОРСКИЕ ТЕРРАСЫ

Поскольку уровень Мирового океана в четвертичное время благодаря сменам ледниковых и межледниковых эпох многократно изменялся, а также потому, что многие побережья подвержены вертикальным тектоническим движениям, наряду с современными береговыми линиями существуют также различные древние береговые формы, маркирующие изменение уровня моря в недавнем геологическом прошлом. Комплексы таких береговых форм рельефа (древние клифы, реликтовые аккумулятивные формы) получили название *древних береговых линий*.

Древние береговые линии могут располагаться на суше и соответствовать положениям уровня моря относительно более высоким, чем современный. Полосу суши, в пределах которой распространены «поднятые» древние береговые линии, вместе с современным берегом принято называть *побережьем*.

Древние береговые линии, соответствующие стояниям уровня моря более низким, чем современный, и в настоящее время затопленные морем, являются реликтовыми элементами рельефа подводного берегового склона и шельфа.

Морфологически «поднятые» береговые линии чаще всего бывают выражены в виде *морских террас*. Последние представляют собой род ступеней, ограниченных

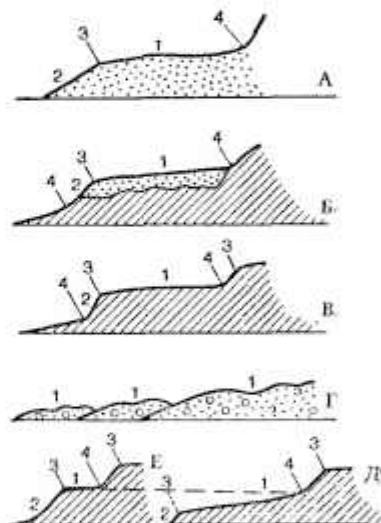


Рис. 113. Типы морских террас: А — аккумулятивная; Б — покольная; В — абразионная; Г — серия береговых аккумулятивных террас без четко выраженных бровок, но приуроченных к одной и той же древней береговой линии; Е и Д — при одной и той же высоте тылового шва террасы высота бровки неодинакова из-за различной степени размыва террасы.

Морфологические элементы террас: 1 — поверхность террасы; 2 — уступ; 3 — бровка; 4 — тыловой шов (береговая линия)

со стороны моря уступом, который, собственно, и соответствует положению береговой линии во время выработки следующей, более молодой и расположенной на более низком гипсометрическом уровне — террасе. Ступени обычно вытянуты вдоль берега. В каждой террасе можно выделить такие элементы, как поверхность террасы, уступ, бровка и тыловой шов (рис. 113).

Наиболее общим разделением террас можно считать разделение их на *береговые* и *донные*. Береговые террасы представляют собой древние береговые аккумулятивные формы, сохранившие



Рис. 114. Абразионные террасы О. Шиащкаты (Курильские о-ва).
Фото П. А. Каплина

следы древних береговых валов, а если это были замыкающие формы, то даже реликты лагуны. Высота такой террасы в большинстве случаев может быть определена лишь приблизительно. Для бесприливых морей можно считать, что нормальное превышение берегового вала над уровнем моря составляет от 1,5 до 3 м. Таким образом, для того чтобы определить высоту уровня моря, при котором образовалась данная терраса, следует из высоты поверхности террасы отнять 1,5—3 м. Донные террасы представляют собой сочетание береговой формы, выраженной в виде древнего клифа или пляжа, и поверхности террасы — осушившегося участка бывшего подводного берегового склона.

В зависимости от геологического сложения выделяются террасы аккумулятивные (полностью сложенные прибрежно-морскими отложениями), коренные (сложенные только коренными породами, рис. 114) и цокольные (имеющие коренной цоколь, перекрытый морскими отложениями).

Высота террасы определяется по высоте ее тылового шва. Довольно часто ее отождествляют с высотой бровки. Это неправильно, так как высота бровки — величина случайная и зависит прежде всего от наклона поверхности террасы и от степени ее сохранности (см. рис. 113, Д, Е).

Для выяснения истории развития побережья составляют так называемые *спектры террас*, которые одновременно являются схемами сопоставления террас, выявленных на различных участках побережья (при помощи полевых наблюдений, инструментальных высотных привязок, нивелирования, анализа аэроснимков и т. д.), и содержат информацию о характере и интенсивности вертикальных неотектонических движений.

Суждение о тектонических движениях выносится на основе выяснения причин возникновения террас. Если та или иная терраса сформировалась благодаря собственным изменениям уровня моря, ее высота на всем протяжении побережья должна быть одинаковой. Отклонения от этой величины в ту или иную сторону означают, что данная терраса деформирована позднейшими тектоническими движениями. Таким образом, спектр морских террас можно рассматривать как надежный инструмент для изучения неотектонических и современных вертикальных движений в области морского побережья.

В настоящей главе мы не останавливаемся на рассмотрении *дельтовых берегов*, характеристика которых была дана выше (см. с. 168—170).

ГЛАВА 20. НЕКОТОРЫЕ ЭКЗОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ, ПРОИСХОДЯЩИЕ НА ДНЕ ОКЕАНА, И СОЗДАВАЕМЫЕ ИМИ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА

В предыдущей главе были рассмотрены волновые, приливно-отливные и некоторые другие процессы, создающие формы рельефа береговой зоны. Из содержания упомянутой главы следует, что столь мощный фактор, как морское волнение, способно оказывать морфологическое воздействие лишь на узкую полосу прибрежной части морского дна. Довольно долго существовало убеждение, что основная часть дна морей и океанов не подвержена воздействию каких-либо значительных экзогенных процессов, за исключением осадкообразования, главная роль которого сводится к плащеобразному перекрытию или полному захоронению неровностей коренного рельефа.

Однако все расширяющееся применение подводного (в том числе и глубоководного) фотографирования, а также непрерывного сейсмо-акустического профилирования, детализация представлений о батиметрии дна морей и океанов убеждают в том, что на морском

дне активно действуют различные экзогенные агенты, создающие своеобразный и присущий только подводному миру комплекс форм рельефа. Уточнены также представления о геоморфологической роли осадкообразования.

Различные агенты, действующие на морском дне, можно разделить на гравитационные, гидрогенные и биогенные.

ГРАВИТАЦИОННЫЕ ПОДВОДНЫЕ ПРОЦЕССЫ

К гравитационным процессам относят такие, в возникновении и развитии которых основная роль принадлежит силе тяжести. Это в известной степени аналоги склоновых гравитационных процессов, происходящих на суше. Для проявления склоновых процессов на батимальных и абиссальных глубинах на морском дне условия особенно благоприятны, так как донные отложения вследствие высокого насыщения их водой обладают повышенной пластичностью. По мнению В. В. Лонгинова, именно гравитационные перемещения выполняют в океане основную работу по перемещению осадков.

Пока имеются лишь отрывочные сведения о *крипе* — процессе медленного сползания или оплывания толщ осадков на относительно пологих склонах. Одним из проявлений крипа являются песчаные потоки и на резких перепадах профиля склона даже «пескопады», описанные при проведении подводных наблюдений в каньонах. Более широко известны *подводные оползни*, которые были впервые обнаружены А. Д. Архангельским и Н. М. Страховым еще в 30-х годах при изучении осадков в Черном море. Уже при уклонах порядка 3—5° может возникнуть сползание осадков. Для того чтобы спровоцировать подводное оползание, достаточно небольшого сейсмического толчка или даже серии ритмических колебаний давления столба воды в верхней части материкового склона или на бровке шельфа, возникающих при прохождении гребней и ложбин волн при крупных штормах. На более крутых склонах оползни могут возникать самопроизвольно при условии, что масса накапливающейся на наклонной поверхности толщи осадков превысит предел их прочности.

Подводные оползни могут быть «структурными»: сползают целые блоки пород без существенных нарушений структуры внутри блока. Крупнейшим примером структурного подводного оползня является выступ Блейк-Спур на восточной окраине подводного плато Блейк (атлантическая окраина материка Северной Америки), заметный даже на мелкомасштабных обзорных картах (см. рис. 23). По-видимому, более обычны пластичные подводные оползни: перемещение блока пород, постепенно переходящее в пластическое течение грунта с внутренним взаимодействием частиц, подобное лавинам или грязекаменным потокам на суше. В результате массового развития подводных оползней на материковом склоне в его нижних частях и на материковом подножье формируется холмисто-

западный рельеф, как это, например, наблюдается в Мексиканском заливе, в море Бофорта и в других районах. Надо заметить, что довольно часто встречаются ископаемые подводные оползни, вскрываемые в геологических разрезах. Наиболее известным примером этого рода является развитие мощных оползневых блоков фораминиферовых слоев палеогена в толще майкопских отложений, характерное для поднятия Кукурттау в Восточном Дагестане.

Другой тип гравитационных процессов — *мутевые потоки* — гравитационное течение водной суспензии твердых частиц. Вследствие того, что суспензия содержит взвешенные минеральные частицы, она имеет большую плотность, чем просто морская вода. В результате суспензия погружается на наклонное дно и скатывается по нему, развивая большую скорость течения, обеспечивающую не только перенос взвешенного минерального материала, но и в ряде случаев и эрозию дна.

Мутевые потоки получают питание прежде всего на приустьевых участках шельфа во время речных паводков, когда резко возрастает взвешенный сток рек, в результате перехвата потоков наносов в береговой зоне моря и разжижения движущейся вниз по склону оползневой массы. Подводные оползни, следовательно, способны переходить в мутевые потоки. Именно так образовался мощный мутевой поток в результате небольшого землетрясения на южном склоне Большой Ньюфаундлендской банки (рис. 115). Возник оползень, который вскоре еще

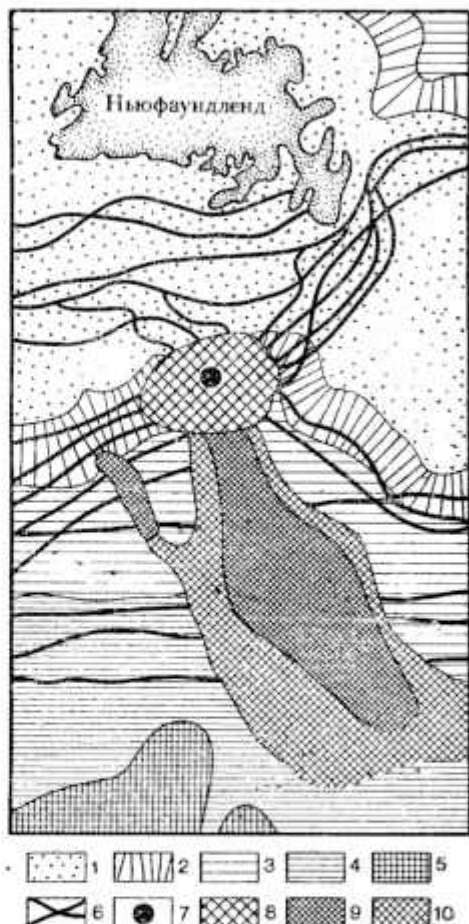


Рис. 115. Геоморфологическая схема района действия мутевого потока на склоне Большой Ньюфаундлендской банки:

1 — шельф; 2 — материковый склон; 3 — материковое подножие; 4 — абиссальная равнина; 5 — подводное Бермудское плато; 6 — телеграфные кабели; 7 — эпицентр землетрясения 1929 г.; 8 — район зарождения мутевых потоков и подводных оползней; 9 — зона разрушительного действия мутевого потока (разрыва кабелей); 10 — зона аккумулятивного действия мутевого потока (погребение кабелей)

в верхней части материкового склона превратился в широкий и мощный мутьевой поток. Этим потоком было разорвано и деформировано более 10 подводных телеграфных кабелей, проложенных на его пути. Отдельные куски кабеля были перемещены на десятки километров вниз по пути следования потока. По усилиям, необходимым для разрыва кабелей и перемещения их обрывков на большие расстояния, были рассчитаны скорости потока, которые, как оказалось, достигали 120 км/ч.

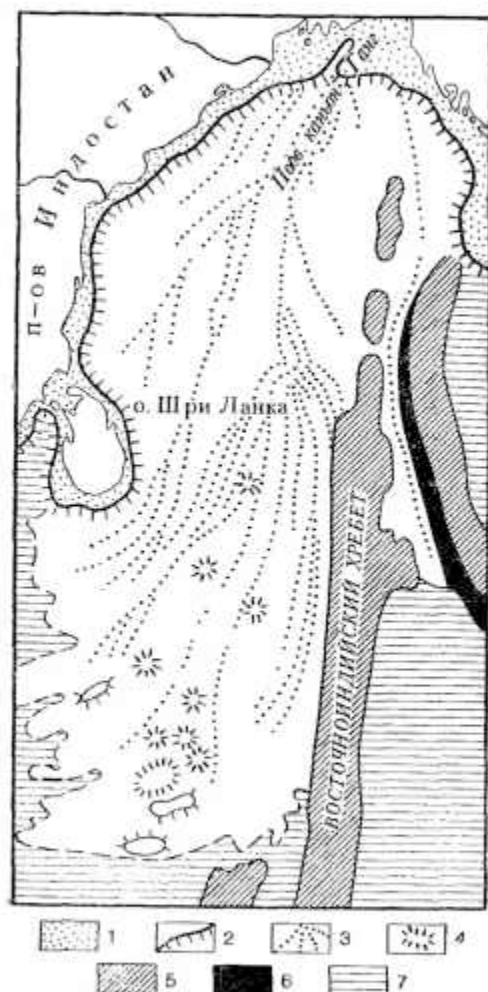


Рис. 116. Конус выноса Ганга (Бенгальский конус):

1 — шельф; 2 — материковый склон; 3 — конус выноса и абиссальные долины; 4 — подводные горы; 5 — подводные горные хребты; 6 — глубоководный желоб; 7 — абиссальная равнина ложа океана и Андаманского моря

Ширина потока достигала 330 км при общей протяженности около 920 км. Однако в большинстве случаев мутьевые потоки локализуются в подводных каньонах, поэтому ширина их гораздо меньше, но длина может достигать 1850 и более километров. Используя подводные каньоны как трассы, мутьевые потоки активно перестраивают их борта и тальвеги. Достигнув значительных скоростей еще до скатывания в подводный каньон, мутьевой поток эродит поверхность шельфа и благодаря регрессивной эрозии способствует продвижению вершины каньона в сторону берега. Нередко в вершине каньона образуется несколько эрозионных презов, напоминающих водосборные воронки верховий горных рек.

В самом каньоне мутьевые потоки также эродит дно и борта каньона, но ближе к его середине начинает превалировать аккумулятивная деятельность. Формируются террасы и прирусловые валы. В устье каньона происходит массовое выпадение материала из су-

спензии и образование обширного конуса выноса. Осадки, переносимые мутьевыми потоками и слагающие такие конусы выноса, получили название *турбидитов*.

Формируемые мутьевыми потоками конусы выноса в отдельных случаях представляют собой грандиозные по размерам и мощности осадков образования. Величина их находится в прямой зависимости от величины твердого стока реки, которая питает своими выносами мутьевые потоки. Самым крупным подводным образованием такого рода является конус выноса каньона Ганга (рис. 116), который занимает весь Бенгальский залив и, не уместаясь в нем, выдвигается своим внешним краем далеко в пределы Центральной котловины ложа Индийского океана. Следует заметить, что твердый сток Ганга — Брахмапутры равен почти 2180 млн. т, что составляет 12% твердого стока всех рек мира.

Если материковый склон густо изборозжен подводными каньонами, конусы выноса смежных каньонов сливаются друг с другом и в целом образуют волнистую наклонную равнину материкового подножья. Таким образом, мутьевые потоки представляют собой важнейший механизм формирования рельефа материкового подножья. Мощность неконсолидированных осадков, слагающих конусы, может достигать 5 км.

Мутьевые потоки, после того как большая часть переносимых ими минеральных частиц отложится в каньонах и в конусах выноса, еще сохраняют характер суспензии, хотя и гораздо менее насыщенной, чем ранее. Такие мутьевые потоки малой плотности эродируют поверхность конуса и устремляются дальше, в пределы ложа океана, где они служат одним из основных источников образования плоских абиссальных равнин, примыкающих к материковому подножью, образованному конусами выноса подводных каньонов. Наиболее значительные, далеко проникающие в преде-

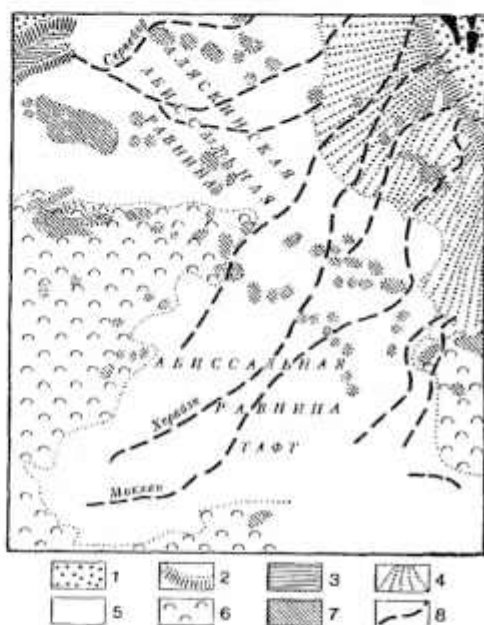


Рис. 117. Абиссальные долины в северо-восточной части Тихого океана (по Леонтьеву, 1976):

1 — шельф; 2 — материковый склон; 3 — дно глубоководного желоба; 4 — материковое подножие; 5 — плоские абиссальные равнины ложа океана; 6 — абиссальные холмы; 7 — подводные горы; 8 — абиссальные долины

лы абиссальных равнин мутьевые потоки эродируют их поверхность, образуют крупнейшие долинообразные врезанные формы рельефа, которые целесообразно именовать *абиссальными долинами* (рис. 117). Такие же абиссальные долины, глубина вреза которых от 50 до нескольких сот метров, образуются и на крупных конусах выноса (рис. 116). Примером может служить Срединно-Атлантический каньон в северо-западной части Атлантики. Абиссальные долины бывают нередко обвалованы прирусловыми валами высотой до нескольких десятков метров. Густая сеть абиссальных долин (см. рис. 117) развита в северо-восточной части Тихого океана.

О ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ ДОННЫХ И ПОСТОЯННЫХ ПОВЕРХНОСТНЫХ ТЕЧЕНИЙ

Исследования по глубоководной гидрологии и, в частности, по выяснению условий формирования и динамики донных водных масс в океанах показали, что на абиссальных глубинах на дне океана движутся мощные потоки плотных холодных вод, из которых, собственно, и формируются донные водные массы. Главным местом зарождения этих вод является шельф Антарктиды. Выхолащенные воды антарктического шельфа из-за повышенной плотности опускаются на дно и медленно растекаются по ложу океана, причем срединно-океанические хребты не являются для них препятствием, так как эти течения проникают по другую сторону хребтов по поперечным депрессиям, обусловленным разломами.

В северо-западной части Атлантического океана основная роль в формировании донных водных масс принадлежит арктическим водам. Стекая по дну к югу, они образуют так называемое Западное Пограничное донное течение, скорость которого на глубинах 3500—4500 м, по данным американских исследователей, местами достигает 35 см/с.

Западное Пограничное течение, как можно судить по данным подводного фотографирования, сейсмо-акустических профилей и глубоководного бурения является причиной образования гигантских донных аккумулятивных форм, соизмеримых по своим масштабам с крупными поднятиями дна эндогенного генезиса. К числу таких форм относятся, например, «хребты» Ньюфаундлендский и Багама-Блейк, которые, по данным сейсмопрофилирования и бурения, отнюдь не являются хребтами, а представляют собой аккумулятивные образования, время формирования которых охватывает весь кайнозой и, возможно, также часть верхнего мела. Закономерности формирования этих аккумулятивных образований, по-видимому, сходны с теми, которые присущи образованию береговых аккумулятивных форм, возникающих при продольном перемещении наносов, однако масштабы этих явлений несоизмеримы.

В восточной экваториальной части Тихого океана была обнаружена другая гигантская аккумулятивная форма, которая образо-

вана деятельностью поверхностного Экваториального течения. Зона этого течения выделяется очень высокой биологической продуктивностью.

Разнос течением остатков отмирающего планктона привел в конечном счете к образованию огромной по протяженности (более 2 тыс. км), ширине (до 400 км) и высоте (до 1,5 км) аккумулятивной формы (рис. 118).

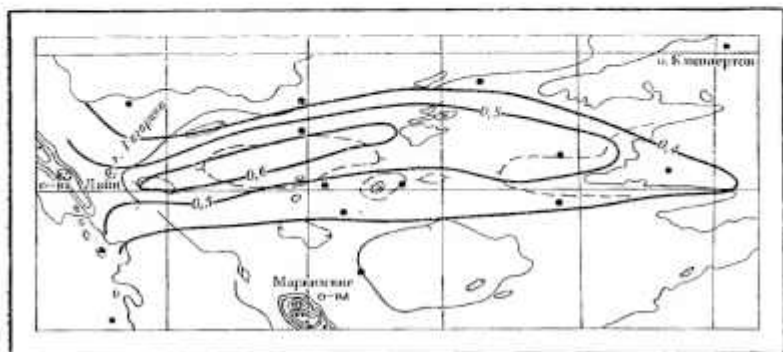


Рис. 118. Восточнотихоокеанский вал — гигантская аккумулятивная форма, построенная экваториальными течением. Жирные линии — изопахиты через 0,1 км

В обоих приведенных примерах одним из важнейших условий формирования аккумулятивных форм были длительность сохранения обстановки осадкообразования и самого процесса образования этих форм.

Изучение форм рельефа, создаваемых течениями в абиссальных глубинах океана, только начинается. Генетические формы и типы рельефа, создаваемые течениями, в том числе и глубоководными донными течениями, даже не имеют специального названия, а между тем, судя по огромной площади распространения их действия (практически весь океан), это едва ли не самые распространенные геоморфологические образования на Земле. Мы предлагаем называть их *торрентогенными формами и типами рельефа* (от torrent — поток, течение).

О БИОГЕННЫХ ФАКТОРАХ РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ

Наиболее эффектный биогенный фактор рельефообразования в Мировом океане — деятельность рифостроителей — кратко рассматривалась в предыдущей главе. Следует отметить, что биогенные факторы геологической жизни океана весьма разнообразны.

В ходе жизнедеятельности и в результате отмирания различных морских организмов происходит: а) накопление рыхлого осадочного материала — скелетов и покровных частей различных организмов, обычно кремнистого или известкового состава; б) формирование массивных пород типа рифовых известняков и образуемых ими форм рельефа — коралловых рифов; в) разрушение и разрыхление горных пород вследствие деятельности различных «камнеточцев» — некоторых двустворчатых (*Folas*, *Barnea*, *Lytophagus* и др.); г) переработка донных грунтов илоедами (червем *Sipunculus* и др.) путем пропускания их через пищеварительный тракт, в результате чего донные отложения утрачивают слонистость и приобретают мелкокомковатую, так называемую копролитовую структуру. Многие организмы улавливают взвесь и способствуют их осаждению. Так, например, мидии пропускают через свой организм в среднем 1,5 л воды в час, начисто отфильтровывая все взвеси, содержащиеся в воде, и осаждая их.

Многие жители моря обладают избирательной способностью концентрировать в своих покровах и мягких тканях различные элементы и неорганические соединения, обычно содержащиеся в морской воде. Так, моллюск *Archidoris* может накапливать в своих тканях медь в количестве, превышающем ее нормальную концентрацию в морской воде (0,01 мг/л) в 4300 раз, а асцидии — концентрировать ванадий в количестве до 1% от их массы. Моллюск *Lingula* поглощает фтор, и этот элемент может составлять до 1,5% от массы его раковины. Особенно большое значение имеет способность многих организмов усваивать известь или кремнезем из морской воды. Эти элементы практически безвозвратно выбывают из кругооборота. Извлечение извести из морской воды и ее осаждение в донных осадках — один из важнейших геохимических процессов, протекающих в поверхностных оболочках Земли, начиная с архея, с постепенно нарастающей интенсивностью (Страхов, 1963).

Процесс биогенного осаждения кремнезема имеет меньшие масштабы, но, как показывают результаты глубоководного бурения, накопление кремнезема в донных осадках также весьма характерно по крайней мере для всего мезо-кайнозойского этапа истории океана. Скелетные и покровные остатки организмов, усваивающих известь и кремнезем, после их смерти выпадают на дно и накапливаются здесь, образуя различные типы донных морских отложений.

Наиболее важное значение среди известковых организмов для этого процесса имеют одноклеточные простейшие — фораминиферы, а также одноклеточные зеленые водоросли кокколитофориды. Из кремнистых организмов наибольшая роль принадлежит одноклеточным диатомовым водорослям, за ними следуют радиолярии и кремнежгутиковые. Общее поступление биогенного осадочного материала на дно океана оценивается величиной 1,82 млрд. т в год.

АККУМУЛЯЦИЯ ОСАДОЧНОГО МАТЕРИАЛА КАК ВАЖНЕЙШИЙ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ ПРОЦЕСС НА ДНЕ МИРОВОГО ОКЕАНА

Океан — это прежде всего область аккумуляции огромных масс поступающего в него осадочного материала, хотя, как отмечалось выше, на его дне наблюдаются и денудационные процессы. По подсчетам А. П. Лисицына, реки выносят ежегодно в море в среднем 18,35 млрд. т твердых (взвешенных и влекомых) частиц и около 3,2 млрд. т растворенного материала. Ледники вместе с айсбергами поставляют в океан около 1,5 млрд. т, эоловые процессы — около 1,6, абразия — около 0,5 млрд. т осадочного материала. Весь материал, образующийся в результате разрушения горных пород главным образом суши, называется *терригенным*. Количество ежегодно поступающего биогенного материала оценивается, как уже упоминалось, в 1,82 млрд. т. Кроме того, значителен объем поступающих в океан пирокластических продуктов вулканических извержений, вероятно, достигающий 3 млрд. т. Некоторая часть осадочного материала формируется в океане за счет химических превращений поступающих сюда терригенных и вулканогенных частиц.

Таким образом, в океан ежегодно поступает более 30 млрд. т осадочного материала. Осаждение его на дно происходит постепенно, подавляющая часть осадочного материала долго еще пребывает во взвешенном состоянии. По определениям А. П. Лисицына, общее количество взвешенного материала в океане составляет 1370,32 млрд. т, следовательно, среднее пребывание осадочных частиц во взвеси составляет около 45 лет.

В зависимости от генезиса преобладающего осадочного материала донные отложения делятся на терригенные, биогенные, хемогенные и полигенные. Последняя группа включает один тип глубоководных отложений — так называемую глубоководную красную глину, которая формируется в результате примерно равнозначного участия нескольких источников поступления материала. Скорость накопления донных отложений различна, наибольшая характерна для терригенных отложений (до нескольких миллиметров в год) и наименьшая — для красной глины (порядка 0,3—0,8 мм за тысячу лет). Соответственно и эффект аккумуляции, ее влияния на облик рельефа дна различен. Кроме того, эффект осадкообразования зависит от того, где образуются осадки: на шельфе, материковом склоне, материковом подножье, в глубоководных желобах, котловинах окраинных морей и океанических котловинах или на океанических возвышенностях (рис. 119).

Высокая подвижность придонных вод в пределах шельфа препятствует накоплению здесь мощной толщи осадков, хотя именно шельф является той зоной, куда поступает в первую очередь осадочный материал с суши. Вследствие высокой подвижности придонных вод основная или значительная масса осадочного материала «проскакивает» зону шельфа. Аккумуляция на шельфе ограничена,

главным образом, впадинами и котловинами рельефа дна. Но та же высокая подвижность придонных вод обеспечивает подводную эрозию выступов рельефа шельфа. Благодаря этому на шельфе происходит комплексное выравнивание донного рельефа: как путем аккумуляции во впадинах, так и путем срезания выступов рельефа действием подводной эрозии или денудации.

На материковом склоне имеется ряд условий, препятствующих осуществлению интенсивной аккумуляции, и в первую очередь значительные уклоны поверхности и вертикальная циркуляция водных

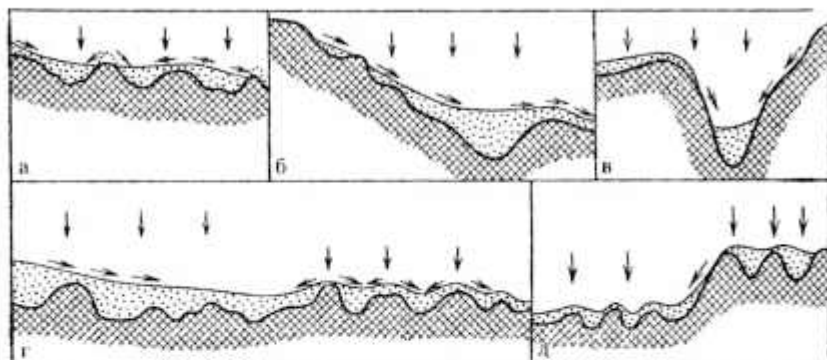


Рис. 119. Проявление выравнивающей деятельности осадкообразования в различных условиях:

а — на шельфе; б — на материковом склоне и подножье; в — в глубоководном желобе; г — в пределах ложа океана (образование плоских абиссальных равнин в левой и сохранение холмистого рельефа в правой части рисунка); д — рисунок, иллюстрирующий более быстрое аккумулятивное выравнивание на поверхности плато, чем на дне соседней котловины

масс, благоприятствующие выносу матернала, а также взвешиванию значительного количества осадочных частиц. Подводные оползни и в особенности суспензионные потоки также в большой мере способствуют выносу осадочного матернала, а не накоплению его в зоне материкового склона. Более или менее благоприятными участками для накопления осадков на материковом склоне являются только окраинные плато и отдельные достаточно широкие ступени или площадки при ступенчатом строении склона.

Интенсивная аккумуляция на материковом склоне возможна лишь при очень обильном поступлении терригенных осадков и малой ширине шельфа. Иногда шельф полностью перекрывается дельтой крупной реки. В этом случае передний край дельты находится в непосредственной близости к материковому склону. Тогда массовое сваливание выносимого рекой матернала может привести к частичному или полному погребению коренного рельефа материкового склона под мощной толщей осадков. Такую картину можно наблюдать, например, в районе дельты реки Миссисипи. Известен и ряд других примеров аккумулятивного строения материкового склона.

В отличие от шельфа и материкового склона материковое подножье исключительно благоприятно для накопления мощной толщи осадков. Интенсивность вертикальной циркуляции вод в этой зоне гораздо ниже, чем на материковом склоне. Осадки, поступающие с последнего, выносы суспензионных потоков, оползающие со склона массы пластичных осадков, встречаются здесь либо зону очень пологих уклонов поверхности, либо даже зону с обратными уклонами, если структурная впадина материкового подножья еще не заполнена. В любом случае, следовательно, материковое подножье представляет собой идеальную ловушку для осадочного материала. Здесь в максимальной степени идет его накопление, и как морфологический результат аккумулятивного выравнивания образуется наклонная пологоволнистая аккумулятивная равнина.

Сходные условия для накопления осадков, поступающих с суши и шельфа, характерны для котловин окраинных морей в геосинклинальных областях. Здесь также аккумулируются мощные толщи осадков, обеспечивающие погребение коренного рельефа и формирование плоской или субгоризонтальной абиссальной равнины.

Ловушками для осадочного материала являются также глубоководные желоба, если они прилегают к достаточно зрелым островным дугам типа Курильской или Японской. В первом случае главным источником поступления материала являются вулканические выбросы. Во втором — к ним примешивается в более или менее значительном количестве твердый сток рек. В результате на дне глубоководного желоба происходит аккумулятивное выравнивание рельефа. Поскольку борта глубоководного желоба находятся в неодинаковых условиях поступления материала, образующаяся на дне желоба абиссальная плоская равнина слегка асимметрична, с небольшим уклоном в сторону океана.

В пределах ложа океана в общем случае наиболее благоприятными для аккумулятивного выравнивания являются те океанические котловины или части котловин, которые ближе расположены к подводным окраинам материков и, следовательно, находятся в более благоприятных условиях для поступления осадочного материала с подводных окраин материков. Медленное, но весьма длительное накопление осадков приводит к формированию плоских абиссальных равнин, которые можно рассматривать как равнины предельного аккумулятивного выравнивания. Все неровности коренного рельефа оказываются начисто погребенными под мощной толщей осадков (рис. 120).

На дне удаленных от подводной окраины материков котловин осадков отлагается гораздо меньше. Здесь образуется маломощный плащ отложений, который лишь облекает неровности коренного рельефа, но не нивелирует его. Это области распространения холмистого абиссального рельефа.

Нередко в пределах ложа океана можно наблюдать такие результаты процесса аккумулятивного выравнивания: на подводном плато, если глубина над ним не превышает 4—4,5 км, рельеф может быть существенно выровнен за счет аккумуляции донных от-

можений, тогда как в котловинах, прилегающих к плато, с глубинами 5—6 тыс. м отмечается холмистый абиссальный рельеф. Причины такого несоответствия заключаются в неодинаковой скорости накопления осадков разных генетических типов. На плато, при упомянутой глубине над ним, может идти накопление органогенного



Рис. 120. Профили плоской абиссальной (А) и холмистой абиссальной (Б) равнины по данным сейсмоакустического профилирования

карбонатного ила, тогда как в котловинах с глубинами порядка 5 км и более возможно лишь накопление глубоководной красной глины. Скорость накопления карбонатных илов в несколько раз выше, чем красной глины, отсюда и такие различия в эффекте аккумулятивного выравнивания.

Из сказанного следует, что донная аккумуляция, ведущая к изменению рельефа дна за счет погребения коренных неровностей, является важнейшим интегрирующим геолого-геоморфологическим процессом на дне морей и океанов, обеспечивающим в конечном счете выравнивание рельефа дна Мирового океана.

ЧАСТЬ IV. МЕТОДЫ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ И ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ КАРТОГРАФИРОВАНИЕ

ГЛАВА 21. СТРУКТУРА И МЕТОДЫ ПОЛЕВЫХ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

СТРУКТУРА ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Геоморфология, как одна из наук о Земле, основывается прежде всего на данных полевых исследований. Наряду с полевыми важное значение для познания рельефа и истории его развития имеют также камеральные работы, включающие в себя весьма широкий и разнообразный круг вопросов и методов. Кроме того, можно говорить и об экспериментальных геоморфологических исследованиях, которые ставят своей задачей изучение природных геоморфологических процессов на полевых стационарах или моделирование их в лаборатории.

Полевые геоморфологические исследования обычно завершаются составлением геоморфологической карты, которая наряду с текстом научного отчета является важнейшим итогом выполненных работ.

В зависимости от назначения можно различать общие и частные геоморфологические исследования. *Общие исследования* охватывают все геоморфологические объекты и имеют целью комплексную характеристику (морфогрaфии, морфометрии, генезиса, возраста, истории развития и динамики рельефа). Завершаются такие исследования составлением общей геоморфологической карты. Обычно этот вид исследований имеет характер *общей геоморфологической съемки*, которая в нашей стране выполняется силами ведомств Министерства геологии СССР как часть государственной геологической съемки. Различают мелкомасштабную ($< 1:1\,000\,000$), среднemasштабную ($1:200\,000 - 1:1\,000\,000$) и крупномасштабную (крупнее $1:200\,000$) съемки.

Частные исследования проводятся с целью изучения отдельных геоморфологических объектов (например, карстового или овражно-эрозийного рельефа и т. п.) или отдельных геоморфологических показателей (например, глубины расчленения, густоты расчленения и т. д.). Результатом частных исследований являются *частные геоморфологические карты*. Частные исследования, как отмечает

А. И. Спиридонов, обычно организуются для решения четко ограниченного круга теоретических или прикладных задач.

В целом геоморфологические исследовательские работы разделяются на подготовительный, полевой и камеральный этапы. В течение *подготовительного этапа* производится изучение района по данным предшествующих исследований: изучаются литературные источники, научно-технические отчеты, специальные картографические материалы (геологические, геоморфологические и другие специальные карты), тщательно прорабатываются топографические карты, материалы аэрофотосъемки и космических снимков. Наиболее целесообразно итоги изучения района оформить в виде предварительной геоморфологической карты. На основе полученных данных составляется программа полевых исследований, включающая схемы намечаемых маршрутов, производства горных работ (шурфовка, бурение) и других специальных работ, например геодезических.

Полевой этап является главной составной частью экспедиционных геоморфологических исследований. В течение этого этапа производится сбор основной части фактического материала, проводится начальная его обработка, вырабатываются первые заключения о геоморфологическом строении изучаемой территории, составляется полевая геоморфологическая карта изучаемого района.

В зависимости от назначения исследований и масштаба составляемой карты при полевых работах применяются либо ключевой метод в сочетании с маршрутными исследованиями, либо метод площадной съемки.

При ключевом методе проводится детальное обследование отдельных, наиболее типичных для той или иной территории ключевых участков (небольших по площади), а затем результаты обследования экстраполируются на остальную, подлежащую изучению территорию. При этом широко используются крупномасштабные топографические карты, аэрофотоснимки и космические снимки. Ключевые участки служат как бы дешифровочными эталонами. В целях контроля над правильностью экстраполяции на площадях между ключевыми участками прокладывается разреженная сетка рабочих съемочных маршрутов.

Площадные исследования ведутся при крупномасштабном картировании. В этом случае маршруты прокладываются более или менее равномерно, сеть маршрутов и точек наблюдений делается достаточно густой, и необходимость в ключевых участках отпадает. Естественно, что при площадных исследованиях затрачивается гораздо больше усилий и времени, чем при маршрутных работах.

Следует заметить, что во всех случаях полевые работы начинаются обзорными рекогносцировочными маршрутами, которые прокладываются по данным предварительного изучения материалов с таким расчетом, чтобы они проходили через все главные геоморфологические комплексы, пересекали все наиболее характерные элементы и формы рельефа, а также опорные обнажения и горные выработки. Задача рекогносцировочных маршрутов, которые часто

выходят за границы картируемой территории, — получить непосредственное (визуальное) представление о всей территории, подлежащей изучению. Они позволяют уточнить и детализировать ранее намеченную программу полевых работ.

После рекогносцировочных маршрутов отрабатывается остальная сетка маршрутов. При необходимости в конце полевого периода проводится несколько заключительных маршрутов, цель которых — увязка данных по отдельным участкам обследованной территории, вторичное посещение отдельных участков и объектов, которым по тем или иным причинам во время съемки не было уделено достаточно внимания, общая проверка полевой геоморфологической карты.

Камеральный этап — это этап обработки всего собранного фактического материала, его всесторонней увязки и осмысливания. Во время этого этапа исследований проводятся также различные аналитические работы (пыльцевой, минералогический, петрографический, микро- и макрофаунистический, диатомовый, радиометрические и другие виды анализов образцов, отобранных в поле), окончательное дешифрирование фотоматериалов, составляются окончательная геоморфологическая карта и текст научного отчета.

МЕТОДЫ ПОЛЕВЫХ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ

Полевые наблюдения, выполняемые при геоморфологических исследованиях, разделяются на визуальные и инструментальные. Главные из них — визуальные, основанные на изучении строения, происхождения и динамики рельефа, а также горных пород, слагающих те или иные формы рельефа или являющихся коррелятивными им. При визуальных наблюдениях широко используется также комплекс простейших полевых приборов и инструментов: anerонд-высотомер, горный компас, эклиметр, геологический молоток, рулетка. Собственно визуальные наблюдения нередко сочетаются с аэровизуальными, проводимыми с самолетов малой авиации или вертолетов. При аэровизуальных наблюдениях ведется осмотр изучаемой территории по заранее намеченным маршрутам, результаты фиксируются на топографических картах и в специальных дневниках. Особенно удобны для аэровизуальных работ вертолеты, которые могут зависать над отдельными объектами или приземляться у интересного геолого-геоморфологического объекта.

При наземных визуальных наблюдениях главная работа проводится в *точках наблюдения*. Последние выбираются так, чтобы они характеризовали какую-либо форму рельефа, комплекс генетически единых форм или отдельные их элементы, если формы рельефа достаточно крупные.

В точке наблюдения проводится детальная морфографическая и морфометрическая характеристика изучаемых форм: описывается их внешний облик, пространственное размещение, ориентировка, сочленение отдельных форм рельефа друг с другом. Особое вни-

манье уделяется морфометрическим показателям — измерению относительных превышений, углов наклона, линейных размеров форм рельефа (ширина, длина) или их элементов. Необходимость подобного рода работ обусловлена тем, что формы нано- и микро-рельефа обычно не находят отражения даже на крупномасштабных топографических картах, а формы мезорельефа не всегда с достаточной точностью изображаются на них или также не находят отображения. Так, на карте могут не найтти отражения такие важные элементы речной долины, как террасы, если они сохранились узкими полосками, а относительные превышения их друг над другом меньше сечения горизонталей, принятого для данного масштаба топокарты.

Однако, как указывалось в главе 3, характеристика рельефа по его морфографическим и морфометрическим показателям недостаточна. Одной из главных задач полевых геоморфологических исследований является выяснение генезиса изучаемых форм или комплексов форм рельефа. С этой целью тщательно изучаются естественные обнажения, вскрывающие строение изучаемых форм. Если таковые отсутствуют, закладываются шурфы или производится бурение. Во всех случаях осуществляется точная плановая и высотная привязка разрезов и их положения по отношению к изучаемой форме рельефа. В естественных обнажениях или искусственных выработках описывается состав вскрываемых пород, их цвет, характер слоистости, включений и новообразований, если таковые имеются. При характеристике крупнообломочного материала определяются его размеры, форма, состав и степень окатанности. Тщательно измеряются мощности отдельных литологических разностей и изменение их (мощностей) по простиранию обнажения. Большое внимание уделяется взаимоотношению литологических разностей и характеру контактов (границ) между ними. Словом, описываются все особенности толщ, участвующих в строении изучаемых форм, которые могут пролить свет на их генезис.

Полевые наблюдения не всегда оказываются достаточными для суждения о генезисе и особенно о возрасте описываемых форм рельефа. Поэтому при изучении обнажений и искусственных выработок производится отбор образцов на различные виды анализов, результаты которых используются при составлении окончательных вариантов геоморфологических карт и написании научных отчетов.

Большое внимание на точках наблюдения уделяется изучению современных геоморфологических процессов, что обусловлено, в первую очередь, значимостью такого изучения для практических целей.

Густота точек наблюдения определяется масштабом геоморфологической съемки, сложностью рельефа изучаемой территории, возможностями экстраполяции полученных данных на соседние участки и зависит в значительной мере от обеспеченности качественной топоосновой и аэрофотоматериалами, а также от степени открытости территории. Между точками наблюдений ведутся наблюдения по ходу маршрута.

Все данные полевого изучения геолого-геоморфологических объектов заносятся в специальные полевые дневники, в которых указываются также дата проведения наблюдения, порядковый номер точки наблюдения и ее адрес (географическое местоположение).

Описание рельефа и обнажений обычно сопровождается зарисовкой характерных форм рельефа (или комплексов форм) и обнажений, их фотографированием, составлением схематических геолого-геоморфологических профилей. В последнем случае довольно часто прибегают к инструментальным способам полевых исследований, в частности, к использованию нивелиров или теодолитов-тахеометров. Применение топографо-геодезических инструментов чаще всего бывает необходимо для составления детальных геолого-геоморфологических профилей, для получения точных данных о высоте речных или морских террас, о глубине эрозионных врезов, о величине углов наклона склонов и т. п.

В ряде случаев при полевых геоморфологических исследованиях используются гидрометеорологические инструментальные наблюдения, необходимые для суждения о характере и интенсивности современных геолого-геоморфологических процессов (плоскостном смыве, волновом режиме и т. д.). Материал гидрометеостанций не всегда бывает достаточным для решения этих вопросов.

В целом методика полевых геоморфологических исследований очень многообразна, так как используется целый ряд приемов и методик смежных научных дисциплин. Она определяется также задачами, поставленными перед геоморфологическими исследованиями, и характером исследуемых объектов. Рассмотрение ее в достаточном полном объеме представляет собой предмет специальной геоморфологической дисциплины — «Методики полевых геоморфологических исследований», а здесь приходится ограничиться самой общей характеристикой.

ГЛАВА 22. ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ КАРТЫ

Наиболее выразительным средством обобщения материалов полевых геоморфологических исследований является геоморфологическая карта. Она дает возможность установить пространственные закономерности развития рельефа, а при соответствующей проработке системы условных обозначений — и закономерностей его развития во времени, установить связи между рельефом и геологическим строением, рельефом и другими компонентами географического ландшафта. Словом, геоморфологическая карта — необходимый и важнейший результат геоморфологических исследований, квинтэссенция теоретического обобщения геоморфологических данных, основа для их практического использования.

Геоморфологические карты весьма разнообразны. Это разнообразие определяется их масштабом, содержанием и назначением.

По масштабу различают карты: крупномасштабные — крупнее 1 : 200 000, среднемасштабные — от 1 : 200 000 до 1 : 1 000 000, мелко-масштабные и обзорные — меньше 1 : 1 000 000. Обзорные и мелко-масштабные карты обычно составляются камеральным путем, карты среднего и крупного масштаба — на основе полсовый геоморфологической съемки.

По содержанию геоморфологические карты разделяются на частные и общие. Частные геоморфологические карты составляются на основе частных показателей, относящихся только к морфогрфии, морфометрии, происхождению, возрасту рельефа и т. д. Примером таких карт могут служить карты густоты горизонтального расчленения, карты общего показателя расчленения рельефа, карты крутизны земной поверхности и др. (см. гл. 3, рис. 2).

Общие геоморфологические карты дают характеристику рельефа по совокупности частных показателей, из которых важнейшими являются: морфогрфия и морфометрия, генезис и возраст рельефа.

Содержание карт определяет их назначение. Частные геоморфологические карты предназначаются для решения частных задач: практических, научно-исследовательских и т. д. Так, например, карты густоты и глубины расчленения находят широкое применение при дорожных изысканиях; обе эти карты в совокупности с картой крутизны земной поверхности — для нужд сельскохозяйственной организации территории и т. п.

Общие геоморфологические карты удовлетворяют потребностям, предъявляемым к ним со стороны различных отраслей науки и народного хозяйства. На их основе могут проводиться любые геоморфологические работы, а также могут быть составлены карты более узкого назначения путем нанесения дополнительных показателей, выделения или исключения некоторых элементов их нагрузки.

Учитывая универсальность и значимость общих геоморфологических карт, мы несколько подробнее остановимся на содержании и построении легенд таких карт. С самого начала, однако, следует отметить, что до сих пор не существует единой общепринятой легенды геоморфологической карты (как это имеет место, например, для геологических карт) не только в международном масштабе, но и в масштабах одной страны. Даже в Советском Союзе, где геоморфологическое картографирование достигло особенно большого развития, единая легенда для геоморфологических карт съемочных масштабов отсутствует.

Все же, основываясь на опыте работ различных научно-исследовательских и производственных геологических и географических учреждений, можно высказать определенные суждения о принципах построения легенд общих геоморфологических карт.

Общая геоморфологическая карта должна содержать следующие основные характеристики рельефа: его морфогрфию и морфометрию, генезис и возраст. Для изображения этих характеристик могут быть применены методы качественного или цветного фона, изолинии, штриховка, значки и индексы. Наиболее вырази-

тельным и наглядным картографическим средством является фоновая закрашка. Ее чаще всего и используют для показа одной из важнейших характеристик рельефа — генезиса. Таким образом, поверхности разного генезиса (а рельеф есть сочетание субгоризонтальных и различно наклоненных поверхностей) закрашивают разным цветом: например, поверхности морского генезиса — синим цветом, флювиального — зеленым и т. д.

Однако при выделении генезиса сразу же возникает определенная трудность. Как подчеркивалось выше, рельеф формируется в результате взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов. Какой же группе рельефообразующих процессов следует отдать предпочтение при геоморфологическом картировании в съемочном масштабе? При решении этого вопроса следует руководствоваться правилом: карта должна содержать специальную нагрузку (в данном случае геоморфологическую), соответствующую масштабу топографической основы и масштабу проводимой геоморфологической съемки. Из изложенного выше материала следует, что эндогенные процессы проявляются, как правило, более или менее однородно на площадях, значительно больших, чем площади, где доминирует тот или иной экзогенный агент. Отсюда следует, что, по-видимому, более целесообразно на картах съемочного масштаба показывать экзогенезис рельефа. И лишь в некоторых случаях при относительно резко выраженном превалировании тектонического фактора в образовании сравнительно небольших форм показывать генезис рельефа, основываясь на принципе эндогенезиса. Таковыми могут быть поверхности отдельных разломов, четко выраженные в рельефе и слабо измененные экзогенными процессами, поверхности свежих вулканических и грязевулканических форм и т. п. При выделении каждой генетической группы поверхностей весьма целесообразно подразделение их на аккумулятивные и выработанные, чего можно достигнуть, применив, например, точечный метод для изображения аккумулятивных поверхностей.

Что касается морфографии и морфометрии рельефа, то наилучшим из существующих способов морфографической и морфометрической характеристики рельефа является способ изображения его изолиниями, каковыми являются горизонтали на топографических картах. Хорошая топооснова несет такую огромную информацию о рельефе той или иной территории, что с ней не могут сравниться никакие, даже самые подробные и самые квалифицированные описания.

Важность морфографической и морфометрической характеристики рельефа заключается еще и в том, что кроме собственно морфографо-морфометрических данных она несет в себе генетическую информацию, возможность суждения о соотношении деятельности эндогенных и экзогенных процессов, а также об интенсивности последних. В самом деле, работа каждого агента находит определенное воплощение в облике создаваемых им форм или комплексов форм рельефа. Выражением соотношения деятельности эндогенных и экзогенных процессов служат абсолютные высо-

ты той или иной местности, густота и глубина ее расчленения. Все эти факторы в сочетании с углами наклона местности определяют как «набор», так и интенсивность деятельности экзогенных процессов.

Формы рельефа, не выражающиеся в масштабе карты горизонталями, показываются при помощи условных знаков, каждый из которых своим рисунком характеризует ту или иную форму с чисто внешней стороны, а цвет знака — ее происхождение.

Очень важное значение имеет также изображение возраста рельефа на геоморфологической карте. Как известно, на геологических картах именно показу возраста пород отводится наиболее выразительное средство — фоновая закрашка. На геоморфологической карте такой способ изображения приводит к значительному обеднению и потере наглядности карты. Поэтому возраст рельефа на геоморфологических картах изображается иными средствами: оттенками цветного фона (в пределах той или иной генетической группы), индексами (внутри определенного контура), штриховкой. Последнюю, однако, целесообразнее оставлять для показа геологических структур, играющих существенную роль в формировании рельефа той или иной территории: резко выраженных в рельефе брахантиклиналей, соляных куполов, бронированных поверхностей и т. д.

Довольно часто специальными условными знаками на геоморфологических картах показывается характер современных склоновых и некоторых других процессов.

Таковы некоторые принципы составления системы условных обозначений для геоморфологических карт съемочных масштабов. Мы говорим некоторые, так как существуют иные точки зрения на структуру и содержание легенд геоморфологических карт. В любом случае система условных обозначений должна быть таковой, чтобы геоморфологическая карта давала наиболее полное представление о характере рельефа той или иной территории, истории его формирования, возрасте и тенденции развития.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Геоморфология, как одна из наук, изучающих нашу планету, вносит свой вклад в познание строения, истории развития и происхождения земной поверхности, поэтому она тесно связана с тем кругом теоретических задач, которые решают геология, физическая география, палеогеография.

Одной из таких теоретических задач, как уже не раз упоминалось, является исследование взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов, формирующих лик Земли. Эти исследования ведутся по линии изучения поверхностей выравнивания, речных и морских террас, путем выяснения воздействия тектонических процессов на формы, создаваемые экзогенными агентами, при помощи моделирования в экспериментальных лабораториях этого взаимодействия, наконец, при помощи разнообразных морфометрических приемов, имеющих целью представить в количественном выражении это взаимодействие.

Поверхности выравнивания, как это было показано в гл. 13, вырабатываются в процессе нисходящего развития рельефа при преобладании сил денудации над тектоническими движениями. Выявление древних поверхностей выравнивания, их высотного положения, числа и характера деформаций, вызванных последующими тектоническими движениями, позволяет установить основные этапы развития рельефа крупных территорий, которые представляют теоретический интерес как для самой геоморфологии, так и для общей геологии и палеогеографии. Решение вопроса о высотном положении, количестве и деформациях поверхностей выравнивания осуществляется чисто геоморфологическими методами: тщательным изучением рельефа, основывающимся на полевых исследованиях, анализом крупномасштабных карт и аэрофотоматериалов, а также сравнительным географическим анализом. Возраст поверхностей устанавливается на основе логического анализа рельефа (этот прием можно было бы назвать геоморфологической логикой), а также геологическими методами исследования кор выветривания, коррелятивных отложений и т. п.

Решение вопросов, связанных с поверхностями выравнивания, кроме научного интереса имеет немаловажное практическое значение и, главным образом, для рационального поиска полезных ископаемых, месторождения которых связаны с корами выветривания или с рыхлыми коррелятивными образованиями.

Важным объектом геоморфологических исследований являются морские террасы. При изучении морских террас важнейшая и первоочередная задача — выявление таких террас (древних береговых

линий), которые соответствуют определенным переломным этапам развития рельефа побережья. Решение этого вопроса осуществляется путем сбора массового геоморфологического материала по морским террасам и его анализа, а также тщательным изучением прибрежно-морских отложений, слагающих террасы.

Установление количества и возраста древних береговых линий (морских террас) и последующее выявление величины их тектонических деформаций дает на вооружение геоморфолога наиболее надежное средство для изучения современных и новейших тектонических движений. Большим преимуществом морских террас перед поверхностями выравнивания в этом отношении является то, что здесь отсчет деформаций ведется от горизонтальной поверхности — уровня моря, и по получаемым данным геоморфолог имеет возможность проверить те построения, которые им выполнены на основе менее надежных сведений о деформациях поверхностей выравнивания.

Связующим звеном между морскими террасами и поверхностями выравнивания являются речные террасы. Подобно морским, речные террасы могут быть разного генезиса, т. е. не все прямо связаны с важными поворотными этапами развития земной поверхности, меняющими соотношения между работой реки и тектоническими движениями. Значит, прежде всего важно выявить те речные террасы, которые соответствуют таким поворотным этапам. Методы исследования речных террас принципиально не отличаются от методов изучения морских, но в связи с тем, что даже в условиях «нормального» развития высоты террас в речных долинах непостоянны, задача их исследования усложняется необходимостью выявления закономерных изменений высот речных террас и на этой основе — выявления геоморфологических аномалий и их истолкования. Важнейшим средством проверки полученных построений является увязка речных террас с морскими.

Аналогичный прием используется и при изучении истории развития рельефа областей, подвергшихся в четвертичное время материковому оледенению. Здесь также основным средством получения надежной палеогеографической реконструкции служит увязка ледниковых отложений разного возраста (своего рода аккумулятивно-ледниковых поверхностей выравнивания) с речными террасами, а тех, в свою очередь, — с морскими террасами.

Нам теперь известно, что изменения базиса эрозии для рек (уровня моря), уровня грунтовых вод для карстовых процессов, уровня денудации для склоновых процессов в равной степени возможно как при тектонических движениях, так и при климатических изменениях. Иначе говоря, эффект «поднятия» и «опускания», врезания и заполнения русла и т. п. может иметь в основе либо климатические причины (обводнение и иссушение, эвстатические регрессии и трансгрессии), либо тектонические, либо (и это чаще) те и другие, действующие одновременно, но далеко не всегда в одном направлении. Вместе с тем в методических целях, а главное для уяснения всей сложности истории развития рельефа очень важно

выделить те влияния, которые оказывает климат и его изменение, и те, которые обусловлены тектоникой.

Следовательно, важнейшей проблемой геоморфологии является изучение четвертичной истории колебаний уровня Мирового океана как генерального базиса эрозии и денудации и вместе с тем верхнего базиса прибрежно-морских процессов в связи с палеогеографией ледникового и послеледникового времени. Установление четкой картины амплитуд, числа и исторической последовательности эвстатических трансгрессий и регрессий в связи с событиями ледникового и послеледникового времени позволит с большей надежностью выделить те аномалии в развитии рельефа, которые не могут быть объяснены эвстатикой, климатом и анализ которых даст достоверное представление о характере, масштабах и последовательности проявлений тектонических движений.

Изучение морских и речных террас, а также современных флювиальных и прибрежно-морских процессов, без знания которых невозможно получить представление о закономерностях образования и развития этих форм, наряду с научно-теоретическим имеет большое практическое значение. Возможно, и здесь на первое место должна быть поставлена проблема поисков полезных ископаемых. С древними террасами, как и с современными русловыми и пляжевыми формами, связаны россыпные месторождения ряда очень ценных полезных ископаемых: золота, касситерита, титаносодержащих минералов, алмазов и др. Изучение закономерностей образования русловых и прибрежно-морских аккумулятивных форм дает весьма важные критерии для поисков этих ископаемых.

С геоморфологическими исследованиями флювиальных форм связан целый ряд и других жизненно-важных вопросов: борьба с овражной эрозией и эрозией почв, гидротехническое и транспортное строительство, речная навигация, общие вопросы рациональной организации территорий.

Область приложения практических выводов геоморфологии морских берегов также не ограничивается лишь проблемой поисков полезных ископаемых. Не в меньшей степени она распространяется на ряд проблем прикладного характера, связанных с проектированием и строительством морских портов, каналов, берегоукрепительных сооружений, крупных искусственных водохранилищ, водозаборных устройств и др.

Перспективным направлением в развитии геоморфологии за последние десятилетия является структурно-геоморфологическое направление, ставящее своей задачей изучить взаимосвязи между геологической структурой и рельефом, между современными и недавними тектоническими движениями и их отражением в строении земной поверхности — в рельефе Земли. Помимо того, что такое научное направление оказалось весьма плодотворным в познании взаимодействия экзогенезиса и тектогенеза, оно получило большое признание среди практиков, так как способствовало разработке и внедрению недорогого, но результативного метода, применяемого при поиске нефтегазоносных структур.

Несомненно, что и другие разделы геоморфологии — геоморфология гляциального рельефа, учение о карсте, учение об аридных процессах, геоморфология морского дна, также вносят свой серьезный вклад в теоретические проблемы познания закономерностей развития земной поверхности и, как и упомянутые выше разделы, имеют четкие области своего практического применения.

Из сказанного следует, что геоморфология как одна из наук о Земле имеет достаточно определенный объект изучения — рельеф Земли, и без развития этой науки любая попытка теоретического обобщения данных о строении Земли, ее структуре, ее истории будет столь же несостоятельной, как если бы такую попытку предпринять, игнорируя данные геологии, биологии, физической географии и т. д. Она имеет также достаточно определенную базу практического приложения своих выводов, а это то, что стимулирует ее развитие.

В заключение попытаемся дать общую оценку современного этапа развития земной поверхности, основываясь на данных общей геоморфологии и некоторых смежных с ней наук.

Прежде всего несомненно, что мы живем в эпоху бурного тектонического развития нашей планеты. Еще не закончился период альпийского горообразования — самой близкой к нам по времени геологической революции в истории Земли. Выводы планетарной геоморфологии позволяют утверждать, что преобразование лица Земли в нашу геологическую эпоху идет двумя путями. Первый из них — это геосинклинальный процесс, заключающийся в активной переработке океанической коры в материковую. Морфологическим результатом его являются на первых этапах глубокоководные желоба и островные дуги, отчленяющие крупные сегменты на окраинах океана, на более поздних этапах — возникновение горных стран и межгорных и предгорных впадин, осушение территории, увеличение мощности и консолидации земной коры, наращивание континентов по их периферии за счет океана.

Второй путь — рифтогенный процесс, процесс распространения «срединно-океанических» структур на континенты, взламывание континентальной коры «снизу», активизация бывших платформ и формирование на их месте гор не менее высоких, чем геосинклинальные сооружения, и не менее активных в тектоническом отношении. Мы не можем утверждать, что этот процесс присущ только для нашей геологической эпохи, но можно достаточно уверенно говорить о том, что на данном этапе развития структуры и рельефа Земли он не менее важен, чем геосинклинальный процесс. Общая площадь земной поверхности, охваченной этими активными преобразованиями, составляет, видимо, не меньше 170 млн. км², т. е. около 1/3 всей поверхности нашей планеты. На континентальных платформах и в пределах ложа океана отмечаются значительно менее дифференцированные и гораздо более медленные движения земной коры — положительные для первых и отрицательные для второго. Особый интерес представляет прогибание дна океана, которое, по всей вероятности, особенно характерно для кайнозойско-

го этапа развития нашей планеты и, по самым скромным подсчетам, составило около 1000 м за палеоген-четвертичное время.

Таков общий геотектонический фон, в условиях которого протекает современное развитие рельефа. Важным условием развития рельефа Земли является также то, что современная эпоха наступила непосредственно вслед за серией крупнейших материковых оледенений поверхности Земли. Ликвидация последнего оледенения имела важнейшие геоморфологические последствия: подъем уровня океана и мощное обводнение поверхности нашей планеты.

Огромный вертикальный размах рельефа, обусловленный продолжающимися тектоническими движениями, и интенсивное обводнение суши явились условиями для исключительно бурного развития денудационных процессов. Отсюда высокая подвижность поверхностного материала литосферы, перемещение огромных масс дезинтегрированного материала литосферы с высоких гипсометрических уровней (горы, поднятые равнины) на низкие, большие скорости осадконакопления во впадинах суши и на дне океана. Установлено, например, что скорость осадкообразования в современную эпоху в несколько раз, а возможно, и на порядок выше, чем в прошлые геологические эпохи. Таким образом, наше время — это не только время формирования высоких гор и интенсивной денудации, но и время исключительно активного аккумулятивного выравнивания, в первую очередь выравнивания коренного рельефа дна океана. Эти особенности современного этапа развития земной поверхности должны учитываться как при решении научных, так и прикладных задач, стоящих перед геоморфологией.

ЛИТЕРАТУРА

- Ананьев Г. С. Формирование вершинных поверхностей. — М.: Изд-во МГУ, 1976.
- Апродов В. А. Неотектоника, вулканические провинции и великие сейсмические пояса Мира. — М.: Изд-во МГУ, 1965.
- Аристархова Л. Б. Процессы аридного рельефообразования. — М.: Изд-во МГУ, 1971.
- Башенина Н. В. Формирование рельефа земной поверхности. — М.: Высшая школа, 1967.
- Белоусов В. В. Основы геотектоники. — М.: Недра, 1975.
- Воскресенский С. С. Геоморфология СССР. — М.: Высшая школа, 1968.
- Воскресенский С. С. Динамическая геоморфология. Формирование склонов. — М.: Изд-во МГУ, 1971.
- Гвоздецкий Н. А. Карст. — М.: Географгиз, 1957.
- Геоморфологическое картографирование в съемочных масштабах. — М.: Изд-во МГУ, 1975.
- Геоморфология СССР/Под ред. Герасимова И. П. и др. — М.: Наука, 1976.
- Девис У. М. Геоморфологические очерки. — М., 1962.
- Деменицкая Р. М. Кора и мантия Земли. — М.: Недра, 1975, 2-е изд.
- Зенкович В. П. Основы учения о развитии морских берегов. — М.: Изд-во АН СССР, 1962.
- Кальянов К. С. Динамика процессов ветровой эрозии почв. — М.: Наука, 1976.
- Кинг Л. Морфология Земли. — М.: Прогресс, 1967.
- Кривошукский А. Е. Жизнь земной поверхности. — М.: Мысль, 1971.
- Кривошукский А. Е. Рельеф и недра Земли. — М.: Мысль, 1977.
- Леонтьев О. К. Дно океана. — М.: Мысль, 1968.
- Геоморфология морских берегов./Леонтьев О. К., Никифоров Л. Г., Сафьянов Г. А. — М.: Изд-во МГУ, 1975.
- Леонтьев О. К., Сафьянов Г. А. Каньоны под морем. — М.: Мысль, 1973.

- Лютцау С. С. Основы геоморфологии. — М.: Изд-во МГУ, 1971, ч. I.
- Маккавеев Н. Н. Сток и русловые процессы. — М.: Изд-во МГУ, 1971.
- Марков К. К. Основные проблемы геоморфологии. — М.: Географиз, 1948.
- Плейстоцен/Марков К. К., Величко А. А., Лазуков Г. И., Николаев В. А. — М.: Высшая школа, 1968.
- Махацек Ф. Рельеф Земли. — М.: ИЛ, 1959, с. 1, 2.
- Методическое руководство по геоморфологическим исследованиям/Под ред. Ганешина Г. С. и др. — Л.: Недра, 1972.
- Морфоскульптура и экзогенные процессы на территории СССР/Под ред. Доскач А. Г. — М., 1975.
- Николаев Н. И. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. — М.: Голтехиздат, 1962.
- Панов Д. Г. Общая геоморфология. — М.: Высшая школа, 1966.
- Пенк В. Морфологический анализ. — М.: Географиз, 1961.
- Применение геоморфологических методов в структурно-геологических исследованиях/Под ред. Герасимова И. П. и др. — М.: Недра, 1970.
- Рельеф Земли/Под ред. Герасимова И. П., Мещерякова Ю. А. — М.: Гидра, 1970.
- Симонов Ю. Г. Региональный геоморфологический анализ. — М.: Изд-во МГУ, 1972.
- Спирidonov А. И. Основы общей методики полевых геоморфологических исследований и геоморфологического картографирования. — М.: Высшая школа, 1970.
- Спирidonov А. И. Геоморфологическое картографирование. — М.: Недра, 1975.
- Тушинский Г. К. Основы общей и региональной гляциологии. — М.: Изд-во МГУ, 1969—1971, т. 2.
- Федорович Б. А. Лик пустыни. — М.: Молодая гвардия, 1954.
- Удинцев Г. Б. Геоморфология и тектоника Тихого океана. — М.: Наука, 1973.
- Шепард Ф. П. Морская геология. — М.: Недра, 1976, 3-е изд.
- Шукин И. С. Общая геоморфология. — М.: Изд-во МГУ, 1960, 1964, 1974, т. 1—3.
- Шукин И. С., Шукина О. Е. Жизнь гор. — М.: Географиз, 1959.
- Эдельштейн Я. С. Основы геоморфологии. — М. — Л.: Госгеолгиздат, 1947.
- Якушова А. Ф. Динамическая геология. — М.: Просвещение, 1970.
- Fairbridge R. The Encyclopedia of Geomorphology. — New York: Reinhold Book Corporation, 1968.
- Heezen B., Hollister Ch. The Face of the Deep. — New York: Oxford University Press, 1971.
- Lobeck A. K. Geomorphology. — New York—London, 1939.
- Tricart J. Cours de Géomorphologie. Premier Partie—Géomorphologie structurale — Paris; 1952, fasc. 1.
- Yatsu E. Rock control in geomorphology. — Tokyo; Sozoshu, 1966.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Абиссальные долины 252
Абразионный обрыв см. клиф 236
Абразия 235
— механическая 235
— термическая 235
— химическая 235
Анапелета 170
Айсберг 186
Аккумулятивная форма заполнения
входящего угла 234
— — — — — прижимающая 234
— — — — — замыкающая 235
— — — — — свободная 234
Аккумуляция 136
Актуализм 8
Аллювий 140
— базальный 147
— балочный 142
— овражный 142
— речной 140
Аллювиальные россыпи см. россып-
ные месторождения 161
Алтипланация 194
Антеклизы 43, 65
Антиклинали 31, 37
Антиклинории 38
Алофизы 48
Асимметрия долин 164
— междуречий 164
— склонов 164
Атоллы 107, 243

Базис эрозии 137
— — — — — местный 137
— — — — — общий 137
Байджарахи 208
Балка 12, 142
Бараны лбы 191
Барранкосы 55
Барханы 12, 214
— сложные 214
Барханные цепи 214
Батиграфическая кривая 14
Батиметрия 15
Батолиты 47
Бенч 78, 235
Берг 23, 222
— выровненный абразионный 238
— — — — — абразионно-аккумулятивный 239
— — — — — аккумулятивный 239
— абразионно-денудационный 245
— дельтовый 247
— денудационный 244
— отмельный 226
— приглубый 226
Берега ингрессионные 23, 237

- аральского типа 238
- адриатические 238
- лиманские 238
- ривьерские 237
- сбросово-глыбового расчленения 238
- фиордовые 237
- шхерные 237
- Береговой бар 230, 231
- Береговые морские процессы 222
- Бечавник 158
- Биосфера 5
- Бордерленды 85
- Бровка шельфа 80
- Быстрины 138
- Бугры боровские 221
- пучения 204
- булгуниных см. гидролакколлит 205
- гидролакколлит 205
- ишиго см. булгуниных 205

- Вал береговой** 228
- подводный 229
- Ватты** 240
- Верховодка** 173
- Верхний уровень денудации** 194
- Вершинный перепад** 141
- Ветровой поток** 212
- емкость 212
 - мощность 212
 - насыщенность 212
- Вечная мерзлота** 34
- Водопад** 138
- тип карельский 138
 - каскадный 138
 - пилгарский 138
- Водораздел** 166
- Водосборные воронки** 144
- понижения 142
- Водосборный бассейн** 166
- Водотоки временные** 140
- постоянные 145
- Возраст рельефа** 22
- абсолютный 25
 - относительный 22
- Волнов** 130
- Возрожденные горные пояса** 73
- Восточноафриканский 73
 - Североамериканских Кордильер 75
 - Центральноазиатский 74
- Волны** 223
- глубокого моря 223
 - мелководья 223
 - параметры 223
 - высота 223
 - длина 223
- Волновые течения** 225
- вдольбереговые 226
 - донное противотечение 226

- разрывное 225
- Воронки карстовые** 174
- карстово-суффозийные 175
- Впадина бессточная** 220
- Выветривание** 111
- физическое 111, 112
 - механическое 112
 - морозное 112
 - температурное 112
 - химическое 34, 111, 113
- Вулкан** 47
- Вулканизм** 20
- Вулканология** 49
- Выровненные поверхности карстовой денудации** 184
- Высоты абсолютные** 14

- Гайоты** 57, 106
- Гейзер** 55
- Генезис рельефа** 19
- Генетические типы переходных зон** 91
- Витязевский 92
 - Курильский 92
 - Марианский 92
 - Средиземноморский 95
 - Японский 92
 - Восточнотихоокеанский 94
 - Индонезийский 94
 - отложений 115
 - аллювиальные 115
 - делювиальные 127
 - коллювиальные 120
 - ледниковые 115
 - морские 115
 - пролювиальные 143
 - эоловые 211
 - рельефа 12
- Геологическая структура** 28
- горизонтальная 28
 - моноклиальная 29
 - складчатая 31
- Геоморфологическая карта** 261, 263
- общая 264
 - частная 259, 264
- Геоморфологические исследования** 259
- общие 259
 - частные 259
 - этапы 260
 - камеральный 260
 - подготовительный 260
 - полевой 260
- Геоморфологический анализ** 32
- прогноз 32
 - уровень 10
 - абразивно-аккумулятивный 10
 - верхний денудационный 10
 - денудационный 10
 - снеговой границы 10

Геоморфология 5
 — динамическая 10
 — дна морей и океанов 11
 — климатическая 10
 — морская 11
 — морских берегов 11
 — прикладная 10
 — структурная 10, 32
 Геосинклинальные области 12, 63, 70
 — пояса (переходные зоны) см. геосинклинальная область 70
 — — современные 13
 Геотектуры 10, 13
 Гипсографическая кривая 14
 Гипсометрия рельефа 6
 Главная река 166
 Глубинные процессы, см. эндогенные процессы 37
 Глубоководные желоба 41
 — — морфология 89
 — — Банда 89
 — — Витязя 89
 — — Западноомеланезийский 89
 — — Кай 89
 — — Курило-Камчатский 89
 — — Марианский 89
 — — Ново-Гвинейский 89
 — — Тиморский 89
 — — Хинкуанга 89
 — — Центральноамериканский 89
 Гляциальные процессы 185
 Гляциодислокации 188
 Голыцы 134
 Горнито 53
 Горст 42
 Горст-антиклиналь 39
 Горст-антиклинорий 39
 Горы возрожденных подвижных поясов 64
 — молодых платформ 69
 — древних платформ 68
 — — тектонические 68
 — — эрозийные 68
 — глыбовые 40
 — останцовые 133
 — остаточные 63
 — сбросовые 40
 — складчато-глыбовые 39, 43
 — столбовые 66
 — — глыбовые 39, 43
 Грабен 42
 Грабен-синклиналь 39
 Грабен-синклинорий 39
 Гравитационная дифференциация 19
 Грунтовые воды межмерзлотные 204
 — — надмерзлотные 204
 — — подмерзлотные 204

Делли 142
 Дельта 168
 — врезанная 168
 — внутренняя 242
 — выполнения 168
 — ключовидная 168
 — лопастная 168
 — многорукавная 168
 Дельтовидный смык 129
 Делянский 121
 Денудация 8
 — избирательная (селективная) 28
 — плоскостная 35
 Дефлюкция 129
 Дислокации 19, 38
 — дилатационные 38
 — пликативные 42
 Долины 175
 — абиссальная 252
 — ледниковая (трог) 186
 — височная 192
 — речная 143, 145
 — карстовых областей 177
 — — мешкообразная 177
 — — полуселая 177
 — — сленая 177
 — морфологические типы 161
 — — асимметричная 162
 — — каньон 162
 — — сквозные 162
 — — теснина 162
 — — ущелье 162
 — — ящикообразная 162
 — генетические типы 161
 — — антиклинальная 161
 — — диагональная 163
 — — консеквентная 30, 163
 — — нейтральная (атектоническая) 163
 — — обсеквентная 30
 — — — продольная 163
 — — ресеквентная 30
 — — субсеквентная 30
 — — эпигенетическая 33, 66, 162
 Древние береговые линии 80, 245
 Друмнины 198
 Дюна глинная 221
 — неподвижная 213
 — одиночная 216
 — параболическая 202, 214
 — пирамидальная 216
 — подвижная 213
 — прислоненная 216
 — продольная 219
 — речная 156

Заводы 156
 Зандры 198
 — долинные 202
 Зандровые равнины 201

Дайки 56
 Дезинтеграция горных пород 111

Затон 154
 Землетрясения 20
 — глубокофокусные 88
 — поверхностные 88
 — среднефокусные 88
 Зона абляции 185
 — аккумуляции ледника 185
 — аэрации 172
 — Бенноффа — Заварицкого 81
 — периодически полного насыщения 172
 — постоянного полного насыщения 173
 — преобладающей ледниковой аккумуляции 195
 — — денудации 198
 Зональность склоновых процессов 129
 — — — зона накопления 129
 — — — обвално-осыпных процессов 129
 Зоны морского дна 15
 — — — абиссальная 15
 — — — батальная 15
 — — — гипабиссальная 15
 — — — неритовая 15

Излучины 148
 — вторичные 149
 — — изрезанные 149
 — — вынужденные 149
 — — свободные 149
 — омеговидные 148
 — первичные 149
 — сегментные 148
 — синусоидальные 148
 — сложные 148
 — судучные 149
 — элементы 148
 — — вершина 148
 — — колено 148
 — — кривизна изгиба 148
 — — крылья изгиба 148
 — — стрела прогиба 148
 — — ширина пояса меандрирования 148
 — — шпора 148
 Изолинии 15
 Интрузивные тела 19

Кальдера 52
 Камнепад 119
 Камни-одиночки 156
 Камы 198
 Канал стока 144
 Кар 186
 Карлики 189
 Каровые дельты 189

Карры (шратты) 173
 Карровые поля 174
 Карст 171
 — голый 173
 — глинистый 184
 — закрытый 173
 — окраинная равнина 180
 — тропический 180
 — — башенный 181
 — — конический 182
 — — котловинный 182
 — — куполовидный 181
 — — эвациный 179
 Карстовые воронки 174
 — колодцы 175
 — овраги слепые 175
 — пещеры 175, 178
 — — проходные 178
 — — слепые 178
 — увалы 175
 Катаракты 138
 Классификация склонов 115
 Климф 236
 Коллювий 120
 Конус выноса 19, 81, 121, 143
 — осыпи 119
 Кора выветривания 113
 — — гидрослюдистая 114
 — — каолинитовая 114
 — — красноземная 114
 — — латеритная 114
 — — монтмориллонитовая 114
 — — обломочная 114
 — — остаточная 114
 — — земная 5
 — — стрессные 59
 Коралловые берега 242
 — острова 243
 — рифы 80, 242
 — — внутривлажные 244
 — — кольцеобразные см. атоллы
 — — окаймляющие 242
 Корразия 136
 Коса 156
 Котловины выдувания 12, 140
 — окраинных морей 86
 Коэффициент извилистости 148
 Кратер 49
 — паразитический 52
 Криотурбации 207
 Курчавые скалы 196
 Куэсты 31

Лавины 120
 — лотковые 120
 — прыгающие 120
 Лавовая пещера 53
 Лавовые плато 49
 Лавовый поток 52
 — грот 53

- желоб 53
- Ландшафт вулканический 54
- денудационных равнин 222
- — — — — платовых равнин 222
- — — — — останцовых гор 222
- Лавколиты 47, 48
- Лед 185
- водный 185
- глетчерный 185
- снежный 185
- фирновый 185
- Ледник 34
- выводной 186
- горный 186
- долинный 186
- каровый 186
- материковый 186
- подножный 186, 187
- покровный 186
- шельфовый 186
- Лиманы 238
- Ложбины стока ледниковых вод 202
- Ложь океана 12, 62
- Лоток лавинный 120
- осинный 119

Магматизм 47

- интрузивный 47
- эффузивный 47, 49

Макроформы рельефа 13

Марши 240

Меандры см. излучины 148

Материк 12, 61

- Австралия 14
- Антарктида 14
- граница 62
- Евразия 14
- подводная окраина 62
- Северная Америка 14
- Южная Америка 14

Мегаторст-антиклинорий 40

Мегантиклинорий 38

Мегарельеф 63

- внутриматериковых геосинклинальных поясов 70
- возрожденных горных поясов 72
- геосинклинальных областей 86
- — — — — глубоководный желоб 86
- — — — — котловины окраинных морей 86
- — — — — островные дуги 86
- — — — — ложа океанов 95
- — — — — материков 63
- — — — — платформ 63
- — — — — подвижных поясов 70
- — — — — подводных окраин 77

Мегарельеф 13, 38, 43

Межгорные впадины 72

- плато 72

Межень 145

Мезоформы рельефа 13

Мелаж 98

Методы геоморфологических исследований 260

- — — — — ключевой 260
- — — — — маршрутный 260
- — — — — площадной съемки 260
- — — — — определения возраста рельефа 22
- — — — — возрастных рубежей 24
- — — — — времени фиксации денудационного рельефа 24
- — — — — палеонтологический 22
- — — — — петрографический 22
- — — — — по коррелятным отложениям 24
- — — — — стратиграфический 22

Мерзлота почная 203

- сезонная 203

Мерзлые грунты 204

- — — — — снггенетические 204
- — — — — эпигенетические 204

Мерзлотные деформации 204

- — — — — пучение 204
- — — — — формы рельефа 204

Микроконтиненты 85, 86

Микрорельеф лавовых потоков 53

- — — — — глибовый 53
- — — — — кишкообразный 53
- — — — — мостовые гигантов 53
- — — — — шарообразных лав 53
- — — — — соляных торосов 20

Микроформы рельефа 13, 43

Микросель 120

Морены 187

- боковая 187
- внутренняя 188
- дошная 187
- конечная 188
- нагорная 188
- основная 188
- поверхностная 187
- срединная 187

Моренный холм 12

Морские наносы 227

- — — — — поперечное перемещение 227
- — — — — продольное перемещение 231

Морфография рельефа 14, 15

Морфология глубоководных желобов 89

- — — — — окраинных морских котловин 90

Морфометрия рельефа 14, 15

Морфометрический показатель 17

- — — — — глубины вертикального расчленения 17
- — — — — густоты горизонтального расчленения рельефа 17
- — — — — крутизны земной поверхности 18

Морфоскульптуры 13

- — — — — аридно-денудационные 72

Морфоструктура 10, 13, 45

- — — — — геосинклинальная 63

— платформенная 63
Мур см. саль 144

Нагорье 67, 72, 75
Наклон поверхности 12
Наледь 205
— тараны 205
Натечные колонны 179
Нески 56
Нептунизм 7
Нивальные процессы 191
Нива 118
— волноприбойная 236
— выношенная 208
— корразионная эоловая 210
Нунатаки 186

Обвал 118
Овраги 12, 141
— вторичные (вложенные) 142
— первичные (береговые) 142
Области молодого горообразования 73
— эпиплатформенного орогенеза 73
Озы 198
Оползни 122
— блоковые см. структурные 122
— дельтавидные 122
— дельтавидные 122
— оползневые 122
— сплывы 122
— подводные 248
— структурные 122
Осердок 147
Осы 120
Останцы 157
Осыпной лоток 119
Осушка 240
Осциляция ледника 186
Отложения аллювиальные 140
— биогенные 255
— ледниковые 187
— полигенные 255
— пролювиальные 143
— пирокластические 49, 255
— терригенные 255
— хемогенные 255
Отторженцы 201

Палеогеоморфология 11
Педимент 10, 67, 132, 222
Педиплен 10, 132, 222
Педипленизация 132
Пенеплен 9, 66, 131
Пенепленизация 9, 131

Перестройка склона 12
Перигляциальная зона 201
Пески барханные 218
— бугристые 217
— грядовые 213
— дюнные 218
— кучевые (кучугуры) 219
— луговые 212
— полузаросшие 218
— ячеистые 212
Песчаные волны 241
— гряды 241
Пещеры лавовые 53
— ледяные 179
Перекал 145
— корыто 145
— россыпь 146
Плавация 10
Планетарные формы рельефа 12, 43, 59
Пластовые интрузии 48
Плато 28
— лавовые 49
Платформы активизированные 73
— молодые 69
— древние 64
— Австралийская 64
— Африкано-Аравийская 63
— Восточноевропейская 64
— Индостанская 64
— Североамериканская 64
— Сибирская 64
— Северокитайская 64
— Южноамериканская 64
— Южнокитайская 64
Плос 145
Плоскогорье 15, 67
Плутонизм 7
Пляж 228
— полного профиля 228
— полного профиля 228
Побережье 245
Побочень 145
Поверхности выравнивания 135
Подвалье 145
Подвижные пояса материков 70
— — — внутриматериковые 70
— — — возрожденные 70
— — — геосинклинальные см. возрожденные 70
— — — геосинклинальные 70
— — — окраинноматериковые 70
Подводная окраина материков 62
Подводные каньоны 81
— оползни 248
— ископаемые 249
— структурные 248
— процессы 248
— — — гравитационные 248
— — — мутьевые потоки 248
— — — оползни 248
Подводный бар 231

Подножье материка 84
 Пойма 150
 — аккумулятивная 158
 — высокая 158
 — низкая 158
 — обвалованная 157
 — параллельно-гребневая 157
 — приустьевая 156
 — притеррасная 156
 — сегментная 157
 — центральная 156
 — поковая 158
 Понеры 240
 Поля 176
 Пороги 138
 Поток наносов 233
 — смкость 233
 — мощность 233
 — насыщенность 233
 Почти равнина см. поменен 131
 Предгорные впадины 72
 — аккумулятивные равнины 72
 — — — аллювиальные 72
 — — — аллювиально-пролюви-
 альные 72
 Прибой 224
 Прибойный поток 224
 — вершина заплеска 225
 — обратный (откат) 225
 Приверх 147
 Приустьевая отмель 157
 Приустьевая яма 156
 Притоки 166
 Приустьевая яма 168
 Пролуви 143
 Профиль динамического равновесия
 228
 — равновесия 137
 — склона 9
 — — — вогнутый 9
 — — — выпуклый 9
 — — — изогнутый 9
 — — — прямой 9
 Псевдодельта 168
 Псевдокарстовые процессы 184
 Псевдотеррасы 161
 Пустыни глинистые 219
 — — — каменистые 219
 Пустынный загар 219
 Равнина аллювиальная 170
 — аккумулятивная 65
 — вторичная моренная 201
 — высокая 15
 — дельтовая 170
 — денудационная 66
 — — — краевая 67
 — — — приморская 167
 — — — столовая 66

— — — ступенчатая 66
 — материкового подножья волнистая
 наклонная 251
 — наклонная пологоволнистая 72,
 108, 257
 — первичная моренная 201
 — плоская абиссальная 251
 — пологая 67
 — предельного аккумулятивного вы-
 равнивания 257
 — пролювиальная 145
 — субгоризонтальная абиссальная
 257
 — холмистая абиссальная 257
 Развитие рельефа 9, 135
 — восходящее 9, 135
 — нисходящее 9, 135
 Разломы 39
 — глубинные 39
 — сверхглубинные 39, 88
 Рессыные месторождения 161
 Рельеф абиссальных холмов 103
 — — — плоских равнин 103
 — аккумулятивный 45
 — возвышенный 15
 — — — возвышенности 15
 — — — высокие равнины 15
 — — — горный 15
 — — — высокогорный 15
 — — — глыбово-тектонический 39
 — — — низкогорный 15
 — — — сбросово-тектонический 39
 — — — среднегорный 15
 — — — плоскогорья 15
 — денудационный 45
 — низменный 15
 — ледниково-аккумулятивный 21
 — ледниковый 36, 38
 — обращенный 31, 37, 40
 — очень сильно расчлененный 17
 — равнин волнистый 66
 — — — плоских 17
 — — — значительно расчлененный 17
 — — — не расчлененный 17
 — — — среднерасчлененный 17
 — — — холмистых 18
 — — — глубокорасчлененный 18
 — — — мелкорасчлененный 18
 — — — среднерасчлененный 18
 — — — холмистый 66
 — — — увалистый 66
 — — — прямой 31, 37
 — — — реликтовый 36
 — — — сильно расчлененный 17
 — — — слабо расчлененный 17
 — — — среднерасчлененный 17
 — — — эрозионный 68
 Рельефообразующая деятельность
 ветра 20
 — — — водных масс 20
 — — — гравитации 20
 — — — льда 20

- растворения 20
- текучих вод 20
- человека
- Рельефообразующий процесс 111
- фактор 37
- выветривание 111
- климат 33
- — землетрясение 57
- тектонические движения 37
- — колебательные движения 43
- — поперечные движения 44
- — разрывные нарушения 38
- — складчатые нарушения 37
- Речная система 166
- Речные бассейны 166
- Рефракция волн 225
- Ригель 191
- Рифообразующие организмы 242
- Рифт 42
- Рифтовые долины 41
- зоны 41, 96
- Рифтогенез 77
- Рифтогенные пояса 77
- Рифтогены см. рифтовые зоны 41, 96
- Русло реки 145
- Русловые потоки 136
- работа 136

- Сдвиг 42
- Сель 144
- Сельги 196
- Сеть долинная 166
- — дважды перистая 167
- — древовидная 167
- — кольцевидная 167
- — ортогональная 167
- — параллельная 167
- — перистая 167
- — радиальная 167
- — решетчатая 167
- Сизигии 240
- Синеклизы 31, 37, 43, 65
- Синклинали 38
- Складки 42
- джачие 42
- опрокинутые 42
- шарьяжи 42
- Складчатые деформации 19
- Склон аккумулятивный 117
- блоковых движений 117
- — оползневые 118
- — оползней-сплывов 118
- — отседания 118
- вогнутые 116
- вулканические 117
- выпукло-вогнутые 116
- выпуклые 116
- гравитационные 117
- делювиальные 118
- денудационные 117
- — аструктурные 29, 117
- — структурные 29, 117
- длинные 116
- короткие 116
- крутые 29, 116
- лавинные 120
- массового смещения рыхлых отложений 118
- материковый 81
- — краевые плато 81
- обвальные 118
- осыпные 118
- отлогие 116
- очень отлогие 116
- оползневые 121
- пологие 29
- прямые 116
- псевдovolканические 117
- средней длины 116
- — крутизны 116
- флювиальные 117
- экзогенные 117
- эндогенные 116
- Склоновые процессы 20, 115
- — нитратональные 130
- — локальные 130
- — региональные 130
- Склоноформирующие процессы 117
- Слой всеномразный 204
- дентальный 204
- Снеговая линия 185
- Снежинки 84
- Солифлюкция 34
- Солончак 220
- корковый 221
- мокрый 221
- пухлый 221
- Срединно-океанические хребты 12, 61, 74, 76, 95, 98, 99, 103, 104, 106
- Стадия вулканического процесса 49
- — — эксплозивная 49
- — — эруптивная 49
- развития берега 23
- — — дряхлости 23
- — — зрелости 23
- — — начальная 23
- — — юности 23
- — речной долины 23
- — рельефа 22
- Сталагмиты 179
- Сталактиты 179
- Старицы 154
- Стенка срыва 118
- Стрежень 146
- Структурные грунты 205
- — валиковые вогнутые полигоны 207
- — — каменные многоугольники 205
- — — кольца 205
- — — полосы 205
- — — пятна-медальоны 205

- — полигональные 207
- — тетрагональные 207
- террасы 29
- Структурно-денудационный рельеф 28
- возвышенностей столово-остан-
ционных 29
- — куэстовый 29
- — плоскогорный 29
- — складчатых областей 32
- — шатровый (чешуйчатый) 30
- Структурно-геоморфологическое на-
правление 10
- Субаквальные процессы 80
- Субгоризонтальные поверхности 12
- Суффозия 175, 184

Такыр 219

Талассократоны 95

Тектонические движения земной ко-
ры 37

- — — вертикальные колебатель-
ные 37, 42, 43
- — — горизонтальные 42
- — — поочередные 44
- — — разрывообразовательные 37
- — — складкообразовательные 37
- — — соприкосновения 47

Тектонические нарушения 37

- — разрывные 38
- — складчатые 37

Термообразовательные формы рельефа
208

Термообразовательный клиф 208

Термообразия 208

Термокарст 184

Терра rossa 174

Террасы балочные 142

- — — гольцовые 134
- — — морские 46, 245
- — — аккумулятивные 246
- — — береговые 246
- — — дошние 246
- — — коренные 246
- — — цокольные 246
- — спектры 247
- — — нагорные 194
- — — речные 46
- — — возраст 160
- — — южные 160
- — — тип аккумулятивные 160
- — — — локальные 161
- — — — хордовые 159
- — — — цикловые 161
- — — — поочередные 160
- — — — эрозивные 160

Течения донные 252

— — Западное Погружение 252

— — — постоянные 252

Типы вулканов 49

— — — маары 49, 50

- — — стратовулканы 49, 52
- — — шлаковые 52
- — — щитовые 49, 52
- — — экструзивные купола 49, 50
- — — земной коры 12, 60
- — — — геосинклинальный 61
- — — — материковый 12, 60
- — — — океанический 13, 61
- — — — рифтогенный 61
- — — извержения вулкана 49
- — — — линейный 49
- — — — площадной 49
- — — — центральный 49
- — — климата 34
- — — аридный 34
- — — гумидный 34
- — — нивальный 34
- — — полярный 34
- — — оледенения 185
- — — материковый 185
- — — морской 185
- — — подземный 185

Томск 221

Топографическая теория 165

Торрентогенные рельефа типы 253

— — — формы 253

Трапповая формация 48

Трог 186

— борозда сглаживания 191

— — — плечи 191

Трубка взрыва 49, 65

Турбидиты 251

Туртукули 221

Устье реки 167

Ухвостье 147

Учение о географических циклах 8

Факторы рельефообразования 57

- — — биогенные 253
- — — эндогенные 25, 37
- — — экзогенные 25

Флювиальные отложения 194

- — — потоки 135
- — — процессы 135
- — — формы рельефа 136

Формы рельефа 11

- — — аккумулятивные 12
- — — аридно-денудационные 219
- — — аридные 209
- — — — дефляционные 210
- — — — коррозивные 210
- — — денудационные 12
- — — замкнутые 12
- — — — наноформы 13
- — — — открытые 12
- — — — отрицательные 12
- — — — планетарные 12

— — положительные 12
— — простые 12
— — сложные 12
— — структурные 28
— — флювиальные 46
— — эрозивные 136

Формула Шези 136

Эри 139

Фумаролы 53

Фуркации 147

Хионосфера 185

Холмик-коса 212

Циклы развития рельефа 8

Цирки ледниковые 189

Цунами 59

Четвертичные морские террасы 21

Чинки 222

Шарры 55

Шельф 78

Шельфовые абразионные равнины см.
бач 78, 235

Штриховка ледниковая 187

Шхеры 237

Щиты 64, 67

Эвстатические колебания уровня Ми-
рового океана 46

Эквипус 189

Экзарация 187

— абразивная 187

— отщепления 187

Экзогенные процессы 19, 110

Экзогенный рельеф 34, 110

— — азональный 34

— — зональный 34

Элементы оползня 122

— — блок 122

— — напорный вал 122

— — оползневой цирк 122

— — стенка срыва 122

— — уступ 122

— — речной террасы 160

— — — бровка 160

— — — площадка 160

— — — тыловой шов 160

— — рельефа 11

— — грани 11

— — граничные углы 11

— — ребра 11

Эндогенные процессы 5, 19, 37

Экзотные каменные столбы 210

— — грибы 210

— — процессы 208

— — аккумуляция 210

— — дефляция 210

— — коррозия 210

— — перенос 210

— — формы рельефа 208

Энохи межледниковый 195

— — оледенений 195

Эркия 136

— — боковая 137

— — ветровая 211

— — донная 137

— — регрессивная 139

— — селективная 139

Эрозивная борозда 140

— — дождевая 142

— — рывковая 140

Ярданги 211

ПРЕДИСЛОВИЕ	3
ЧАСТЬ I. ОБЩИЕ ВОПРОСЫ	5
Глава 1. Определение геоморфологии как науки и объекта ее изучения	5
Глава 2. Основные сведения из истории возникновения и развития геоморфологической науки	7
Глава 3. Некоторые общие сведения о рельефе	11
Понятие о формах и элементах форм рельефа	11
Морфография и морфометрия рельефа	14
Генезис рельефа	19
Возраст рельефа	22
Глава 4. Факторы рельефообразования	25
Свойства горных пород и их роль в рельефообразовании	26
Рельеф и геологические структуры	28
Рельеф и климат	33
ЧАСТЬ II. ЭНДОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ И РЕЛЬЕФ	37
Глава 5. Рельефообразующая роль тектонических движений земной коры	37
Складчатые нарушения и их проявление в рельефе	37
Разрывные нарушения и их проявление в рельефе	38
Рельефообразующая роль колебательных движений земной коры	43
Рельефообразующая роль новейших тектонических движений земной коры	44
Глава 6. Магматизм и рельефообразование	47
Глава 7. Землетрясения как фактор эндогенного рельефообразования	57
Глава 8. Строение земной коры и планетарные формы рельефа	59

Глава 9. Мегарельеф материков	63
Мегарельеф платформ суши	63
Мегарельеф подвижных поясов материков	70
Мегарельеф подводных окраин материков	77
Глава 10. Мегарельеф геосинклинальных областей (переходных зон)	86
Морфология глубоководных желобов	89
Морфология островных дуг	89
Морфология окраинных морских котловин	90
Генетические типы зон перехода от океана к материкам	91
Глава 11. Мегарельеф ложа океана и срединно-океанических хребтов	95
Рельеф ложа Северного Ледовитого океана, Арктический	
Срединный хребет	99
Рельеф ложа Атлантического океана, Срединно-Атлантический	
хребет	99
Рельеф ложа и срединных хребтов Индийского океана	103
Рельеф ложа и срединных хребтов Тихого океана	105
ЧАСТЬ III. ЭКЗОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ И РЕЛЬЕФ	110
Глава 12. Выветривание и рельефообразование	111
Физическое выветривание	112
Химическое выветривание	113
Коры выветривания	113
Глава 13. Склоны, склоновые процессы и рельеф склонов	115
Понятие «склон». Классификация склонов	115
Склоновые процессы и рельеф склонов	118
Зональность и взаимоотношение склоновых процессов	129
Возраст склонов	130
Развитие склонов. Понятие о псеппелях, педиментах, педи-	
пелях и поверхностях выравнивания	131
Глава 14. Флювиальные процессы и формы	135
Некоторые общие закономерности работы водотоков	136
Работа временных водотоков и создаваемые ими формы	
рельефа	140
Работа рек. Речные долины	145
Излучины русла, их элементы и форма. Классификация	
излучин	148
Пойма. Формирование пойменной долины. Строение и	
рельеф пойм. Типы пойм	150
Речные террасы	158
Морфологические и генетические типы речных долин	161
Асимметрия долины	164
Речная и долинная сеть. Речные бассейны	166
Устья рек	167

Глава 15. Карст и карстовые формы рельефа 171

Понятие «карст». Условия карстообразования. Гидрологический режим карстовых областей	171
Наиболее распространенные поверхностные формы рельефа карстовых областей	173
Рек и долины карстовых областей	177
Пещеры карстовых областей	178
Зонально-климатические типы карста. Основные особенности трещинного карста	179
Псевдокарстовые процессы и формы	184

Глава 16. Гляциальные процессы и гляциальные формы рельефа . . . 185

Условия образования и питания ледников. Типы ледников . . .	185
Работа ледника. Формы горно-ледникового рельефа	187
Рельеф областей плейстоценового материкового оледенения . .	195

Глава 17. Рельефообразование в областях распространения вечной мерзлоты 203

Распространение и строение вечномёрзлых грунтов	203
Мерзлотные деформации и мерзлотные формы рельефа	204

Глава 18. Формы рельефа аридных стран 209

Формы дефляционного и корразионного рельефа	210
Эоловые аккумулятивные формы	212
Аридно-денудационные формы рельефа в пустынях	219

Глава 19. Береговые морские процессы и формы 222

Понятие «берег». Волны и волновые течения	222
Поперечное перемещение наносов	227
Пляж и сортировка материала в зоне действия прибойного потока	228
Подводные валы и береговые бары	229
Продольное перемещение наносов	231
Образование аккумулятивных форм при продольном перемещении наносов	233
Абразия	235
Выравнивание береговой линии	237
Особенности берегов приливных морей	240
Коралловые берега и острова	242
Денудационные берега	244
Морские террасы	245

Глава 20. Некоторые экзогенные процессы, происходящие на дне океана, и создаваемые ими формы рельефа 247

Гравитационные подводные процессы	248
О геоморфологической деятельности донных и постоянных поверхностных течений	252
О биогенных факторах рельефообразования	253
Аккумуляция осадочного материала как важнейший геоморфологический процесс на дне Мирового океана	255

**ЧАСТЬ IV. МЕТОДЫ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ
И ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ КАРТОГРАФИРОВАНИЕ 259**

**Глава 21. Структура и методы полевых геоморфологических исследо-
ваний 259**

Структура геоморфологических исследований 259

Методы полевых геоморфологических наблюдений 261

Глава 22. Геоморфологические карты 263

ЗАКЛЮЧЕНИЕ 267

ЛИТЕРАТУРА 272

Предметный указатель 274

12-8

Зем. 911

**ОЛЕГ КОНСТАНТИНОВИЧ ЛЕОНТЬЕВ
ГЕОРГИЙ ИВАНОВИЧ РЫЧАГОВ**

Общая геоморфология

Редактор И. М. Шагирова
Художник переплета В. В. Гарбузов
Художественный редактор Т. А. Коленкова
Технический редактор Л. А. Муравьева
Корректор С. К. Марченко
ИБ № 1716

Изд. № Е-332. Сдано в набор 19.07. 78.
Подп. в печать 26.12.78. Т-16386.
Формат 60×90^{1/16}. Бум. тип. № 1. Гарнитура лито-
ратурная. Печать высокая. Объем 18,0 усл. печ. л.
19,96 уч.-изд. л. Тираж 14 000 экз.
Зак. № 911. Цена 1 р. 10 к.
Издательство «Высшая школа»,
Москва, К-51, Неглинная ул., д. 29/14.
Московская типография № 8 Союзполиграфпрома
при Государственном комитете СССР
по делам издательства, полиграфии
и книжной торговли,
Хохловский пер., 7.

0
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65
66
67
68
69
70
71
72
73
74
75
76
77
78
79
80
81
82
83
84
85
86
87
88
89
90
91
92
93
94
95
96
97
98
99