

Г.И. Рычагов

ОБЩАЯ ГЕОМОРФОЛОГИЯ

3-е издание,
переработанное и дополненное

*Рекомендовано Министерством образования Российской Федерации
в качестве учебника для студентов высших учебных заведений,
обучающихся по географическим специальностям*



ИЗДАТЕЛЬСТВО
МОСКОВСКОГО
УНИВЕРСИТЕТА

МОСКВА
2006

ИЗДАТЕЛЬСТВО
"НАУКА"

УДК 551.4
ББК 26.823
Р93

*Федеральная целевая программа "Культура России" на 2006 г.
(подпрограмма "Поддержка полиграфии и книгоиздания России")*

*Печатается по решению
Ученого совета
Московского университета*

Рецензенты:

доктор географических наук *В.П. Чичагов* (Институт географии РАН),
кандидат географических наук *А.В. Чернов* (МПГУ)

Рычагов Г.И.

Общая геоморфология : учебник. – 3-е изд., перераб. и доп. / Г.И. Рычагов. – М. : Изд-во Моск. ун-та : Наука, 2006. – 416 с., илл. – (Классический университетский учебник). – ISBN 5-211-04937-3. – ISBN 5-02-034256-4 (в пер.).

В учебнике рассмотрены история развития геоморфологической науки, общие сведения о рельефе и факторах рельефообразования; охарактеризованы эндогенные и экзогенные процессы и создаваемые ими формы рельефа. Большое внимание уделено склоновым процессам, а также геоморфологическим процессам, происходящим на дне Мирового океана. В третье издание внесены изменения и дополнения в соответствии с новыми достижениями науки. Даны графические приложения.

Для студентов географических, геологических, горных факультетов вузов и широкого круга специалистов, занимающихся рельефом Земли и его эволюцией.

ISBN 5-211-04937-3
ISBN 5-02-034256-4

© Рычагов Г.И., 2006
© Издательство Московского университета,
2006
© МГУ им. М.В. Ломоносова, художествен-
ное оформление, 2006

ПРЕДИСЛОВИЕ

Уважаемый читатель!

Вы открыли одну из замечательных книг, изданных в серии «Классический университетский учебник», посвященной 250-летию Московского университета. Серия включает свыше 150 учебников и учебных пособий, рекомендованных к изданию Учеными советами факультетов, редакционным советом серии и издаваемых к юбилею по решению Ученого совета МГУ.

Московский университет всегда славился своими профессорами и преподавателями, воспитавшими не одно поколение студентов, впоследствии внесших заметный вклад в развитие нашей страны, составивших гордость отечественной и мировой науки, культуры и образования.

Высокий уровень образования, которое дает Московский университет, в первую очередь обеспечивается высоким уровнем написанных выдающимися учеными и педагогами учебников и учебных пособий, в которых сочетаются как глубина, так и доступность излагаемого материала. В этих книгах аккумулируется бесценный опыт методики и методологии преподавания, который становится достоянием не только Московского университета, но и других университетов России и всего мира.

Издание серии «Классический университетский учебник» наглядно демонстрирует тот вклад, который вносит Московский университет в классическое университетское образование в нашей стране и, несомненно, служит его развитию.

Решение этой благородной задачи было бы невозможным без активной помощи со стороны издательств, принявших участие в издании книг серии «Классический университетский учебник». Мы расцениваем это как поддержку ими позиции, которую занимает Московский университет в вопросах науки и образования. Это служит также свидетельством того, что 250-летний юбилей Московского университета — выдающееся событие в жизни всей нашей страны, мирового образовательного сообщества.

*Ректор Московского университета
академик РАН, профессор*

В. Садовничий

В.А. Садовничий

ПРЕДИСЛОВИЕ АВТОРА

Учебник предназначен для студентов младших курсов географических специальностей университетов. Этим определяется его объем, порядок и характер изложения материала.

Структура книги и ее содержание обусловлены рядом факторов:

- 1) соответствием программе курса «Геоморфология»;
- 2) пограничным положением геоморфологии как науки, развивающейся на стыке физической географии и геологии;
- 3) согласно существующим учебным планам курс «Геоморфология» читается после курса «Геология», поэтому в книге кратко рассматривается строение земной коры, главным образом во взаимосвязи с планетарными формами рельефа Земли. Здесь не рассматриваются вопросы, связанные со строением и развитием основных структурных элементов земной коры, тектонические гипотезы и кинематика эндогенных процессов.

В первой части дается определение геоморфологии как науки и объекта ее изучения, краткий очерк истории развития геоморфологии, рассматриваются общие сведения о рельефе и факторы рельефообразования.

Вторая часть посвящена роли эндогенных процессов в формировании рельефа. Наибольшее внимание обращено на отражение в рельефе различных типов тектонических структур в связи с литологией слагающих их пород.

Главное внимание уделено характеристике экзогенных процессов и создаваемых ими форм и типов рельефа, рассматриваемых в третьей части книги. Обусловлено это тем, что в практической деятельности человек сталкивается преимущественно с формами и типами рельефа экзогенного происхождения и экзогенными

рельефообразующими процессами. К тому же эти процессы наблюдаются повсеместно, они наиболее динамичны и очень “чутко” реагируют на вмешательство человека.

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

При изложении материала автор стремился учесть новейшие данные, полученные в последние годы, а также показать прикладное значение изучения рельефа: при поиске нефтегазоносных структур и россыпных месторождений полезных ископаемых, дорожном строительстве, изучении новейших и современных тектонических движений, при оценке экологической обстановки и т.д.

В данном третьем издании подверглись той или иной переработке почти все разделы книги, включены также три новые главы: гл. 21 “Биогенное рельефообразование и биогенные формы рельефа”; гл. 22 “Рельеф — важнейший фактор дифференциации природно-территориальных комплексов (ПТК)”; гл. 23 “Катастрофические процессы и рельефообразование”.

Значительное внимание в книге уделено взаимосвязи рельефа с другими компонентами природной среды. При этом рельеф рассматривается как один из компонентов этой среды. Как известно, рельеф и слагающие его породы образуют так называемую морфолитогенную основу географического ландшафта. Неоднородность этой основы — одна из главных причин сложной дифференциации земной поверхности на множество природных территориальных комплексов (ПТК) разного таксономического ранга. Рельефу в этой дифференциации принадлежит ведущая роль, поскольку он, перераспределяя тепло и влагу, вещество и энергию, определяет пространственное взаиморасположение других природных компонентов, характер связей их друг с другом, интенсивность современных экзогенных процессов. Этим определяется значение курса “Геоморфология” для географов, его связь с курсами “Биогеография”, “География почв с основами почвоведения”, “Физическая география России”, “Физическая география материков и океанов” и др.

Значительно увеличено число иллюстраций по сравнению с предыдущими изданиями учебника.

Введен новый тип иллюстраций: прилагаются более 30 крупномасштабных топографических карт и аэрофотоснимков, на которых изображены наиболее широко распространенные типы рельефа. При этом автор преследовал две главные цели. Во-первых, использовать исключительную информативность топографических

карт, позволяющую судить не только о морфологических показателях изображенных на них типов рельефа, но и об их генезисе. Во-вторых, автор исходил из того, что независимо от будущей профессиональной ориентации географ при анализе топокарт и аэрофотоснимков должен уметь дать хотя бы самую общую оценку изображенной территории для наиболее рационального ее использования при хозяйственном освоении. Прилагаемые к работе топокарты и аэрофотоснимки могут быть использованы при проведении практических занятий по курсу “Геоморфология”.

Глава 21 “Биогенное рельефообразование и биогенные формы рельефа” написана доктором географических наук С.И. Большовым. В написании главы 23 “Катастрофические процессы и рельефообразование” принял участие профессор Г.С. Ананьев. Автор выражает им сердечную благодарность.

Автор признателен Г.С. Ананьеву и С.И. Большову за высказанные ими замечания, советы и пожелания при работе над рукописью.

За обстоятельные рецензии и сделанные замечания, способствовавшие улучшению работы, автор глубоко признателен доктору географических наук В.П. Чичагову (Институт Географии РАН) и заведующему кафедрой физической географии и геоэкологии МПГУ доценту А.В. Чернову.

Искреннюю признательность и благодарность автор выражает Ю.Н. Фузеиной и особенно Е.Д. Шеремецкой, без бескорыстной помощи которых подготовка учебника была бы невозможна.

Автор благодарен заведующему кафедрой геоморфологии и палеогеографии Географического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова профессору Г.А. Сафьянову, который создал благоприятные условия для работы над учебником.

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ

Глава 1

ГЕОМОРФОЛОГИЯ КАК НАУКА. ОБЪЕКТ ЕЕ ИЗУЧЕНИЯ

*Геоморфология*¹ — наука о рельефе земной поверхности, его строении (внешнем облике, морфологии), происхождении, истории развития и современной динамике. Следовательно, объектом изучения геоморфологии является рельеф, т.е. совокупность неровностей земной поверхности, разных по форме, размерам, происхождению, возрасту и истории развития.

Земная кора, верхняя часть которой образует рельеф, 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, испытывает многообразные изменения, 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. Вернадский разработал учение о биосфере². Под биосферой понимается вся совокупность органической жизни Земли. Эта оболочка как бы пронизывает нижнюю часть атмосферы, гидросферу и верхнюю часть литосферы. 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 опосредованно, изменяя физические и химические свойства горных пород, воздушной и водной оболочек нашей планеты.

¹ От греч. *ge* — земля; *logos* — слово, учение; *morphe* — форма. Термин «геоморфология» применяется также для обозначения геоморфологического строения какого-либо участка земной поверхности.

² От греч. *bios* — жизнь; *sphaira* — шар.

Сам рельеф Земли, представляющий совокупность поверхностей то почти горизонтальных, то со значительными уклонами, влияет на ход геоморфологических процессов. Так, в горах и на низменных равнинах сходные по генезису 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 ледники в умеренных, тропических и экваториальном поясах могут возникнуть 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 немислимо без знания внутреннего строения образующих его форм. При всей сложности взаимодействия и разнообразия рельефообразующих процессов в них всегда участвует как одна из важнейших составляющих *сила тяжести, сила земного притяжения.* Хотя движение масс в направлении, противоположном действию вектора силы тяжести, также возможно и оно происходит, но при этом движение масс всегда должно преодолевать силу тяжести. Поэтому для геоморфологии одной из важнейших характеристик рельефа является уклон поверхности, а сила земного притяжения, интенсивность проявления внешних агентов и их “набор” определяются гипсометрией рельефа.

Общий облик рельефа и характер рельефообразующих процессов зависят также от *частоты смены положительных и отрицательных форм рельефа, степени их контрастности и географического положения того или иного участка земной поверхности.* Наконец, рельеф испытывает существенные изменения в результате разнообразной хозяйственной деятельности человека.

Таким образом, рельеф является одновременно продуктом геологического развития и компонентом (составной частью) географического ландшафта. Само положение объекта изучения геоморфологии определяет необходимость ее тесных связей с геологией и физической географией.

Следует подчеркнуть, что в строении Земли рельеф занимает особое место, являясь поверхностью раздела и одновременно поверхностью взаимодействия различных оболочек земного шара: литосферы, атмосферы, гидросферы и биосферы. Вместе с тем рельеф — составная часть географической оболочки. Поэтому изучение рельефа и законов его развития может быть наиболее плодотворным 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 современного рельефа. В познании рельефа геоморфология использует достижения не только географии и геологии, но и многих других наук естественно-исторического цикла. 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 др.

Геоморфология изучает строение, происхождение, историю развития и динамику рельефа земной поверхности. Цель 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. Сведения о рельефе накапливались с ранних этапов возникновения и развития человеческого общества. 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. была написана работа М.В. Ломоносова “О слоях земных (Прибавление второе к первым основаниям металлургии и рудных дел)”, в которой он впервые выдвинул идею развития рельефа в результате 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 об агентах, принимающих участие в образовании земной коры и вызывающих изменения ее поверхности, — *нептунизма* и *плутонизма*. Основателем школы нептунистов был немецкий ученый Г.А. Вернер, взгляды которого сложились на основе наблюдений территории Саксонии, где ему приходилось иметь дело преимущественно с осадочными породами. Согласно концепции Вернера, Мировому океану принадлежит исключительная роль как в образовании горных пород, слагающих земную поверхность, так и в выработке присущего ей рельефа. Эта концепция вынуждена была в конце концов уступить место концепции плутонистов, одним из авторов которой был шотландец Д. Геттон. Свои наблюдения и исследования, проведенные преимущественно в Шотландии, Геттон опубликовал в 1788 г. в книге “Теория Земли”. Он ввел в науку понятие *о геологическом цикле*, рассматривал изменения рельефа как составную часть геологического развития Земли.

В начале XIX в. в геологии господствовала концепция *катастрофизма*, у истоков которой стоял французский ученый Ж. Кювье. Согласно этой концепции, деформации земной коры, а также изменения органического мира происходят катастрофически быстро, в течение коротких промежутков геологического времени, разделенных длительными периодами покоя. Возникла эта концепция для объяснения смены флор и фаун, наблюдаемых в пластах горных пород. В конце XIX в. она потеряла свое значение.

Основоположник научной геологии Ч. Лайель в 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 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 *денудации*. К. Науманн в 1852 г. 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. Кропоткин обосновывает теорию 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 делаются попытки его классификации.

Выделение геоморфологии в самостоятельную отрасль знания и появление первых научных общегеоморфологических 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, не потеряло оно своей научной ценности и до сих пор. Выдвинутую им формулу “структура — процесс (цикл) — стадия” он считал основой познания развития рельефа. По признаку ведущего процесса В. Девис выделил “нормальный” (водно-эрозионный), ледниковый, морской и аридный (золовый) циклы развития рельефа. Согласно В. Дэвису, деятельность ведущего процесса протекает стадийно и дает разные результаты в условиях разной геологической структуры, но в конечном счете ведет к выравниванию рельефа, к образованию *почти равнины, или пенеппена*. Новый цикл развития, по В. Девису, наступает при поднятии пенеппена, а последовательное развитие рельефа от ранней (юной) стадии к стадии дряхлости на отдельных этапах может нарушаться тектоническими или климатическими изменениями.

В работе В. Пенка “Морфологический анализ” основное внимание уделяется связи денудационных процессов с вертикальными движениями земной коры. Им 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 внизу, вогнутый вверх).

В. Пенк представлял себе процесс пенепленизации иначе, чем В. Девис. По В. Пенку, процесс уничтожения водораздельных пространств 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. Он в противоположность В. Девису 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 XX в. как в нашей стране, так и за рубежом появляется ряд обобщающих сводок по общей геоморфологии (А. Лобек, О. Энгельн, И.С. Шукин и др.). В книге И.С. Шукина “Морфология суши” наряду с обобщением огромного, накопившегося к тому времени фактического материала развиваются оригинальные концепции по систематике и классификации рельефа. Эти концепции получили дальнейшее развитие в послевоенные годы в его работе “Общая геоморфология” (в трех томах).

В послевоенные годы развитие общегеоморфологических концепций связано с именами К.К. Маркова (1948), И.С. Шукина (1960, 1964, 1974), Л. Кинга (1953, 1967), И.П. Герасимова и Ю.А. Мещерякова (1967).

К.К. Марков выдвинул и разработал представление о геоморфологических уровнях. Он выделяет четыре таких уровня: *абразионно-аккумулятивный*, создаваемый деятельностью моря или большого озера; *денудационный*, связанный с эрозионной 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 количествен-

ной стороны. К.К. Марков систематизировал и развил представление о возрасте рельефа, методах геоморфологических исследований, путях практического применения геоморфологии.

В трудах Л. Кинга ставится под сомнение универсальность применения концепции пенепленизации, 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 подножиями 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: 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 XX в. в развитии геоморфологической науки большое внимание, с одной стороны, уделяется изучению связей между обликом рельефа и геологической структурой, так называемой структурной геоморфологии, с другой — исследованию экзогенных геоморфологических процессов — *климатической* и *динамической геоморфологии*.

Успешно развиваемое в нашей стране структурно-геоморфологическое направление находит применение при решении ряда геологических задач, в первую очередь при поисках месторождений нефти и газа. Большие успехи достигнуты и в других областях *прикладной* геоморфологии, в частности в изучении современных геоморфологических процессов. Так, в Московском государственном университете (МГУ) большую роль в постановке работ по моделированию некоторых геоморфологических процессов, а также по изучению взаимодействия этих процессов и тектоники сыграл Н.И. Маккавеев. Изучение флювиальных и склоновых процессов необходимо для успешного поиска россыпных месторождений золота, касситерита, титановых руд. В последние десятилетия XX в. существенное развитие получили такие направления в геоморфологии, как *инженерная* и *экологическая геоморфология*, ставящие и решающие задачи, далеко выходящие за рамки прикладных исследований. Набирает силу *системный подход* в изучении рельефа.

В геоморфологии важное место занимает *палеогеоморфология* (учение о древнем рельефе). Анализ древнего рельефа, истории его развития, как это показали исследования на Урале, в Восточной Сибири (С.С. Воскресенский), в Забайкалье (Ю.Г. Симонов), применим при поисках полезных ископаемых.

Характеризуя современное состояние геоморфологии, необходимо сказать еще об одной новой и очень важной отрасли — *морской геоморфологии*, в которой можно выделить 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. Эта концепция оказалась очень плодотворной при решении практических задач — проектировании морских портов, защите берегов от размыва, поисках морских россыпей, строительстве крупных водохранилищ. Другое направление — *геоморфология дна морей и океанов*, в развитии которого большой вклад сделан русскими (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, располагая данными, характеризующими рельеф дна морей и океанов, разрабатывает научные идеи, основанные на изучении и этого рельефа.

Глава 3

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О РЕЛЬЕФЕ

Понятия о формах и элементах форм рельефа

Рельеф любого участка земной поверхности складывается из чередующихся между собой отдельных форм рельефа, каждая из которых состоит из элементов рельефа. По геометрическим признакам выделяются следующие элементы рельефа: грани, или поверхности, ребра (пересечение двух граней) и гранные углы (пересечение трех или более граней).

В природной обстановке наиболее легко выделяются поверхности, ограничивающие ту или иную форму рельефа. Им характерны разные размеры и наклон по отношению к горизонтальной

плоскости (уровню моря). По величине наклона их целесообразно разделить на *субгоризонтальные поверхности* (с углами наклона до 2°) и *склоны* (углы наклона 2° и более).

Рёбра и особенно гранные углы сохраняют свою геометрическую четкость лишь при определенных условиях. В большинстве случаев под воздействием ряда агентов они теряют морфологическую выраженность и превращаются в округлые сглаженные поверхности. Следствием этого являются часто наблюдаемые плавные переходы (перегибы склонов) как между гранями одной формы, так и смежными формами рельефа.

Формы рельефа могут быть *замкнутыми* (моренный холм, моренная западина) или *открытыми* (овраг, балка), *простыми* или *сложными*, *положительными* или *отрицательными*. Простые формы обычно невелики по размерам, имеют более или менее правильные геометрические очертания, состоят из элементов рельефа. Сложные формы — это комбинация простых форм. Выделение положительных и отрицательных форм рельефа не вызывает затруднений при сопоставлении соседних простых или относительно простых форм рельефа. Так, балки являются отрицательными формами по отношению к разделяющим их межбалочным пространствам. Это справедливо, например, для Среднерусской возвышенности и расположенной к востоку от нее Окско-Донской равнины¹. Но если взять всю Среднерусскую возвышенность как форму рельефа в целом, то она вместе с расчленяющими ее отрицательными формами (балками, оврагами, долинами рек) будет выступать как положительная форма рельефа по отношению к Окско-Донской равнине. Понятие “положительные и отрицательные формы рельефа” еще более усложняется при переходе к сопоставлению форм рельефа более высокого таксономического ранга.

Среди форм рельефа, сформированных экзогенными агентами, различают *аккумулятивные*, образовавшиеся за счет накопления материала (моренный холм, бархан), и *денудационные* (выработанные) формы рельефа, сформировавшиеся за счет выноса материала (овраг, котловина выдувания). Сочетания форм рельефа, обладающих сходным обликом, строением, происхождением и закономерно повторяющихся на определенной территории, называют *генетическими типами рельефа*. Существует множество типов: холмисто-западинный рельеф ледникового происхождения, долинно-балочный эрозионно-денудационного происхождения и др.

¹ Здесь и далее топонимика дана по географическому атласу (для учителей ср. шк.; изд. ГУГК при СМ СССР. М., 1980) и орографической карте мира (для вузов; изд. ГУГК при СМ СССР. М., 1983).

В зависимости от размеров выделяют различные формы рельефа: 1) планетарные; 2) мегаформы, 3) макроформы, 4) мезоформы, 5) микроформы и 6) наноформы.

Планетарные формы занимают площади в сотни тысяч и миллионы квадратных километров. Вся площадь земного шара составляет 510 млн км², следовательно, количество планетарных форм невелико. К планетарным формам рельефа относятся: 1) материки, 2) геосинклинальные пояса (переходные зоны), 3) ложе океана, 4) срединно-океанические хребты.

Материки (континенты) — крупнейшие положительные формы рельефа Земли. Большая часть их представляет собой сушу, хотя часть материков находится под водами Мирового океана (шельф, материковый склон). Важнейшая особенность материков — сложение земной корой материкового типа.

Ложе океана — 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 окраин Атлантического, Индийского и Северного Ледовитого океанов материки непосредственно контактируют с ложем океана. Значительная часть Альпийско-Гималайского геосинклинального пояса (от Средиземного моря до Индокитая) расположена в пределах суши.

Срединно-океанические хребты представляют собой крупнейшую горную систему, проходящую через все океаны и существенно отличающуюся от ложа океана строением земной коры. Обоснование выделения именно этих форм, как планетарных, дано в гл. 8.

Мегаформы занимают площади в сотни или десятки тысяч квадратных километров. К ним относятся *горные пояса и равнинные страны* в пределах материков, *крупные впадины и поднятия* в пределах ложа океана, *разломы планетарного масштаба*, выраженные в рельефе, и др. Примером мегаформ могут служить впадины Мексиканского залива и Карибского моря, горные системы Альп и Кавказа, Западно-Сибирская равнина и Среднесибирское плоскогорье.

Макроформы являются составными частями мегаформ. Площади, занимаемые ими, измеряются сотнями или тысячами (реже десятками тысяч) квадратных километров. К макроформам относятся отдельные *хребты и впадины* какой-либо горной страны: например, Главный Кавказский хребет, Куринская низменность.

Мезоформы измеряются обычно несколькими квадратными километрами или десятками квадратных километров. Примером

таких форм являются *овраги, балки, долины рек, крупные аккумулятивные формы типа барханных цепей или моренных гряд*.

Микроформы — это неровности, являющиеся деталями более крупных форм. Таковы, например, *карстовые воронки, эрозионные рывины, береговые валы*.

Формами **нанорельефа** (от *греч.* *nanos* — карлик) называют очень мелкие неровности, осложняющие поверхность макро-, мезо- и микроформ. Таковы, например, *луговые кочки, сурчины, мелкие эрозионные бороздки, знаки ряби* на морском дне и на поверхности эоловых форм рельефа.

Деление форм рельефа по их размерам в значительной степени условно, так как в природе нет четких границ между указанными выше градациями. Однако, несмотря на эту условность, различия в масштабе форм рельефа несут определенную генетическую информацию. Так, если планетарные формы рельефа, мегаформы, макроформы и некоторые мезоформы сформировались в результате деятельности эндогенных процессов, то образование большей части мезоформ, а также микро- и наноформ связано с деятельностью главным образом экзогенных процессов.

Морфография и морфометрия рельефа

Планетарные, мега- и макроформы рельефа отличаются не только размером площади, которую они занимают, но и гипсометрией или, применительно к подводным формам, батиметрией (глубиной моря или океана). Наиболее общую характеристику рельефа земной поверхности в целом дает *гипсографическая кривая*¹ (рис. 1), на которой четко выделяются два основных гипсометрических уровня земной поверхности: *материковый*, располагающийся между +2000 и -200 м и занимающий 30% земной поверхности, и *океанический* — на глубинах от -3000 до -6000 м, на долю которого приходится 50% поверхности Земли. Остальные 20% занимают средневысотные и высокие горы, глубоководные желоба. Средняя высота суши над уровнем моря равна +875 м, средняя глубина океана -3730 м, средняя высота поверхности Земли 2440 м. Следовательно, для Земли в целом более характерны отрицательные гипсометрические характеристики. Ниже приведены средние высоты материков и средние глубины океанов.

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



Рис. 1. Распределение рельефа земного шара по различным высотным уровням (гипсографическая кривая)

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. Наивысшая точка Земли — вершина горы Джомолунгма, или Эверест (в Гималаях), имеет отметку 8848 м, самая большая глубина — в Марианском глубоководном желобе (Тихий океан) достигает 11 034 м. Следовательно, максимальный размах высот на поверхности земного шара около 20 км.

Гипсометрическая характеристика — одна из важнейших характеристик рельефа. По степени приподнятости поверхности суши над уровнем океана выделяют *низменный* (абс. выс. от 0 до 200 м) и *возвышенный* рельеф¹. Последний, в зависимости от абсолютной высоты, геологического строения и характера расчлененности подразделяется на *возвышенности* и *возвышенные равнины, плато и плоскогорья, нагорья и горы*.

¹ На суше встречаются равнины, лежащие ниже уровня моря (например, Прикаспийская низменность).

К **возвышенностям** и **возвышенным равнинам** относят участки земной поверхности с абсолютными высотами 200—500 м. Их поверхности (как, впрочем, и поверхности низменных равнин) могут быть *горизонтальными, наклонными, вогнутыми* или *выпуклыми*. По морфологии среди обоих типов равнин различают плоские, холмистые, волнистые, грядовые. Морфологический облик равнин определяется их геологическим строением и воздействием тех или иных экзогенных агентов. В зависимости от характера воздействия последних, выделяют равнины *аккумулятивные* и *денудационные*.

Под термином “**плато**” (от *лат.* *plat* — плоский) понимают возвышенную равнину, сложенную горизонтально лежащими или слабо деформированными породами с ровной или слабо расчлененной (волнистой) поверхностью, ограниченную отчетливыми уступами от соседних более низких равнинных пространств. Различают *структурные, вулканические* и *денудационные* плато. Структурными называют плато, бронированные отпрепарированными стойкими пластами осадочных или магматических (чаще всего траппами) пород. Вулканические плато образовались в результате излияния на земную поверхность огромных масс лавы, заполнивших неровности ранее существовавшего рельефа. Денудационные плато по происхождению и облику рельефа сходны с возвышенными денудационными равнинами. Отличаются от последних меньшей расчлененностью поверхности и более четким отграничением от соседних территорий. Ряд исследователей рассматривают эти понятия как синонимы.

Плоскогорье — это обширные участки суши, приподнятые над окружающей территорией и характеризующиеся значительным эрозионным расчленением при относительно слабом расчленении водораздельных поверхностей. Плоскогорья отличаются от плато большими абсолютными высотами (до 1000 м и более). Внутри плоскогорий встречаются значительные неровности (впадины и поднятия), отграниченные от окружающих пространств четко выраженными, иногда крутыми уступами. Одни исследователи считают, что плоскогорья сложены горизонтально залегающими породами и, по существу, тождественны плато с более глубоким расчленением рельефа, другие относят к плоскогорьям высоко приподнятые, выровненные в платформенных условиях участки древней горной страны, сложенные дислоцированными породами.

Плато и плоскогорья, сложенные горизонтально залегающими породами, обычно с бронирующим верхним пластом, сохраняющим равнинность рельефа водораздельной поверхности, называют

столовыми странами. Часто они имеют четко выраженные, иногда крутые или ступенчатые склоны. Выделяют также *пластовые равнины*, сформировавшиеся на горизонтально или почти горизонтально залегающих породах платформенного чехла. От столовых стран они отличаются отсутствием бронирующего пласта. По гипсометрии пластовые равнины могут быть как *низменными*, так и *возвышенными*.

Под понятием **нагорье** понимают обширные участки земной поверхности, характеризующиеся сложным сочетанием горных хребтов и массивов, плато, плоскогорий и котловин, лежащих на общем, высоко поднятом массивном цоколе¹.

Горы — это обширные территории со складчатой, глыбовой или складчато-глыбовой структурой земной коры, приподнятые на различную высоту (до 8000 м и более) и характеризующиеся значительными, обычно резкими колебаниями высот на коротком расстоянии. Горы, прямолинейно или дугообразно изгибаясь, протягиваются на десятки, сотни и тысячи километров. По гипсометрии их подразделяют на низкие (до 1000 м), средневысотные (от 1000 до 2500 м), высокие (от 2500 до 5000 м) и высочайшие (более 5000 м). Следует отметить, что существуют и другие градации деления гор по их гипсометрии.

Для гор характерны высотная поясность ландшафтов и ярусность рельефа, обусловленные вертикальной дифференциацией климата и рельефообразующих процессов. И поясность, и ярусность особенно четко проявляются в высоких горах.

Рельеф гор зависит от абсолютной высоты, геологического строения и, что важно подчеркнуть, географического положения. Низкие горы обычно характеризуются мягкими округлыми формами, отсутствием или слабо выраженной вертикальной ландшафтной дифференциацией. Однако в высоких широтах, где в связи с низким положением снеговой границы помимо форм эрозионного расчленения развиты и ледниковые формы, рельеф низкогорий приобретает черты альпийского, свойственного высоким горам² (рельеф Новой Земли и др.). Низкие горы, или низкогорья, характерны как для областей слабого горообразования,

¹ Следует отметить, что картографическая топонимика не всегда соответствует приведенным выше геоморфологическим понятиям. Это следует иметь в виду при пользовании физико-географическими картами и атласами.

² *Альпийский рельеф* — тип рельефа гор, испытавших значительное четвертичное оледенение и охваченных современным горным оледенением: резко расчленен, характеризуется широким развитием ледниковых форм (кары, трог, карлинги и др., см. гл. 16), крутизной и скалистостью склонов, остротой и зубчатостью вершин и горных гребней.

так и для периферических частей средневысотных и высоких гор, испытывающих соответственно умеренное и интенсивное воздымания. Рельеф и природно-территориальные комплексы низкогорий характеризуются особенно большим разнообразием, обусловленным не только различием геологического строения, но главным образом разнообразием физико-географических условий, определяющим “набор” и интенсивность экзогенных процессов и факторов ландшафтной дифференциации.

Средневысотные горы имеют четко выраженную высотную поясность. Рельеф их верхних ярусов зависит от геологического строения и географического положения. Вершинные поверхности средневысотных гор низких широт, располагаясь ниже снеговой границы, имеют, как правило, мягкие, округлые очертания (например, Западные и Восточные Гаты и др.). Средневысотные горы умеренных широт часто несут следы реликтового ледникового рельефа (Карпаты и др.), а средневысотные горы высоких широт характеризуются альпийским рельефом (Северный Урал, горы северо-востока России и др.). Сходное строение имеет рельеф среднегорий по периферическим частям высоких гор.

Много общего имеет рельеф вершинных поверхностей высоких гор, лежащих выше снеговой границы. Это обусловлено воздействием идентичных, главным образом гляциально-нивальных экзогенных процессов, способствующих образованию альпийского типа горного рельефа (Альпы, Кавказ, Гималаи и др.).

Как уже говорилось, гипсометрию дна морей и океанов называют *батиметрией* (от греч. батос — глубина). По батиметрическим различиям выделяют *неритовую зону морского дна* (глубины 0—200 м), *батиальную* (200—3000 м), *абиссальную* (3000—6000 м) и *гипабиссальную* (более 6000 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 геоморфолог чаще всего описывает формы 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 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 серия *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 . Густоту эрозионного расчленения можно показать и способом, основанным на измерении расстояний между линиями водоразделов и днищами (тальвегами) ближайших эрозионных форм.

2. *Карты глубины расчленения*. Один из способов составления подобного рода карт заключается в следующем: на топографической основе проводят границы элементарных бассейнов, а затем в каждом из них определяют амплитуду между самой высокой и самой низкой точками.

Для определения глубины расчленения может быть использован и такой прием: по изучаемому профилю определяется разница относительных высот между соседними положительными и отрицательными формами рельефа, а также разница высот между наиболее низкими и наиболее высокими точками профиля, т.е. максимальный размах относительных высот.

3. *Карта общего показателя расчленения рельефа*. Составление карты основано на подсчете по условным квадратам сумм длин горизонталей.

4. *Карты крутизны склонов*. Показателями крутизны могут служить угол наклона (α) и отвлеченная величина — уклон (i , равный $\text{tg } \alpha$).

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

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

Тщательное изучение морфографии и морфометрии рельефа имеет и большой научный интерес. Разнообразие морфографических и морфометрических показателей заставляет искать причину этих различий, которая может заключаться в неоднородности геологического строения изучаемой территории, в характере и интенсивности новейших тектонических движений, в неоднород-

ности воздействия экзогенных рельефообразующих процессов, а также в истории развития рельефа.

Последнее обстоятельство следует подчеркнуть особо, так как каждый экзогенный агент создает специфичные, только ему свойственные формы и комплексы форм рельефа. Это позволяет широко использовать топографические карты, аэро- и космические снимки для суждения о генезисе рельефа той или иной территории. Морфографические и морфометрические показатели являются важнейшей составной частью легенд и содержания общих геоморфологических карт.

Однако характеристика рельефа только по морфографическим и морфометрическим показателям недостаточна. Так, при классификации рельефа по этим показателям в одной категории могут оказаться *конвергентные формы*, т.е. формы, имеющие сходный внешний облик, но различные по происхождению (например, моренный холм и курган), а близкие по генезису, но разные по внешнему облику формы окажутся разобщенными (например, овраг и конус выноса этого оврага).

Генезис рельефа

Главным исходным положением современной геоморфологии является аксиома: *рельеф формируется и развивается в результате взаимодействия эндогенных и экзогенных сил и 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 говорилось выше, наиболее крупные формы рельефа — планетарные, мега- и макроформы, а в некоторых случаях и мезоформы — имеют эндогенное происхождение, а более мелкие — экзогенное. 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, усложняя эндогенный рельеф, вырабатывают более мелкие мезо- и микроформы, в других — срезают неровности, созданные эндогенными процессами, 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) или нисходящие (отрицательные) движения земной коры.

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 вещества, слагающего мантию и земную кору. Расширение земного вещества в ходе нагревания приводит к возникновению восходящих вертикальных движений как в мантии, так и в земной коре. Последняя реагирует на них либо деформациями без разрыва пластов (образованием *пликативных дислокаций*), либо разрывами и перемещением ограниченных разрывами блоков земной коры (*дизъюнктивные дислокации*).

Разрывы могут проходить сквозь толщу земной коры и достигать очагов плавления пород (*астеносферы*). 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*. Возникновение крупных интрузий (батолиты, штоки и др.) неизбежно ведет к механическому перемещению вверх толщ перекрывающих их пород, т.е. способствует образованию пликтивных или дизъюнктивных нарушений. Внедряющиеся магматические породы оказывают также динамическое (давление), термическое и химическое воздействие на осадочные породы, которые в результате такого воздействия превращаются в метаморфические породы.

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

Образование разрывов 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, тектонические движения земной коры, сопровождаемые образованием разломов, перемещением блоков коры, складчатостью, и магматизм — вот те рельефообразующие процессы, источником энергии которых является внутренняя энергия 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 — лучистая энергия Солнца, трансформируемая на земной поверхности в энергию движения воды, воздуха, вещества литосферы. 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. Во всех этих процессах принимает участие гравитационная энергия, и поэтому названные процессы не являются чисто экзогенными. Существует группа процессов, протекающих на склонах и получивших наименование *склоновых*. К категории экзогенных процессов относят и космические силы. Наконец, есть еще две группы процессов, которые также можно отнести к экзогенным геоморфологическим процессам: рельефообразующая деятельность организмов и хозяйственная деятельность человека, роль которой как фактора рельефообразования по мере развития техники становится все более значительной.

Перечисленные рельефообразующие процессы лишь в редких случаях протекают обособленно. Нечасто можно сказать, что та или иная форма рельефа образовалась и развивается в настоящее время под действием лишь одного какого-либо процесса. 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 наибольшей степени определяющим генезис рельефа. Трудности генетического анализа могут быть систематизированы в следующем виде.

1. Рельеф Земли, как было отмечено выше, — результат взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов. Однако это слишком общее определение и не нуждается в конкретизации в каждом отдельном случае. На первом этапе необходимо выяснить, какая группа процессов в данном случае превалирует. Это нелегкая задача, потому что, как показывают наблюдения, интенсивность эндогенных и экзогенных процессов в целом соизмерима. Так, если средняя скорость тектонических движений измеряется 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 наблюдать следующее явление: 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 в зависимости от того, с какой (крупной или мелкой) формой рельефа мы сталкиваемся.

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

Морфология мезоформ лишь в отдельных, довольно редких случаях бывает целиком определена тектоническим процессом и не изменена экзогенными агентами. Мезоформы и более мелкие формы рельефа в большинстве 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 речные террасы. В настоящий момент эти ледниковые, прибрежно-морские или флювиальные формы подвержены воздействию других процессов, но 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 форм одновременно участвуют не один, а два или несколько факторов, вполне соизмеримых по 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. Для выяснения генезиса аккумулятивных форм рельефа важное значение имеет всестороннее изучение слагающих их отложений. Аллювиальные, пролювиальные, морские и другие отложения в большинстве случаев обладают специфическим комплексом литологических и морфологических свойств, позволяющих судить о генезисе слагаемых ими аккумулятивных форм.

Возраст рельефа

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

Геологический возраст пород определяется с помощью 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 непосредственно использованы для определения возраста выработанного (денудационного) рельефа. В геоморфологии, как и в геологии, обычно используют понятия “*относительный*” и “*абсолютный*” возраст рельефа.

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

1. Развитие рельефа какой-либо территории или какой-либо отдельно взятой формы, как 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 примерно на 100 м. По мере таяния материковых ледниковых покровов уровень Мирового океана постепенно повышался (4000—5000 лет назад он достиг отметки, близкой к современной). Воды океанов и морей затопили бывшие понижения прибрежной суши. Возникли исходные береговые линии, характеризующиеся сильной изрезанностью. Образование таких берегов, называемых *ингрессионными*, можно рассматривать как *начальную стадию* развития современного берега. В дальнейшем абразионные процессы способствовали образованию уступов у окончания мысов в результате разрушительной работы волн. Одновременно в вершинах заливов возникали первые береговые аккумулятивные формы. Это *стадия юности развития* берега. Позднее мысы были срезаны, а бухты (заливы) полностью отчленены от моря аккумулятивными образованиями. Берег стал выровненным. Выравнивание береговой линии завершает *стадию зрелости* берега. Дальнейшее развитие ведет к затуханию абразионных процессов. Сокращение поступ-

ления обломочного материала может привести к частичному размыву аккумулятивных форм, образовавшихся ранее в устьях бухт. Это *стадия дряхлости*, или *старости*, в развитии берега.

Другой пример — формирование речной долины на поверхности, недавно освободившейся из-под ледникового покрова. Сначала река имеет невыработанную, слабо врезанную долину. В процессе развития русло реки постепенно врезается в подстилающие породы, но в его продольном профиле еще остаются многочисленные неровности. Это *стадия юности* речной долины. Последующее врезание ведет к выработке вогнутого продольного профиля, углубление долины сменяется ее расширением за счет размыва берегов, начинается формирование поймы. Речная долина вступает в *стадию зрелости*. В дальнейшем боковая эрозия приводит к расширению поймы, река свободно блуждает в ее пределах, течение ее становится замедленным, а русло чрезвычайно извилистым или дробится на рукава. Наступает *стадия старости* в развитии речной долины.

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

2. Понятие *относительный возраст рельефа* применяется также при изучении взаимоотношений одних форм с другими. В общем случае любая форма является более древней по отношению к тем, которые осложняют ее поверхность и сформировались в более позднее время. Так, в пределах Прикаспийской низменности широким распространением пользуется позднечетвертичная (хвалынская) морская равнина, которая после регрессии хвалынского моря в одних местах подверглась эрозионному расчленению, в других — ее поверхность оказалась переработанной эоловыми процессами, сформировавшими разнообразные типы эолового рельефа. Следовательно, эрозионные и эоловые формы рельефа являются вторичными (более молодыми) по отношению к первичной (в данном случае хвалынской) морской равнине.

3. Определение *геологического возраста рельефа* означает установление того отрезка времени, когда рельеф приобрел черты, в основном аналогичные его современному облику. В этом, по существу, состоит главное в определении понятия *возраст рельефа*. Если речь идет об аккумулятивных формах рельефа, то вопрос сводится к определению обычными геологическими методами возраста слагающих эту форму отложений. Так, речные террасы, сложенные среднечетвертичными отложениями, относятся к среднечетвертичному возрасту; древние дюны, сложенные эоловыми плиоценовыми отложениями, — к плиоценовому возрасту и т.д.

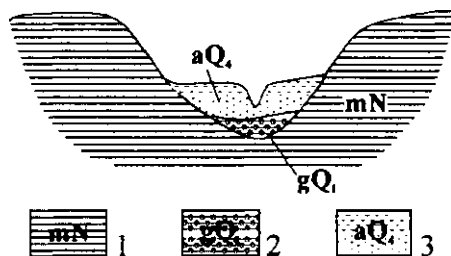
Сложнее определяется возраст выработанных форм рельефа. К.К. Марков рекомендует следующие способы.

1. *Определение возраста по коррелятным отложениям*¹. 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 этот конус, дает ключ и к определению возраста выработанной формы, в данном случае — оврага.

2. *Метод возрастных рубежей*. Его суть заключается в определении возраста отложений, фиксирующих нижний и верхний рубежи образования данной выработанной формы рельефа. Например, долина реки врезана в поверхность, сложенную морскими отложениями неогенового возраста (рис. 2). 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.

Рис. 2. Определение возраста выработанной формы рельефа (речной долины) методом возрастных рубежей:

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



3. *Определение времени “фиксации” денудационного рельефа*. В ряде случаев 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. *Метод фацialsных переходов*. Этот метод может быть применен при решении задачи о возрасте тех аккумулятивных форм, которые сложены осадками, не содержащими палеонтологических

¹ *Корреляция* — взаимная связь, соотношение предметов или понятий. Метод корреляции основан на выяснении соотношения денудационных и аккумулятивных форм рельефа.

остатков. Прослеживая в пространстве данную пачку отложений до фациальной смены ее отложениями, содержащими палеонтологические остатки, устанавливают разновозрастность обеих пачек осадков и, следовательно, разновозрастность образуемых ими форм рельефа. Так, можно установить возраст речной террасы, если удастся проследить переход слагающих ее немых аллювиальных отложений в прибрежно-морские отложения, возраст которых определяется палеонтологическим методом.

Абсолютный возраст рельефа. В последние десятилетия благодаря развитию радиоизотопных методов исследования широко применяется определение возраста отложений и форм рельефа в абсолютных единицах, т.е. в годах. Для этого необходимо знать период полураспада того или иного радиоизотопа; затем определяют соотношение его количества в отложениях с производным. Это 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, термолюминесцентный и др. Каждый из них имеет свои пределы применимости. Абсолютный возраст древних отложений и форм рельефа можно также определить с помощью палеомагнитного метода.

Установление морфографических и морфометрических характеристик рельефа, его генезиса, возраста и истории развития и современной динамики — основные задачи геоморфологического исследования. Методы решения этих задач, разумеется, не исчерпываются рассмотренными в этом разделе. В дальнейшем изложении материала будут проанализированы конкретные методы и приемы изучения рельефа.

Глава 4

ФАКТОРЫ РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ

Как указывалось выше, исходным положением современной геоморфологии является представление о том, что рельеф формируется в результате взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов. Кроме того, существует ряд факторов, которые непосредственно не участвуют в формировании рельефа, но влияют на его образование, определяя “набор” рельефообразующих процессов, степень интенсивности и пространственную локализацию воздействия тех или иных процессов. К числу таких факторов от-

носятся вещественный состав пород, слагающих земную кору, геологические структуры, созданные тектоническими движениями, климатические условия, биота и, в определенной степени, сам рельеф. Рассмотрим эти факторы.

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 *стойкие* и *не стойкие*, *податливые* и *не 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 устойчивыми по отношению к выветриванию, но многие из них весьма податливы к разрушительной работе текучих вод и ветра (лёсс, пески, суглинки, мергели, галечники и др.), а магматические и метаморфические породы оказываются слабо податливыми 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 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 условиями*, поскольку в разных природных зонах характер процессов выветривания и сноса продуктов выветривания имеет свои специфические особенности.

Из числа кристаллических пород более устойчивы по отношению, например, к физическому выветриванию породы мономинеральные, мелко- и равномерно зернистые, светлоокрашенные, с массивной текстурой. Так, гранит — порода полиминеральная — разрушается быстрее, чем кварцит — порода мономинеральная. Крупно- и неравномерно зернистые граниты с более темной окраской в сходных условиях менее устойчивы, чем светлоокрашенные

мелко- и равномерно зернистые граниты. Гнейс — порода, сходная по структуре и минералогическому составу с гранитом, но имеющая иную текстуру (параллельно сланцеватую или тонкополосчатую), подвержен 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 поверхностного стока 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, 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, особенно в ее верхних звеньях.

Большое 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*.

В рельефе находит отражение 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 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 устойчивые породы образуют, как правило, положительные формы рельефа, менее стойкие — отрицательные. Следует еще раз подчеркнуть, что *относительная устойчивость* 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 надо 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 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 препарирование геологических структур. В результате возникают формы рельефа, облик которых в значительной мере определен структурами. 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 геологи-

ческой структуры, но также от характера и интенсивности воздействия внешних сил, от степени устойчивости слагающих структуру пластов, от их мощности и, как следствие этого, частоты чередования пластов, сложенных породами различной устойчивости. В случае литологической однородности толщ, слагающих геологические структуры, последние находят слабое отражение в рельефе. Рассмотрим некоторые типы геологических структур с точки зрения их влияния на облик структурно-денудационного рельефа.

Широко распространена горизонтальная структура, свойственная верхнему структурному этажу платформ (платформенному чехлу), сложенному осадочными, реже магматическими породами. Горизонтальным структурам в рельефе соответствуют *пластовые равнины* (Приволжская возвышенность и др.), *структурные плато* и *плоскогорья* (плато Устюрт, Среднесибирское плоскогорье и др.), *столовые страны* (Тургайское плато и др.).

Рельеф столовых стран и плато характеризуется плоскими или слабо волнистыми междуречьями (бронированными пластами стойких пород), которые резко переходят в крутые склоны речных долин и других эрозионных форм рельефа. В условиях тектонического покоя и длительного воздействия эрозионно-денудационных процессов рельеф структурных плато и столовых стран может превратиться в *рельеф островных столово-останцовых возвышенностей*, в котором отрицательные формы рельефа занимают значительно большие площади, чем положительные (рис. 3, приложение 4). Рельеф столово-останцовых возвышенностей широко развит в Африке, Азии и других территориях.

В случае *чередования* (по вертикали) *устойчивых и податливых пород*, залегающих горизонтально, возникает *ступенчатый рельеф*. На склонах эрозионных форм при этих условиях образуются так называемые *структурные террасы* (рис. 4, приложение 7).

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. 5, приложение 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, исчисляющимися первыми десятками метров.

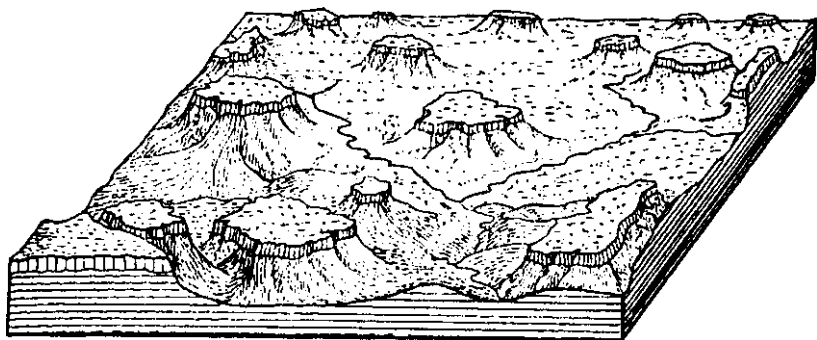
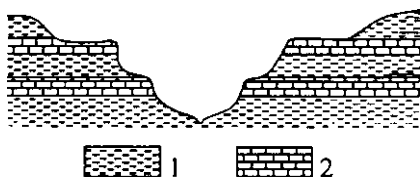


Рис. 3. Блок-диаграмма рельефа островных столово-останцовых возвышенностей

Рис. 4. Структурные террасы на склонах речной долины:

1 — податливые породы; 2 — пласты устойчивых пород



Области с куэстовым рельефом характеризуются своеобразным плановым рисунком гидрографической сети. 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 простираем моноκлиально залегающих пластов. Вследствие этого они перпендикулярны консеквентным долинам. Выработывая 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*.

При больших углах наклона, частом чередовании устойчивых и податливых пластов, незначительном эрозионном расчленении территории отпрепарированные моноκлиальные гряды распадаются на отдельные массивчики, принимающие в плане треуголь-

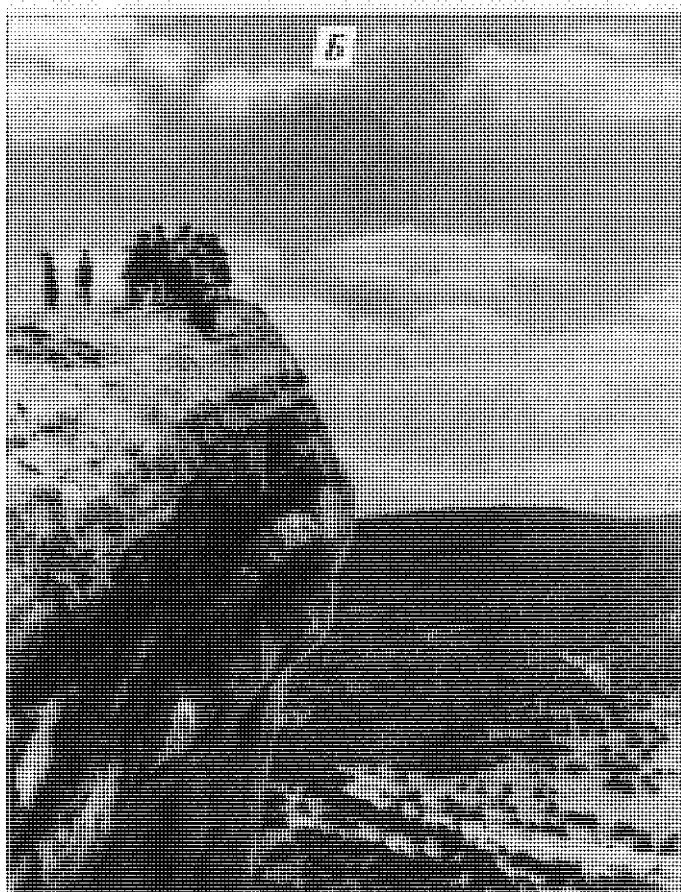
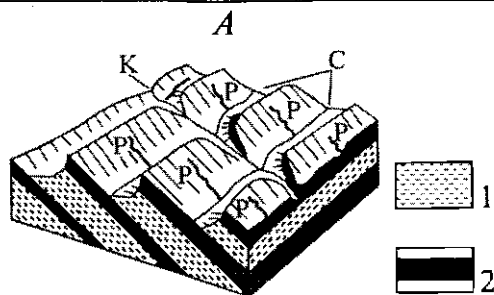


Рис. 5. А. Блок-диаграмма куэстового (моноклинально-грядового) рельефа:
 1 — податливые породы; 2 — устойчивые породы; К — консеквентная долина;
 С — субсеквентные долины; Р — ресеквентные долины.
 Б. Уступ Крымской куэсты. На заднем плане — структурный склон параллель-
 ной куэсты, покрытый лесом

ную форму и накладывающиеся друг на друга в виде черепицы. И.С. Шукин называет такой рельеф *шатровым* или *чешуйчатым*.

Моноклинальное залегание пластов свойственно крыльям и периклиналям крупных антиклинальных складок. И если в их строении участвуют породы различной стойкости, то в результате избирательной денудации возникают куэсты или моноклиальные 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, в осадочном чехле лакколитов. *Долинная сеть*, возникающая в таких условиях, в плане имеет *кольцевидный* или "*вилкообразный*" рисунок. В случае очень крутого падения пластов или вертикального их залегания образуются (в отличие от типичных куэст) *симметричные гряды*, вытянутые по простирианию стойких пластов. Между грядами, по простирианию 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 также определяется составом пород, смятых в складки, глубиной расчленения и длительностью воздействия экзогенных сил. При этом могут возникать 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*. На территории России примером таких форм являются небольшие возвышенности, соответствующие брахиантиклинальным складкам на Таманском полуострове. Такие формы рельефа встречаются и в пределах молодых складчатых гор.

В складчатых областях часто 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. 6). Это объясняется тем, что ядра антиклиналей начинают разрушаться под действием процессов денудации раньше, чем осевые части синклиналей. Кроме того, из-за повышенной раздробленности пород, возникающей в ядрах антиклиналей при изгибе пластов,

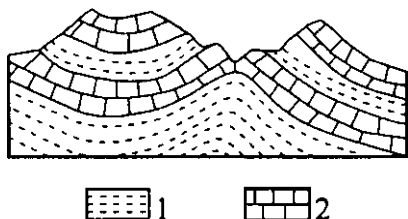


Рис. 6. Складчатая структура и ее отражение во вторичном рельефе:

1 — податливые породы; 2 — устойчивые породы

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 разнообразных взаимоотношений между пластами осадочных пород и магматическими телами, непосредственно отражающимися в рельефе, или под воздействием последующих денудационных процессов (см. гл. 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 сухого (аридного) климата.

Понимание взаимосвязей, существующих между рельефом и геологическими структурами, имеет большое научное и прикладное 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-съемочных и геолого-поисковых работ. Особенно перспективными геоморфологические методы оказались при поисках нефтегазоносных структур. Поэтому не случайно существует в геоморфологии научное направление — *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.

Геоморфологический анализ позволяет выявить влияние на рельеф не только существующих геологических структур, но и тех, которые были когда-то присущи более высоким горизонтам земной коры, но были уничтожены внешними силами. Так, в природе встречаются современные долины рек, находящиеся в видимом противоречии с геологическими структурами: они пересекают их, а не следуют направлениям простираения пластов или линиям разломов. В таких случаях 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*. Для эпигенетического заложения речных долин благоприятны 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 или слабонаклонно залегающих пород, после удаления чехла в результате денудации оказываются врезанными в кристаллические породы фундамента. При этом направление течения рек может не совпадать с простираем осей складок или линий разлома фундамента. Примером эпигенетических долин могут служить долины рек Гвианского плоскогорья в Южной Америке.

Рельеф и климат

Климат — один из важнейших факторов *рельефообразования*. Взаимоотношения между климатом и рельефом 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 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 опосредованно, через другие компоненты природной среды: гидросферу, почвенно-растительный покров и др.

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

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

В начале XX в. немецкий ученый А. Пенк предпринял попытку классифицировать климаты по их рельефообразующей роли. Он выделил три основных типа климатов: 1) *нивальный* (от *лат. nivalis* — снежный, холодный), 2) *гумидный* (от *лат. humidus* — влажный) и 3) *аридный* (от *лат. aridus* — сухой). Впоследствии эта классификация была дополнена и детализирована. Ниже приводится сокращенная классификация климатов по их роли в рельефообразовании.

Нивальный климат. Во все сезоны года характерны осадки в твердом виде и в количестве большем, чем их может растаять и испариться в течение короткого и холодного лета. Накопление снега приводит к образованию снежников и ледников. Основными рельефообразующими факторами в условиях нивального климата являются снег и лед в виде движущихся ледников. В местах, не покрытых снегом или льдом, интенсивно развиваются процессы *физического* (главным образом *морозного*) *выветривания*. Существенное влияние на рельефообразование оказывает *вечная (многолетняя) мерзлота*. Нивальный климат характерен для полярных областей (Антарктида, Гренландия, острова Северного Ледовитого океана) и вершинных частей гор, поднимающихся выше снеговой границы.

Климат субарктического пояса и резко континентальных областей умеренного пояса. Субарктический климат формируется на северных окраинах Евразии и Северной Америки. Он характеризуется продолжительными и суровыми зимами, холодным летом, небольшим (менее 300 мм) количеством осадков. Резко континентальный климат умеренного пояса особенно ярко выражен в Восточной Сибири. Для него типичны большие сезонные колебания температуры, малая облачность и относительная влажность воздуха, небольшое (менее 300 мм в год) количество осадков, особенно зимних. Климатические условия описанных областей благоприятствуют физическому (морозному) выветриванию и возникновению или сохранению образовавшихся здесь ранее (при еще более суровых климатических условиях) многолетнемерзлых пород (вечной мерзлоты), наличие которых обуславливает ряд специфических процессов, создающих своеобразные формы мезо- и микрорельефа, описанные в гл. 17.

Гумидный климат. В областях с гумидным климатом количество выпадающих в течение года осадков больше, чем может испариться и просочиться в почву. Избыток атмосферной влаги 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 рек, балки, овраги* и др. Эрозионные формы являются доминирующими в условиях гумидного климата. В областях с гумидным климатом интенсивно протекают процессы *химического выветривания*. При наличии растворимых горных пород интенсивно развиваются *карстовые процессы*.

На земном шаре выделяются три зоны гумидного климата: две из них располагаются в умеренных широтах Северного и Южного полушарий, третья тяготеет к экваториальному поясу. К этому же типу климата (по характеру его рельефообразующей роли) следует отнести муссонные области субтропиков и умеренных широт (восточные и юго-восточные окраины Евразии и Северной Америки).

Аридный климат характеризуется малым количеством осадков, большой сухостью воздуха и высокой испаряемостью, превышающей во много раз годовую сумму осадков, малой облачностью. Растительный покров в этих условиях оказывается сильно разреженным или совсем отсутствует, 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 препарирование более стойких пород, и как следствие этого в аридном климате наблюдается наиболее четкое отражение геологических структур в рельефе.

Области с аридным климатом располагаются на материках преимущественно между 20 и 30° северной и южной широты, за исключением тех частей материков, где в пределах этих широт развит муссонный климат. Аридные климаты наблюдаются и за пределами названных широт, где их формирование обусловлено размерами и орографическими особенностями материков. Так, в пределах Центральной Азии аридная зона в Северном полушарии проникает почти до 50° с.ш. Аридный климат с сопутствующими ему процессами рельефообразования развит вдоль западных побережий Африки и Южной Америки — в несвойственных для него широтах, что обусловлено проходящими здесь вдольбереговыми холодными морскими течениями (пустыни Намиб и Атакама).

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 стыке двух типов климата образуются формы рельефа, характерные для обоих типов и приобретающие к тому же ряд специфических особенностей. Такие переходные зоны выделяют в особые *морфологические подтипы* климатов. Существованию переходных зон способствует и непостоянство границ между климатическими зонами в течение года, которые смещаются то к северу, то к югу из-за наклона земной оси к плоскости эклиптики.

Изучение пространственного размещения генетических типов рельефа экзогенного происхождения и сопоставление их с современными климатическими условиями соответствующих регионов показывает, что охарактеризованная выше взаимосвязь между климатом и рельефом в ряде мест нарушается. Так, в северной половине Европы широко распространены формы рельефа, созданные деятельностью ледника, хотя в настоящее время никаких ледников здесь нет и располагается этот регион в зоне гумидного климата умеренных широт. Это “несоответствие” объясняется 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 проис-

хождения. Такой рельеф получил название *реликтового* (от лат. *relictum* — оставшееся, остаток). 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.

Большим своеобразием характеризуются экзогенные процессы, протекающие на дне морей и океанов. Их деятельность рассматривается в части III.

ЭНДОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ И РЕЛЬЕФ

Эндогенные процессы обуславливают различные типы тектонических движений и связанные с ними деформации земной коры. Они являются причиной землетрясений, эффузивного и интрузивного магматизма, 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 непосредственно или опосредованно (через литологию горных пород) контролируют как характер, так и интенсивность экзогенных процессов. Все это определяет исключительно важную роль эндогенных процессов в рельефообразовании на поверхности Земли.

Глава 5

РЕЛЬЕФООБРАЗУЮЩАЯ РОЛЬ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Разные исследователи выделяют различные типы тектонических движений. Суммируя современные представления о тектогенезе, по преобладанию направления можно выделить два типа тектонических движений — *вертикальные (радиальные)* и *горизонтальные (тангенциальные)*. Оба типа движений могут происходить как самостоятельно, так и во взаимосвязи друг с другом (часто один тип движения порождает другой) и проявляются не только в перемещении крупных блоков земной коры в вертикальном

или горизонтальном направлении, но и в образовании складчатых и разрывных нарушений разного масштаба.

Так, согласно концепции *тектоники литосферных плит*, восходящие конвективные потоки разогретого вещества верхней мантии приводят к образованию крупных положительных форм рельефа типа Восточно-Тихоокеанского поднятия. На последующих стадиях развития в осевых частях таких поднятий образуются *рифты* — отрицательные грабеноподобные формы рельефа, обусловленные разрывными нарушениями (например, рифтовая зона Срединно-Атлантического хр.). Поступление новых порций мантийного вещества по трещинам на дне рифтов вызывает *спрединг* — раздвигание литосферных плит¹ в горизонтальном направлении от осевой части рифтов. Таким образом, здесь виден пример перехода вертикальных движений в горизонтальные.

Горизонтальные перемещения литосферных плит навстречу друг другу приводят к их столкновению (*коллизия*), поддвиганию одних плит под другие (*субдукция*) или надвиганию одной плиты на другую (*обдукция*). Все эти процессы сопровождаются образованием *глубоководных желобов и окаймляющих их островных дуг* (Японский желоб, Японские острова), *грандиозных горных сооружений* (Гималаи, Анды). Этот пример иллюстрирует переход горизонтальных движений в вертикальные. Горные породы, слагающие островные дуги и горные сооружения материков, возникающие в результате субдукции, обдукции и коллизии, оказываются смятыми в складки, осложнены многочисленными разрывными нарушениями, а также интрузивными и эффузивными телами.

Различные типы тектонических движений и обусловленные ими деформации земной коры находят прямое или опосредованное отражение в рельефе.

Складчатые нарушения и их проявления в рельефе

Как известно, элементарными видами складок, независимо от происхождения, являются *антиклинали* и *синклинали*. В наиболее простом случае они находят прямое выражение в рельефе или на их месте формируется четко выраженный *инверсионный рельеф*. Пример подобного рода приведен на рис. 6. Чаще всего характер взаимоотношения складчатых структур и рельефа более сложный (рис. 7). Это обусловлено тем, что рельеф складчатых областей зависит не только от типов складок и их формы в профиле и плане.

¹ *Литосферные плиты* — крупные жесткие блоки литосферы Земли, отделенные друг от друга тектоническими разрывами.

ческих тел относительно друг друга. Простейшим видом разрывов являются единичные более или менее глубокие трещины. Наиболее крупные разрывные нарушения, распространяющиеся на большую глубину (вплоть до верхней мантии), имеющие значительную длину и ширину, называют *глубинными разломами*. Они фактически представляют собой более или менее широкие зоны интенсивного дробления пород. Нередко выделяют в качестве особого типа *сверхглубинные разломы*, которые корнями уходят в мантию.

Подобно складчатым, разрывные нарушения находят прямое или опосредованное 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. 8, А, Б). При системе сбросов может образоваться ступенчатый рельеф, если блоки смещены в одном направлении (рис. 8, В), или сложный горный рельеф, если блоки смещены относительно друг друга в разных направлениях. Так образуются *глыбовые горы*. С точки зрения структурных особенностей перемещенных блоков различают *столовые глыбовые* и *складчато-глыбовые горы*. Первые возникают на участках, сложенных горизонтальными или слабонаклонными, не смятыми в складки пластами осадочных пород. Примером таких гор может служить Столовая Юра. Широко развиты столовые глыбовые горы в Африке. Складчато-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 их 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 сложно построенными горст-антиклинориями.

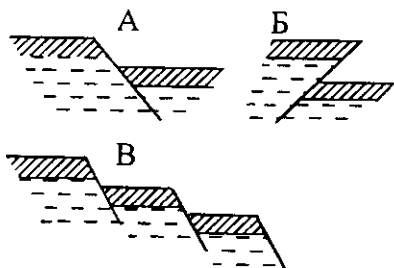


Рис. 8. Уступы рельефа, образованные в результате разрывных нарушений:

А — сброса; Б — надвига; В — ступенчатого сброса

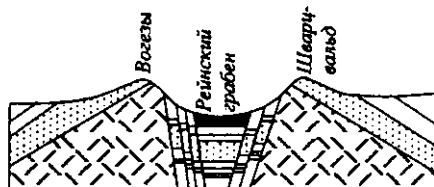


Рис. 9. Схематический профиль через Вогезы, Шварцвальд и Рейнский грабен

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, Вогезы и другие, являются горстами (рис. 9).

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. 10, А). При определенных условиях может сформироваться инверсионный рельеф: более высокое гипсометрическое положение будет занимать поверхность блока, испытавшего опускание (рис. 10, Б). Воздействием внешних сил на структуры, возникающие в результате разрывных нарушений, объясняется и то, что разные по происхождению структуры могут получить одинаковое морфологическое выражение в рельефе (рис. 10, В, Г)¹.

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 пород вдоль зон нарушений, но и концентрация в них поверхностных и подземных вод. Эрозионные формы, заложившиеся по трещинам и разломам, принимают их направление и в плане (на картах, аэро- и космических снимках), обычно имеют *ортогональный характер*: прямолинейные участки долин чередуются с резкими изгибами под прямыми или острыми углами. Системы разломов могут определять очертания береговых линий морей и океанов (п-ов Сомали, Синайский п-ов и др.).

¹ Внешнее сходство форм рельефа разного происхождения называется *конвергенцией рельефа* (от лат. *convergo* — приближаюсь, схожусь).

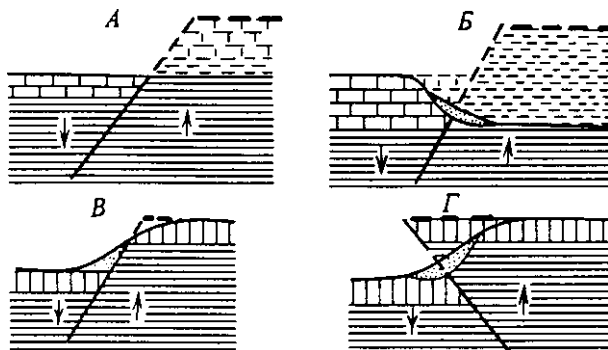


Рис. 10. Разрывные нарушения и их отражение в рельефе:

А — сброс, не выраженный в рельефе; Б — инверсионный рельеф (опущенный блок возвышается над поднятым); В — сброс и Г — надвиг, получившие в результате денудации одинаковое выражение в рельефе. (Пунктирные линии — гипотетический тектонический рельеф без воздействия денудации)

Вдоль линии разрывных нарушений часто наблюдаются выходы магматических пород, горячих и минеральных источников, различные специфические формы мезо- и микрорельефа, не свойственные окружающей территории. Иногда вдоль линий разломов располагаются цепочки вулканов. К зонам глубинных и сверхглубинных разломов приурочены фокусы глубинных землетрясений. По регистрации фокусов таких землетрясений удалось установить, что некоторые сверхглубинные разломы проникают в недра Земли на 500—700 км, пронизывая земную кору и верхнюю мантию.

Рельефообразующая роль вертикальных и горизонтальных движений земной коры

Под *вертикальными*, или *колебательными*, движениями земной коры понимают *постоянные, повсеместные, обратимые* тектонические движения разных масштабов, площадного распространения, различных скоростей, амплитуд и знака, не создающие складчатых структур. Некоторые исследователи называют такие движения *эпейрогеническими*, *осцилляционными*. Рельефообразующая роль движений этого типа огромна. Они участвуют в образовании форм рельефа самого разного масштаба. Так, вертикальные тектонические движения самого высшего порядка, охватывая огромные площади, лежат в основе формирования наиболее крупных, *планетарных форм рельефа* земной поверхности.

Вертикальные движения более низкого 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, Подольская возвышенность — Украинскому щиту, Большой Кавказ — одному из мегантиклинорий альпийской складчатой зоны и т.д. Вертикальные движения лежат в основе формирования *рельефа складчато-глыбовых и столовых глыбовых гор*.

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

Вертикальные тектонические движения высшего порядка контролируют распределение площадей, занятых сушей и морем (обуславливают морские трансгрессии и регрессии), определяют конфигурацию материков и океанов, а оба эти фактора, как известно, являются первопричиной изменения климата на поверхности Земли. Следовательно, вертикальные движения оказывают не только прямое воздействие на рельеф, но и опосредованное, через климат. Важная рельефообразующая роль вертикальных движений заключается также в том, что они обуславливают расположение на земной поверхности областей сноса и аккумуляции, т.е. *областей преобладания денудационного или аккумулятивного рельефа*.

О роли горизонтальных движений в эндогенных процессах и формировании рельефа среди тектонистов и геоморфологов нет единого мнения. Некоторые исследователи полагают, что горизонтальные движения земной коры не следует переоценивать, хотя они, несомненно, существуют. Например, 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*. Так, по разлому Мендосино, расположенному в северо-восточной части Тихого океана, произошел сдвиг с амплитудой 1170 км. При складчатых нарушениях горизонтальные движения вызывают образование *лежащих и опрокинутых складок*.

Ряд исследователей полагают, 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 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 и грабенов. 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 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, так называемыми *трансформными разломами*, смещения по которым достигают нескольких сотен километров (рис. 11). Все эти явления более подробно рассмотрены ниже, в обзоре планетарных форм рельефа.

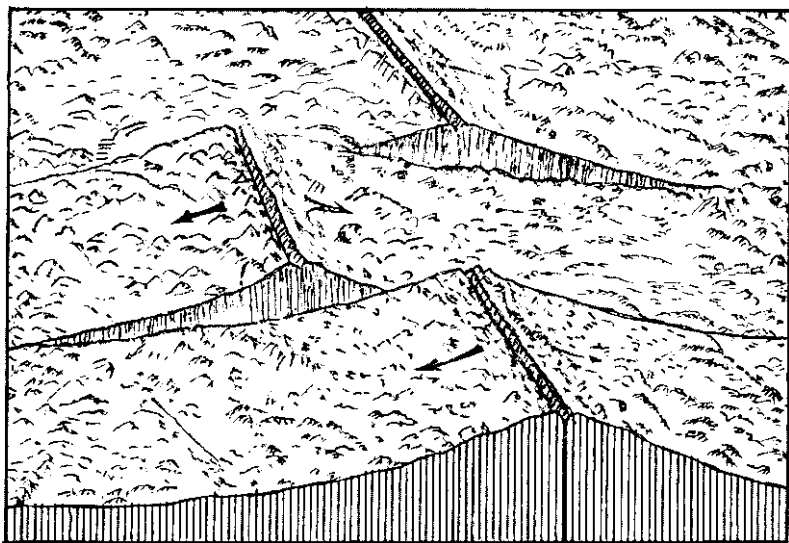


Рис. 11. Трансформные разломы, по которым произошел горизонтальный сдвиг отдельных участков срединно-океанического хребта

Исходя из концепции тектоники литосферных плит, можно заключить, что *горизонтальные движения* земной коры имеют не меньшее значение в формировании рельефа Земли, чем вертикальные. Как отмечалось выше, в зонах растяжения земной коры (спрединга) образуются крупные отрицательные формы рельефа (рифты), в зонах сжатия (субдукции, обдукции) — как отрицательные (глубоководные желоба), так и положительные макро- и мегаформы (островные дуги, горные сооружения). Таким образом, деформируя земную поверхность, горизонтальные движения, подобно вертикальным, влияют на пространственное расположение областей сноса и аккумуляции, денудационного и аккумулятивного рельефа.

Концепция тектоники литосферных плит рассматривает океаны как активно развивающиеся и непостоянные по очертаниям и площади формы рельефа. Отсюда следует вывод о влиянии движения литосферных плит, т.е. горизонтальных движений (наряду с вертикальными), на конфигурацию и пространственное положение планетарных форм рельефа и, как следствие, на изменение климата, а через него — на характер и интенсивность деятельности экзогенных процессов.

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 происхождения принадлежит так называемым *новейшим тектоническим движениям*, под которыми исследователи чаще всего понимают движения, имевшие место в неоген-четвертичное время. Об этом убедительно свидетельствует, например, сопоставление крупных черт рельефа на гипсометрической карте бывшего СССР и карты новейших тектонических движений на ту же территорию (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 равнины, плато Устюрт, Среднесибирское плоскогорье.

Областям интенсивных тектонических погружений, как правило, соответствуют низменные равнины с мощной толщей осадков

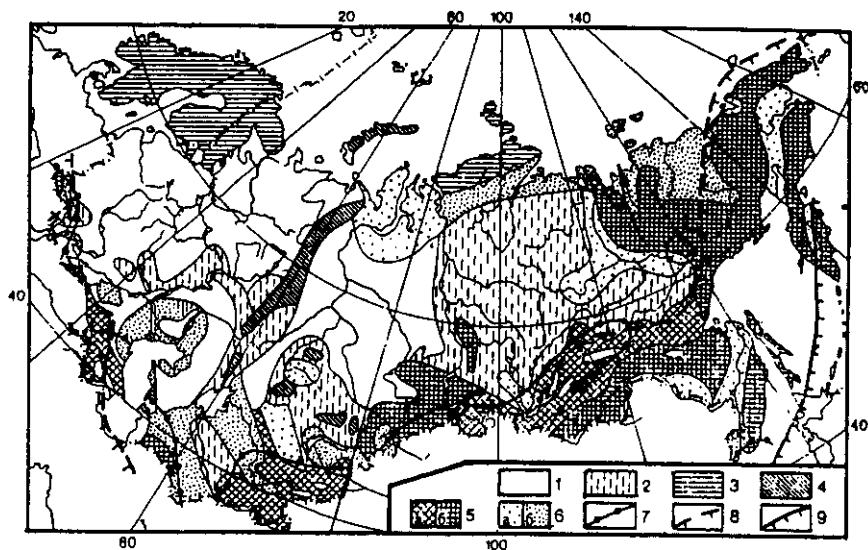


Рис. 12. Схема новейших (неоген-четвертичных) тектонических движений на территории бывшего СССР (по Н.И. Николаеву, значительно упрощена):

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

неоген-четвертичного возраста: Прикаспийская низменность, значительная часть Туранской низменности, северная часть Западно-Сибирской равнины, 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 геологических структур зависит от типа и характера неотектонических движений, литологии слагающих их пород и конкретных физико-географических условий. Одни структуры находят прямое отражение в рельефе, на месте других формируется обращенный рельеф (о чем говорилось выше), 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 земной поверхности, в образовании которых главная роль принадлежит эндогенным процессам и в морфологии которых четко отражаются геологические структуры, называют *морфоструктурами*. Это понятие было введено в 1946 г. И.П. Герасимовым. Однако до настоящего времени среди исследователей нет единого мнения в толковании понятия “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. Некоторые исследователи относят к морфоструктурам только активные геологические структуры, а отпрепарированные, пассивные структуры называют *литоморфоструктурами*.

Данные, которыми располагают в настоящее время геология и геоморфология, свидетельствуют о том, что земная кора испытывает деформации практически всюду и разного характера. Так, в настоящее время поднятие испытывают территория Фенноскандии и значительная часть территории Северной Америки, примыкающей к Гудзонову заливу. Скорости поднятий этих территорий весьма значительны. В Фенноскандии сразу после таяния ледника они составляли 10—13 см/год, в настоящее время — около 10 мм/год (метки уровня моря, сделанные в XVIII в. на берегах Ботнического залива, приподняты над современным уровнем на 1,5—2,0 м) (рис. 13). Берега Северного моря в пределах Голландии и соседних с ней 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, Гималаи и Памир за неоген-чет-

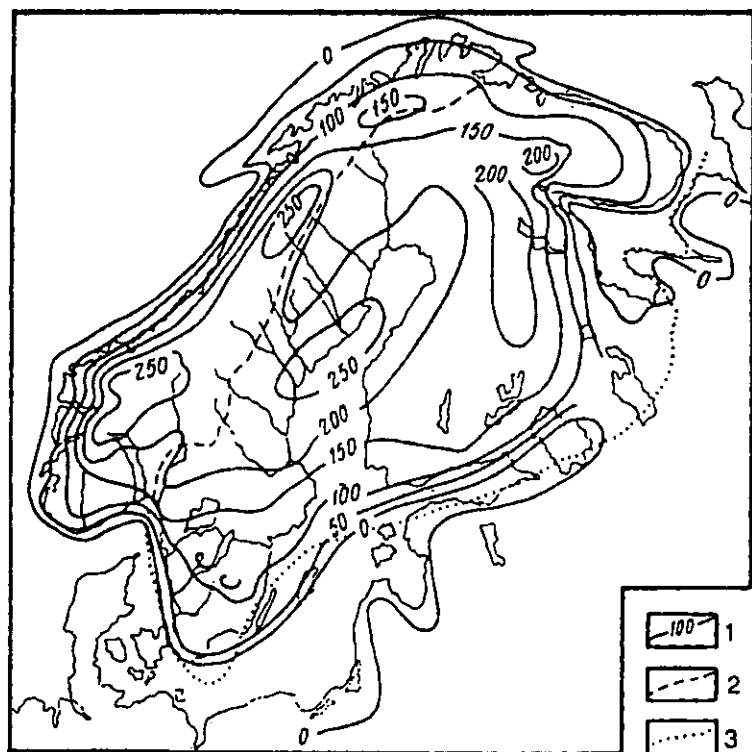


Рис. 13. Гляциоизостатическое поднятие Балтийского щита после исчезновения последнего ледникового покрова (по Н.И. Николаеву):

1 — изогипсы (м); 2 — граница каледонид; 3 — граница балтийского щита

вертикальное время поднялись на несколько километров. На фоне поднятий отдельные участки в пределах областей альпийской складчатости испытывают интенсивные погружения. Так, на фоне поднятия Большого и Малого Кавказа заключенная между ними Кура-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 — позднебакинское, уровень которого располагается 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 соответственно +300 и +200 м, а в пределах Кура-Араксинской низменности вскрыты скважинами на абсолютных отметках –250–300 м.

О проявлении неотектонических движений можно судить по многочисленным и весьма разнообразным геоморфологическим признакам: 1) наличие морских и речных террас, образование которых не связано с воздействием изменения климата или каких-либо других причин; 2) деформации морских и речных террас и древних поверхностей денудационного выравнивания; 3) глубоко погруженные или высоко приподнятые над уровнем моря коралловые рифы; 4) затопленные морские береговые формы и некоторые подводные карстовые источники, положение которых нельзя объяснить эвстатическими колебаниями уровня Мирового океана или другими причинами; 5) антецедентные долины, образующиеся в результате пропиливания рекой возникающего на ее

пути тектонического повышения — антиклинальной складки или воздымающегося блока, образованного разрывными нарушениями (рис. 14).



Рис. 14. Антецедентные сквозные ущелья рукавов р. Гердыманчай в восточной оконечности Карамарьянской гряды (Азербайджан, по В.А. Гроссгейму)

О проявлении неотектонических движений можно судить и по ряду косвенных признаков. Чутко реагируют на них флювиальные формы рельефа. Так, участки, испытывающие тектонические поднятия, обычно характеризуются увеличением густоты и глубины эрозионного расчленения по сравнению с территориями, стабильными в тектоническом отношении или испытывающими погружение. На таких участках меняется 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. Все эти (и ряд других) признаки позволяют использовать геоморфологический метод для выявления положительных тектонических структур, в частности при поиске нефтегазовых месторождений.

В зависимости от соотношения скоростей тектонических движений (T) и денудационных процессов (D) рельеф может развиваться по *восходящему* или *нисходящему* типу. Если $T > D$, рельеф развивается по восходящему типу. В этом случае увеличиваются абсолютные высоты территории, испытывающей поднятия, что

стимулирует усиление глубинной эрозии постоянных и временных водотоков и приводит к увеличению относительных высот. Формируются долины рек типа теснин, ущелий и каньонов, характеризующихся крутыми или даже отвесными склонами, что, в свою очередь, ведет к интенсивному развитию оползневых (при благоприятных гидрогеологических условиях) и обвально-осыпных процессов. Вследствие резкого преобладания глубинной эрозии над боковой в долинах рек слабо развиты или совсем отсутствуют поймы и речные террасы. Продольные профили рек характеризуются большими уклонами и невыработанностью: более или менее пологие уклоны на участках выхода легко размываемых пород чередуются с порогами и уступами на местах выхода устойчивых к размыву пород. Усиление интенсивности денудационных процессов способствует быстрому удалению рыхлых продуктов разрушения горных пород, результатом чего является хорошая обнаженность “свежих”, еще не подвергшихся разрушению пород, препарирование более стойких пород и как результат — четкое отражение геологических структур в рельефе (*структурность рельефа*), особенно в условиях аридного климата. Увеличение абсолютных высот, длины и крутизны склонов приводит не только к интенсификации ранее действовавших рельефообразующих процессов, но и к появлению новых: снежных лавин и селей, а при подъеме территории выше климатической снеговой границы — к процессам, связанным с деятельностью льда и снега. В результате в верхней части гор формируется новый тип рельефа — *альпийский*, характеристика которого была дана выше. Таким образом, изменение количественных характеристик — увеличение абсолютных и относительных высот, длины и крутизны склонов — приводит к качественным изменениям всего комплекса рельефообразующих процессов. Эти изменения находят отражение и на территориях, прилегающих к воздымающимся горам: здесь изменяется характер коррелятных отложений. По мере роста гор увеличиваются количество и крупность обломочного материала, выносимого постоянными и временными водотоками.

Если $T < D$, процесс рельефообразования развивается в обратном направлении: уменьшаются абсолютные и относительные высоты, склоны выполаживаются, речные долины расширяются, на дне их начинает накапливаться аллювий, продольные профили рек выравниваются и становятся более пологими, интенсивность эрозионных и склоновых процессов уменьшается. При снижении гор ниже снеговой границы прекращается рельефообразующая деятельность снега и льда. Накопление обломочного материала на дне эрозионных форм и склонах ведет к затушеванию струк-

турности рельефа, уменьшению площади выхода на поверхность свежих скальных пород. Вершины и гребни хребтов принимают округлые очертания. Все это ведет к уменьшению количества выносимого обломочного материала и его крупности.

Отмеченная связь между изменением рельефообразующих процессов на территориях, испытывающих поднятие, и характером коррелятных отложений, накапливающихся в области опускания, позволяет использовать коррелятные отложения для палеогеографических реконструкций: определения интенсивности тектонических движений прошлых геологических эпох, местоположения областей сноса, определения возраста проявления тектонических движений и формирования денудационного рельефа. Вот почему геоморфологи изучают не только сам рельеф, но и слагающие его породы, в частности коррелятные отложения.

Таким образом, существует тесная связь между характером и интенсивностью новейших тектонических движений, морфологией рельефа на разных стадиях его развития и коррелятными отложениями. 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 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 (до 10 см в год и более) диктуют необходимость их учета при строительстве долговременных сооружений — каналов, нефте- и газопроводов, железных дорог и др.

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, лакколлитов и др.), так и следствием препарирования интрузивных магматических пород, которые, как уже упоминалось, нередко являются более стойки-

ми 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, обязанными своим возникновением воздействию тех или иных экзогенных агентов в конкретных физико-географических условиях. Примерами довольно крупных гранитных батолитов могут служить массив в западной части Зеравшанского хребта в Средней Азии (рис. 15), крупный массив в Конгуро-Алагезском хребте в Закавказье.

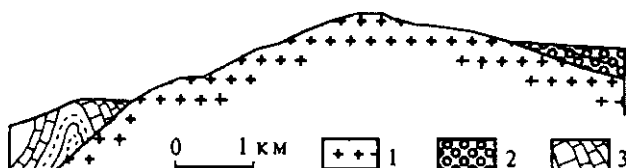


Рис. 15. Профиль батолита Чакыл-Калян, Зеравшанский хребет (по С. И. Клунникову):

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

Лакколиты встречаются в одиночку или группами и часто выражаются в рельефе положительными формами в виде куполов. Хорошо известны лакколиты Северного Кавказа (рис. 16) в районе г. Минеральные Воды: горы Бештау, Лысая, Железная, Змеиная и др. Типичные, хорошо выраженные в рельефе лакколиты известны также в Крыму: горы Аю-Даг, Кастель (рис. 17).

От лакколитов и других интрузивных тел нередко отходят жиллоподобные ответвления — апофизы. Они секут вмещающие породы в разных направлениях. Отпрепарированные несогласные интрузивы — *дайки* — на земной поверхности образуют узкие, вертикальные или крутопадающие тела, напоминающие разрушающиеся стены (рис. 18).

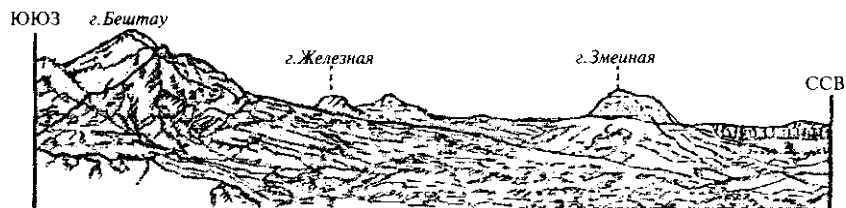


Рис. 16. Лакколиты Минеральных Вод (Северный Кавказ). (Рис. Н. П. Костенко)



Рис. 17. Лакколит Кафель (Крым)

Пластовые интрузии выражаются в рельефе в виде ступеней, аналогичных структурным ступеням, образующимся в результате избирательной денудации в осадочных породах (рис. 18, А—А). Отпрепарированные пластовые интрузии широко распространены в пределах Среднесибирского плоскогорья, где они связаны с внедрением пород *трапповой формации*¹.

Как говорилось выше, магматические тела усложняют складчатые структуры и их отражение в рельефе. Четкое отражение в рельефе находят образования, связанные с деятельностью вулканизма, который создает своеобразный рельеф. *Вулканизм* — объект исследования специальной геологической науки — *вулканологии*, но ряд аспектов проявления вулканизма имеет непосредственное значение для геоморфологии.

В зависимости от характера выводных отверстий расплавленного вещества различают извержения *площадные*, *линейные* и *центральные*. Площадные извержения привели к образованию *обширных лавовых плато*. Наиболее известные из них — лавовые излияния на Колумбийском плато (Северная Америка) и плоскогорье Декан (п-ов Индостан). Сплошным покровом могут быть заняты обширные пространства земной поверхности в результате излияния лавы и при трещинном вулканизме (Исландия).

¹ От *швед.* trapp — лестница.

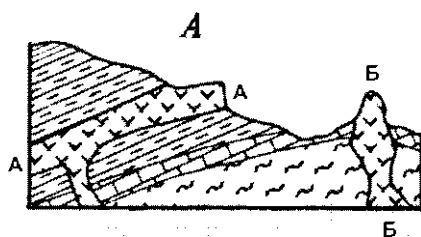


Рис. 18. А. Схема отпрепарированных интрузивных тел:
 А—А — пластовая интрузия (силл); Б—Б — секущая жила (дайка).
 Б. Отпрепарированная диабазовая дайка среди глинистых сланцев
 (Северный Кавказ. Фото И.С. Шукина)

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 аккумулятивная форма — *собственно вулкан*.

В вулканическом процессе почти всегда можно различить две стадии: *эксплозивную*, т.е. *взрывную*, и *эруптивную*, т.е. *стадию выброса и накопления вулканических продуктов*. Каналообразный путь на поверхность пробивается в первой стадии. Выход лавы на поверхность сопровождается взрывом. В результате верхняя часть канала воронкообразно расширяется, образуя отрицательную форму рельефа — *кратер*. Последующее излияние лавы и накопление *пирокластического материала*¹ происходит по периферии этой отрицательной формы. В зависимости от стадии деятельности вулкана, а также характера накопления продуктов извержения выделяют несколько морфогенетических типов вулканов: маары, экструзивные купола, щитовые вулканы, стратовулканы.

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

Трубки взрыва (диатремы) — трубкообразные каналы, образующиеся при прорыве газов через пласты земной коры, до 1 км в поперечнике. Часто древние трубки взрыва оказываются заполненными ультраосновной магматической породой — *кимберлитом*. 8—10% выходов на поверхность кимберлитов являются алмазонасными. Поэтому большинство месторождений алмазов (в Южной Африке, Бразилии, Якутии) связано с кимберлитовыми трубками.

Морфология аккумулятивных вулканических образований зависит от состава эффузивных продуктов.

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

Экструзивные купола — вулканы, образующиеся при поступлении на поверхность кислой лавы. Такая лава из-за быстрого остывания и высокой вязкости не способна растекаться и давать лавовые потоки. Она нагромождается непосредственно над жерлом вулкана и, быстро покрываясь шлаковой коркой, принимает форму купола с характерной концентрической структурой. Размеры таких куполов достигают нескольких километров в поперечнике, но не превышают 500 м в высоту. Экструзивные купола известны в Центральном массиве (Франция), в Армении и др.

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°, 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. Здесь они потухшие, небольших размеров. Примером щитового вулкана может служить гора Дингъя с основанием около 6 км в поперечнике, относительной высотой порядка 500 м, с кратером в поперечнике 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 — Гавайи — состоит из трех вулканов (Мауна-Кеа, Мауна-Лоа и Килауэа) щитового типа. Мауна-Лоа поднимается над уровнем моря на 4170 м. Его основание расположено на глубине около 5000 м. Следовательно, общая высота вулкана более 9000 м. Это самый большой по объему слагающего его материала вулкан на земном шаре. Несмотря на столь громадные размеры, склоны гавайских вулканов очень пологие. У основания вулканов уклон поверхности не превышает 3°, выше постепенно нарастает до 10°, а с высоты 3 км вновь сильно уменьшается. Вершина вулкана имеет вид лавового плато, посредине которого располагается гигантский кратер в виде лавового озера.

Наряду с вулканами, выбрасывающими только жидкую лаву, есть такие, которые извергают только твердый обломочный материал (*пепел, песок, вулканические бомбы, лапилли*) — это так называемые *шлаковые вулканы*. Они образуются при условии, если лава перенасыщена газами и ее выделение сопровождается взрывами,

во время которых лава распыляется, ее брызги быстро отвердевают. В отличие от лавовых конусов крутизна склонов шлаковых вулканов достигает 45° .

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

Широко распространены на суше так называемые *стратовулканы*, в строении которых участвуют как слои лав, так и слои пирокластического материала. Многие стратовулканы имеют почти правильную коническую форму: Фудзияма (Япония), Ключевская и Кроноцкая сопки на Камчатке (Россия), Попокатепетль (Мексика) и др. Среди этих образований нередки горы высотой 3—4 км, некоторые вулканы достигают 6 км. Многие стратовулканы на вершинах покрыты вечными снегами и ледниками.

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, которые образуются на склонах, — *паразитирующие кратеры*. 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 более 2400 м. У потухших или временно недействующих вулканов кратеры бывают заполнены 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, обращенные к центру извержения, 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 экзогенных агентов.

Своеобразный рельеф образуют жидкие продукты извержения вулканов. Лава, излившаяся из центрального или боковых кратеров, стекает по склонам в виде потоков. Текучесть лавы определяется ее составом. Очень густая и вязкая (кислая) лава успевает застыть и потерять подвижность еще в верхней части склона. При очень

большой вязкости она может затвердеть в жерле, образуя гигантский *лавовый столб* или *лавовый палец*, как это было, например, при извержении вулкана Пеле на о. Мартинике в 1902 г. Лавовый поток обычно имеет вид сплюснутого вала, протягивающегося вниз по склону, с четко выраженным вздутием у окончания. Базальтовые лавы могут образовывать длинные потоки, которые распространяются на многие километры и даже десятки километров, прекращая свое движение на прилегающей к вулкану равнине или плато. Базальтовые потоки длиной 60—70 км не редкость на Гавайских островах и в Исландии.

Значительно меньше развиты лавовые потоки липаритового или андезитового состава. Их длина редко превышает несколько километров. Вообще у вулканов, выбрасывающих продукты кислого или среднего состава, большая по объему часть извержений представлена пирокластическим, а не лавовым материалом.

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: 1) *глыбовый микрорельеф*, 2) *кишкообразная лава*. Первый представляет собой хаотичное нагромождение угловатых или оплавленных глыб с многочисленными провалами и гротами. Такие глыбовые формы возникают при высоком содержании газов в составе лав и при сравнительно низкой температуре потока. Кишкообразные лавы отличаются причудливым сочетанием застывших волн, извилистых складок, в целом действительно напоминающих “груды гигантских кишок или связки скрученных канатов” (И.С. 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 образуются нагромождения шлака в виде конусов. Такие формы рельефа 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* (от лат. *fumare* — дымиться). Ряд продуктов выделения фумарол в атмосферных

условиях конденсируется, и вокруг места выхода газов образуются конусообразные возвышения, сложенные продуктами конденсации.

При *трещинных* и *площадных* излияниях обширные пространства оказываются как бы заполненными лавой. Классической страной трещинных извержений является Исландия, где подавляющая часть вулканов и лавовых потоков приурочена к депрессии, рассекающей 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, достигает 10—12 км³. Грандиозные площадные излияния происходили в недавнем прошлом в бассейне р. 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, площадь Колумбийского лавового плато более 500 тыс. км², а мощность слагающих его лав 1100—1800 м. Лавы заполнили все отрицательные формы предшествующего рельефа, обусловив почти идеальное его выравнивание. В настоящее время высота плато варьирует 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 *шарообразных*, или *подушечных*, лав.

Излияния лавы не только образуют специфические формы рельефа, но могут существенным образом влиять на уже существующий рельеф. Так, лавовые потоки могут вызвать перестройку речной сети. 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 вызывают образование дефицита масс в недрах Земли. Последнее обуславливает быстрые опускания участков земной поверхности. В отдельных случаях началу извержения предшест-

вует заметное поднятие местности. Например, перед извержением вулкана Усу на о. Хоккайдо образовался крупный разлом, вдоль которого участок поверхности площадью около 3 км² за три месяца поднялся на 155 м, а после извержения произошло его опускание на 95 м.

Говоря о рельефообразующей роли эффузивного магматизма, следует отметить, что при вулканических извержениях могут происходить внезапные и очень быстро протекающие изменения рельефа и общего состояния окружающей местности. Особенно велики такие изменения при извержениях эксплозивного типа. Так, при извержении вулкана Кракатау в Зондском проливе в 1883 г., носившем характер серии взрывов, произошло разрушение большей части острова, и на этом месте глубины моря достигают 270 м. Взрыв вулкана вызвал образование гигантской волны — *цунами*, которая обрушилась на берега Явы и Суматры. Она нанесла огромный вред прибрежным районам островов, погибли десятки тысяч жителей. Другой пример — 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 являясь центрами горного оледенения. Образующиеся здесь ледниковые формы рельефа не имеют каких-либо специфических особенностей, поэтому они специально не рассматриваются. Флювиальные формы вулканических районов своеобразны. 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* (*барранко*) — глубокие эрозионные борозды, радиально расходящиеся от вершины вулкана (рис. 19). Барранкосы часто наследуют борозды, пропаханные в рыхлом покрове пепла и лапиллей крупными глыбами, выброшенными при извержении. Такие образования нередко называют *шаррами*.

Общий рисунок речной сети в вулканических районах также зачастую имеет радиальный характер. Другими отличительными особенностями речных долин в вулканических районах являются водопады и пороги, образующиеся в результате пересечения реками застывших лавовых потоков или траппов, а также плотинные

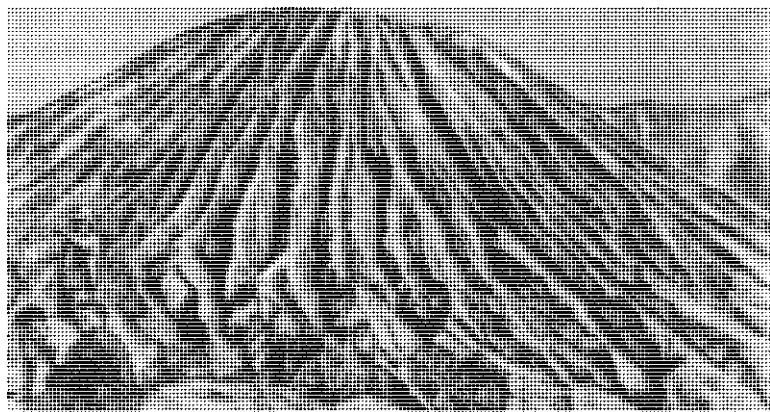


Рис. 19. Барранкосы (барранко) — эрозионные борозды на конусе вулкана Баток (о. Ява)

озера или озеровидные расширения долин на месте спущенных озер, возникающих при перегораживании рек лавовыми потоками. 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.

Среди вулканогенных образований часто встречаются так называемые *лахары*, т.е. *грязевые потоки*, возникающие при смешении вулканического материала с водами кратерных озер, дождевой водой или водой, образовавшейся в результате таяния льда или снега на склонах вулканов. Лохары могут быть горячими, образованными горячим пирокластическим материалом, и холодными, источником которых служит рыхлый вулканический материал, не связанный непосредственно с извержением. Объем лахаровых образований может достигать нескольких тысяч кубических километров.

Для многих вулканических областей характерны выходы напорных горячих вод — *гейзеров*. Горячие глубинные воды содержат много растворенных веществ, выпадающих в осадок при их охлаждении. Поэтому места выходов горячих источников бывают окружены натечными террасами зачастую причудливой формы. Широко известны гейзеры и сопровождающие их террасы в Йеллоустонском национальном парке в США, на Камчатке (Долина гейзеров), в Новой Зеландии, Исландии (рис. 20).

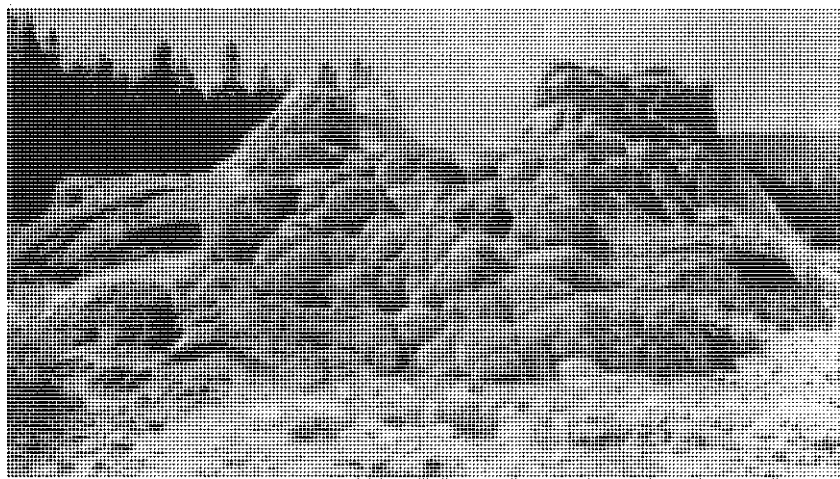


Рис. 20. Натечные формы гейзерита

В вулканических областях встречаются также специфические формы выветривания и денудационной препарировки. Так, мощные базальтовые покровы или потоки базальтовой, реже андезитовой, лавы при остывании и под воздействием атмосферных агентов разбиваются трещинами на столбчатые отдельности. Последние нередко представляют собой многогранные столбы, которые очень эффектно выглядят в обнажениях. Выходы трещин на поверхность лавового покрова образуют характерный полигональный микрорельеф. Лавовые пространства, 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 препарированию 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 *мес* (от исп. mesa — букв. стол).

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. 21).

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,

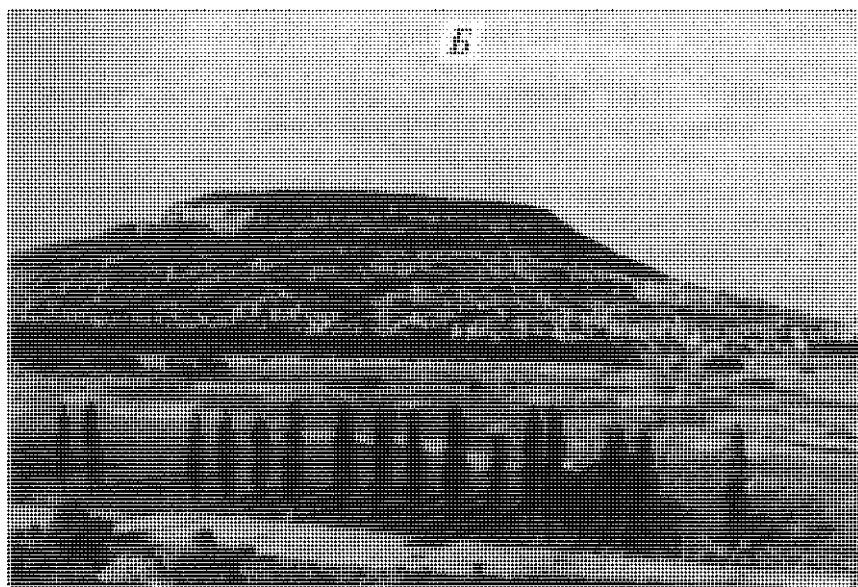
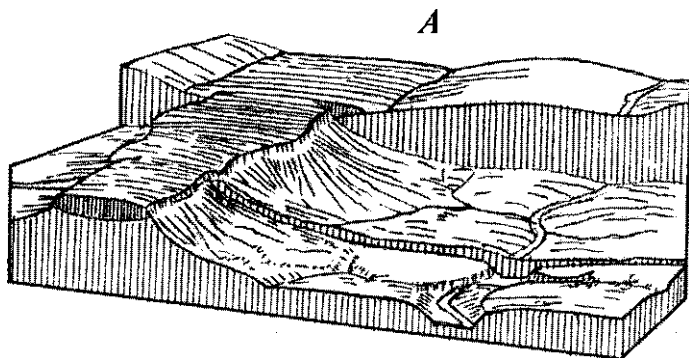


Рис. 21. А. Схема инверсионного рельефа в вулканическом ландшафте. На заднем плане первичное положение потока лавы в долине; передний план — тот же лавовый поток отпрепарированный (по В. Дэвису). Б. Останец, бронированный базальтом (Венгрия, район оз. Балатон)

а, по-видимому, даже значительно больше, чем на материках. Только в Тихом океане насчитывается не менее 3000 подводных вулканов.

Подавляющая часть новейших и современных вулканов суши приурочена к определенным зонам. Одна из таких зон имеет в основном меридиональное направление и протягивается вдоль западных побережий Северной и Южной Америки. Другая — имеет широтное простирание. Она охватывает районы, прилегающие к Средиземному морю, и далее тянется на восток, где пересекается в районе Индонезии с третьей вулканической зоной, соответствующей западной окраине Тихого океана. В пределах третьей зоны большинство действующих вулканов приурочено к *островным дугам* — гирляндам островов, обрамляющим окраины Тихого океана, прилегающие к Азии и Австралии. Вблизи островов известно и много подводных вулканов. Сравнительно небольшое число вулканов приурочено к зонам разломов, рассекающих такие древние материковые платформы, как Африканская.

В океанах встречаются вулканы, приуроченные как к современным рифтовым зонам, так и внутриплитные, часть из которых связана с “*горячими точками*”, или “*плюмами*”. Внутриплитных океанических активных вулканов не очень много. Наиболее известные — Гавайские вулканы в центре Тихого океана. В Атлантическом океане к таковым относятся вулканические острова Зеленого Мыса, Канарские, Мадейра, Св. Елены и другие, расположенные в стороне от Срединно-Атлантического хребта.

Современное расположение действующих вулканов контролируется конвергентными и дивергентными границами литосферных плит, а также плюмами — поднимающимися нагретыми мантийными струями.

О широком развитии вулканических процессов в Мировом океане свидетельствует огромное количество подводных вулканических гор, вулканических хребтов и других крупных вулканических сооружений, по морфологии сходных с вулканическими образованиями суши. Встречаются (главным образом в Тихом океане) изолированные плосковершинные подводные вулканические горы — *гайоты*. Одни исследователи считают, что вершины гайотов срезаны абразией при более низком стоянии уровня океана. Другие связывают образование гайотов с погружением древних вулканических островов, вершины которых подверглись абразии во время их нахождения у поверхности океана. Расположение плоских вершин гайотов на глубинах от 200 до 2500 м свидетельствует в пользу гипотезы о погружении дна океана.

По геофизическим данным и данным бурения, вулканическими являются подводные основания океанических коралловых островов, а также широко распространенные формы холмистого рельефа дна океана, так называемые *абиссальные холмы* вулканического происхождения. Все это подтверждает мнение о широком развитии вулканических процессов 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 (1948) на поверхности земли в результате сильных подземных толчков возникло множество трещин. 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 до 1 м. Во время Беловодского (Киргизия) землетрясения (1885) в результате вертикального смещения по трещинам блоков земной коры образовались уступы высотой до 2,5 м. При землетрясении в Португалии (1775) набережная 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 Токио) площадью около 150 км² быстро поднялась на 200—250 м, а другая опустилась на 150—200 м.

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

дельты Селенги) площадью около 260 км² опустился, и на этом месте образовался залив Провал глубиной до 8 м.

Иногда при землетрясениях могут возникать специфические положительные формы рельефа. Так, во время землетрясения на севере Мексики (1887) между двумя сбросами образовались холмики высотой до 7 м, а во время Ассамского землетрясения в Индии в море выдвинулся ряд островов, длина одного из них 150 м при ширине 25 м. В некоторых случаях по трещинам, образовавшимся при землетрясениях, поднималась вода, выносящая на поверхность песок и глину. В результате возникли небольшие насыпные конусы высотой 1—1,5 м, напоминающие миниатюрные грязевые вулканы. Иногда при землетрясениях образуются деформации типа складчатых нарушений. Во время землетрясения в Японии (1891) 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, осывы*, а в сильно увлажненных породах — *оползни и оплывины*. Так, во время Хаитского землетрясения в Таджикистане (1949) произошли крупные обвалы и осыпи, а селение Хаит оказалось почти полностью погребенным под оползневой телом, мощность которого 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, вследствие чего выше плотины возникло Сарезское озеро площадью более 80 тыс. км² и глубиной 505 м. Предполагают, что таково же происхождение огромной плотины в верховьях долины р. Баксан на Кавказе. Часто при землетрясениях на крутых склонах гор приходит в движение весь накопившийся на них рыхлый материал, формирующий у подножия мощные осыпные шлейфы. В результате Алма-Атинского землетрясения (1911) на северном склоне Заилийского Алатау оползневые и оплывные тела заняли площадь более 400 км².

Рыхлый материал, накопившийся у подножия склонов гор, в долинах рек и временных водотоков в результате описанных выше процессов, может служить источником для возникновения

грязевых или грязекаменных потоков — *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 и исчезают старые источники. Во время Андижанского землетрясения (1902) в долине р. Карадарьи образовались *грязевые вулканы*.

Определенную рельефообразующую роль играют и 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 вызывают образование гигантских морских волн — *цунами*. Обрушиваясь на берег, цунами 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 Восточно-Африканской системы разломов и некоторые другие территории.

Если сравнить карты распространения вулканов и землетрясений, то легко убедиться, что землетрясения приурочены преимущественно 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 сделать вывод, что и вулканы, и землетрясения приурочены к областям наиболее интенсивных новейших тектонических движений.

Распределение эпицентров землетрясений, концентрирующихся в виде полос, послужило основанием для выделения литосферных плит и проведения границ между ними.

Глава 8

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ
И ПЛАНЕТАРНЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА

Выше упоминались 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. Различают *континентальный* и *океанический* типы земной коры (рис. 22).

Континентальная (материковая) земная кора характеризуется большой мощностью — в среднем 40 км, местами достигая 75 км. Она состоит из трех “слоев”. Сверху залегает осадочный слой, образованный осадочными породами различного состава, возраста, генезиса и степени дислоцированности. Мощность его изменяется от нуля (на щитах) до 25 км (в глубоких впадинах, например, Прикаспийской). Ниже залегает “гранитный” (гранитно-метаморфический) слой, состоящий главным образом из кислых

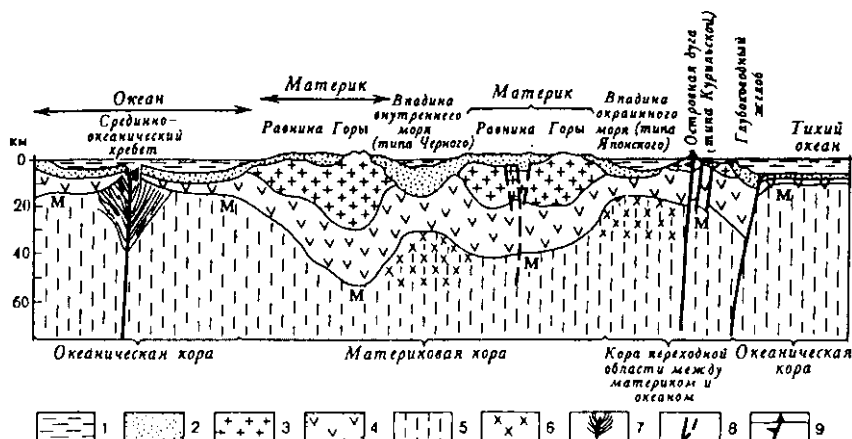


Рис. 22. Строение земной коры материков и океанов (по М.В. Муратову):

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

пород, по составу близких к граниту. Наибольшая мощность гранитного слоя отмечается под молодыми высокими горами, где она достигает 30 км и более. В пределах равнинных участков материков мощность гранитного слоя уменьшается до 15—20 км.

Под гранитным слоем залегает третий, “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. Третий слой мощностью 10—30 км сложен сильно метаморфизованными породами преимущественно основного состава. Поэтому его еще называют гранулито-базитовым.

Кора океанического типа резко отличается от континентальной. На большей части площади дна океана мощность ее колеблется от 5 до 10 км. Своеобразно и ее строение: под осадочным слоем мощностью от нескольких сотен метров (в глубоководных котловинах) до 15 км (вблизи континентов) залегает второй слой, сложенный подушечными лавами с тонкими прослоями осадочных пород. Нижняя часть второго слоя сложена своеобразным комплексом параллельных даек базальтового состава. Третий слой океанической коры мощностью 4—7 км представлен кристаллическими магматическими породами преимущественно основного состава (габбро). Таким образом, важнейшей специфической особенностью океанической коры являются ее 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 видно, что окраинные геосинклинальные области обычно состоят из трех основных элементов — *котловин глубоководных окраинных 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 толщины осадочного слоя. Крупные массивы суши, граничащие с такими морями (например, Японские острова), сложены корой, близкой по строению к континентальной. Характерными особенностями переходных областей являются сложное взаимосочетание и резкие переходы одного типа коры в другой, интенсивный вулканизм и высокая сейсмичность. Такой тип строения земной коры можно назвать *геосинклинальным*.

Своеобразными чертами характеризуется земная кора под срединно-океаническими хребтами. Она выделяется в особый, так

называемый *рифтогенный тип земной коры*. Детали строения коры этого типа еще не совсем ясны. Ее важнейшая особенность — залегание под осадочным слоем пород, в котором упругие волны распространяются со скоростями 7,3—7,8 км/с, т.е. намного большими, чем в базальтовом слое, но меньшими, чем в мантии. Полагают, что здесь происходит смещение вещества коры и мантии. Это мнение в 1974 г. получило дополнительное подтверждение в результате глубоководного бурения, проведенного на Срединно-Атлантическом хребте.

Каждому из перечисленных выше типов земной коры соответствуют наиболее крупные, планетарные формы рельефа (рис. 23). *Континентальному типу земной коры соответствуют континенты (материки)*. Они образуют основные массивы суши. Значительные площади материков затоплены водами океанов. Эти части материков получили название *подводной окраины материков*. В геофизическом и геоморфологическом смысле границами материков следует считать самую нижнюю границу подводной окраины материков, где выклинивается гранитный слой, и кора континентального типа сменяется океанической.

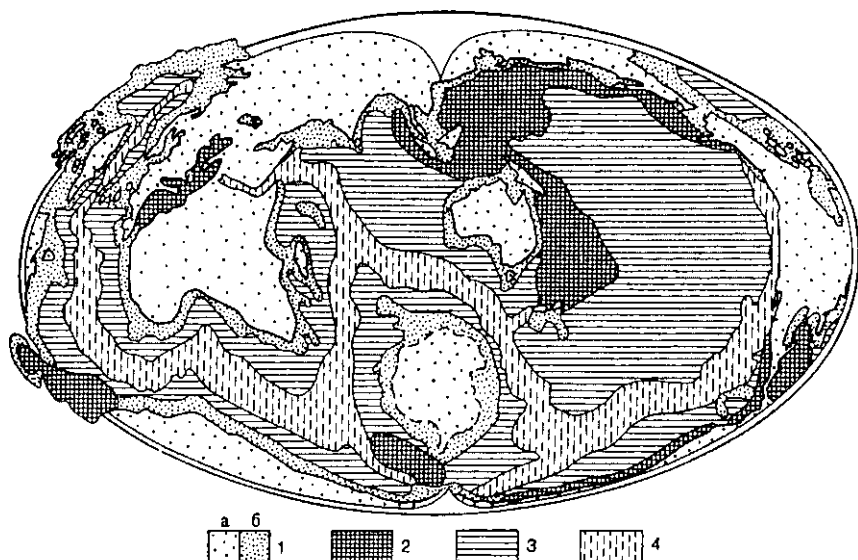


Рис. 23. Схема соотношения различных типов земной коры и планетарных форм рельефа:

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

(по О. К. Леонтьеву)

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 они будут именоваться 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 обусловленных различиями в структуре земной коры.

Переходя к описанию мегарельефа крупнейших планетарных форм рельефа Земли, следует подчеркнуть, что при приведенном выше выделении планетарных морфоструктур береговая линия теряет свое значение как важнейшая геоморфологическая граница, отделяющая сушу от морского дна. Однако роль ее безусловно 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 континентальной 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 эпигеосинклинальных горных сооружений, сформировавшихся в альпийской геосинклинальной области. При обзоре переходных зон основное внимание уделяется морским (океаническим) элементам этой мегаморфоструктуры.

Глава 9

МЕГАРЕЛЬЕФ МАТЕРИКОВ

Площадь материков вместе с подводной окраиной, а также альпийскими эпигеосинклинальными континентальными образованиями и участками с корой материкового типа в пределах переходных зон составляет примерно 230 млн км².

По структуре *материки* — *сложные гетерогенные тела* (от греч. *heterogenés* — разнородный), сформировавшиеся в течение длительной эволюции литосферы и ее верхней части — земной коры. Сложность эволюции и последовательность различных стадий образования материков находят отражение в их тектоническом и геологическом строении. В пределах материков выделяются *относительно устойчивые области*, получившие название *платформ*, и *горно-складчатые (эпигеосинклинальные и эпиплатформенные) пояса*, обладающие большой тектонической подвижностью (мобильностью). Неоднородность строения и развития платформ и мобильных поясов определяет различие их рельефа и позволяет выделить в пределах материков два основных типа морфоструктур — *платформенные* и *геосинклинальные*. При более детальном рассмотрении видно, что как платформенные, так и эпигеосинклинальные области оказываются далеко не однородными по геологическому строению, развитию, возрасту и тектонической активности. 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 60% площади платформ занято *низменными равнинами, невысокими плато, плоскогорьями или шельфовыми морями* типа Балтийского, Желтого и др.

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. Свидетельством этого являются горные сооружения, окаймляющие древние (докембрийские) материковые платформы, например горы Северо-Востока России, обрамляющие с востока Сибирскую платформу. На материковых платформах, главным образом на щитах, местами сохранились так называемые *остаточные (останцовые)* горы древних складчатых сооружений, сильно денудированные, но еще достаточно заметные в рельефе, а местами возникли глыбовые и вулканические горы в результате последующих тектонических движений. К территориям, характеризующимся сложным

сочетанием денудационных равнин на складчатом основании, ступенчатых и наклонных равнин на моноклинальных пластах, столовых гор и вулканических плато, гор и плоскогорий, относятся Гвианское и Бразильское плоскогорья в пределах Южно-Американской платформы, ряд нагорий и горных массивов в пределах Африкано-Аравийской платформы, горы Путорана на северо-западе Сибирской платформы и др. 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. Такие районы характеризуются высокой сейсмичностью и проявлением современного вулканизма. Это так называемые *возрожденные (эпиплатформенные) горы*¹.

Наибольшую площадь среди материковых платформ занимают *древние (докембрийские) платформы*. К их числу относятся: Южно-Американская, Африкано-Аравийская, Индостанская, Австралийская, Северо-Американская, Восточно-Европейская, Сибирская, Северо-Китайская, Южно-Китайская, Таримская, Антарктическая. 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 не остается одинаковым от места к месту.

На платформах южного полушария в течение длительного времени поднятия преобладали над погружениями, поэтому они характеризуются более значительными 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 повышенной сейсмичностью. В их пределах чаще встречаются *трубки взрыва*. По ряду признаков к платформам южного полушария близки Сибирская и Индостанская платформы. Важнейшими структурными элементами древних платформ, кроме щитов, являются антеклизы и синеклизы, обычно выраженные в рельефе в виде обширных возвышенностей и впадин. Следует отметить, что антеклизы и синеклизы часто связаны с подвижками блоков фундамента по разломам. Эти структуры в рельефе оказывают существенное влияние на распределение поверхностного стока и формирование речных систем. Последние

¹ *Эпи* (от греч. ері — после) — часть сложных слов, обозначающая расположенный поверх чего-либо, следующий за чем-либо.

тяготеют к синеклизам и другим более мелким отрицательным структурам, а основные водоразделы располагаются в пределах антеклиз. Так, в пределах Восточно-Европейской платформы бассейны Среднего Днепра, Верхней Волги и Печоры довольно четко совпадают с контурами 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, 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 вдоль реки Амазонки, приуроченная к одноименной синеклизе Южно-Американской платформы, начала формироваться еще в протерозое. В основании аккумулятивной равнины Прикаспийской низменности лежат пермские отложения палеозоя и т.д.

Денудация в пределах аккумулятивных равнин ослаблена или развита локально. Продукты выветривания не успевают удалиться 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 отложениями как возникшими на месте, так и принесенными с окружающих территорий.

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 Северо-Американской платформ. Близкое залегание к поверхности коренных пород оказывает влияние на плановую конфигурацию эрозионной сети и на морфологический облик эрозионных форм равнин. Такие равнины в отличие

от ранее рассмотренных имеют *увалистый* или *волнистый рельеф*, повторяющий в смягченном виде неровности структур осадочного чехла или фундамента платформ. Мелкие черты пластики определяются поверхностными рыхлыми образованиями, чаще всего приносимыми извне. Так, значительные пространства холмистого рельефа Северо-Американской и Восточно-Европейской равнин обусловлены осадками, оставленными материковыми ледниками. Холмистый рельеф значительной части равнин Северной Африки, Большой Песчаной пустыни, Большой пустыни Виктории и других в Австралии сформировался за счет эоловой аккумуляции и т.д.

Иной облик рельефа имеют *денудационные равнины*, сформировавшиеся на участках древних платформ, где явно преобладают положительные движения земной коры. Наиболее характерная черта денудационных равнин — зависимость их рельефа от геологической структуры денудируемых пород. Самыми яркими их примерами являются равнины, сформировавшиеся на щитах. Выход на поверхность в пределах щитов кристаллического фундамента платформ сам по себе указывает на то, что здесь длительное время непрерывно господствует денудация. Соизмеримость темпа поднятия с темпами денудационного среза и длительность процесса в крупном плане приводят к выравниванию, срезанию древних структур. Лишь мелкие детали коренной структуры находят отражение в рельефе таких равнин. Примерами 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 (см. рис. 3, 63, 152).

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

Теоретически идеальной *денудационной равниной* является пенеппен¹. Однако даже наиболее близкие к этому понятию денудационные равнины щитов заметно отличаются от теоретического пенеппена большим разнообразием колебаний относительных

¹ От лат. *paene* — почти и англ. *plain* — равнина.

высот и характером сочленения сопряженных форм рельефа. Это объясняется изменчивостью (циклическостью) геологического развития земной поверхности, различием физико-географической обстановки, а в некоторых случаях и особенностью условий формирования рельефа. Так, приподнятость и расчлененность рельефа, сформировавшегося на Балтийском и Канадском щитах, обусловлены не только сложностью их геологической структуры, но и неравномерностью изостатических поднятий, вызванных таянием плейстоценового ледникового покрова. Поднятие привело к оживлению древних разломов, обусловило врезание и существенную перестройку речной сети и тем самым значительное отклонение облика существующего рельефа от рельефа идеального (теоретического) пенеплена.

Длительность континентального периода развития отдельных частей материковых платформ неодинакова, поэтому и денудационные процессы на разных участках срезали различную толщу 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.

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

Среди денудационных равнин платформ суши следует упомянуть *денудационные равнины*, формирующиеся вдоль подножия гор. Такие равнины, образованные на складчатом основании при параллельном отступании склонов гор под действием денудации, получили название *педиментов*¹. Типичный пример — Пьемонт юго-восточного склона Аппалачей — предгорная равнина, представляющая собой выровненную слабонаклонную (3—5°) поверхность с маломощным чехлом рыхлых отложений. Денудационные предгорные равнины могут образоваться в случае горизонтального или наклонного залегания пластов в результате разрушительной работы моря. Так, значительные участки предгорной наклонной ступенчатой (террасированной) равнины западного побережья Каспийского моря между Махачкалой и Апшеронским полуостровом сформировались в результате морской абразии в моноклинально залегающих мезокайнозойских пластах северо-восточного склона Большого Кавказа.

¹ От лат. *pedimentum* — подножие.

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

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 процессов, “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 Восточно-Европейской равнины характеризуется широким развитием ледникового рельефа, созданного материковым покровным оледенением. На крайнем севере этой равнины в условиях субарктического 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 упоминалось выше, в пределах древних платформ наряду с равнинами встречаются 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. Большая роль в морфологии и в самом возникновении гор принадлежит разрывной тектонике, которая в ряде случаев 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 высота гор щитов редко превышает 2000 м, в них слабо выражена высотная поясность. В картографической топонимике сложные морфологические комплексы гор щитов, в которых изолированные (островные) горы и короткие горные хребты чередуются с высоко приподнятыми денудационными равнинами,

плато и плоскогорьями, получили различное наименование. Таковы Гвианское и Бразильское плоскогорья в Южной Америке, нагорья Ахаггар и Тибести в Африке и др.

В некоторых случаях горы на щитах могут представлять собой поднятые отпрепарированные крупные магматические тела, например Хибинские горы на Балтийском щите. Наконец, возможно образование гор на платформах 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.

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 аккумулятивные и денудационные. Примером аккумулятивных равнин могут служить значительные части Западно-Сибирской, Туранской и Колымской низменностей, сформировавшихся на месте палеозойских и мезозойских 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. Упомянутая выше денудационная равнина Пьемонта Аппалачей сформирована на срезанных палеозойских (герцинских) складчатых структурах.

В рельефе молодых платформ есть и существенные отличия от рельефа древних платформ. Главное отличие заключается в резком возрастании роли 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 массив во Франции; 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 большинстве гор мезозойского возраста древние структуры срезаны неглубоко, и они определяют основные черты современного рельефа этих гор.

В пределах молодых платформ есть и такие горы, которые образовались в результате *разрывной (разломной) тектоники*, проявившейся несогласно с древней структурой: Скандинавские горы, горы Центральной Европы (Гарц, Шварцвальд, Vogезы и др.).

В рельефе гор 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. Сходная 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 также лежат различия в строении земной коры, хотя и менее значительные, чем те, которые привели к обособлению планетарных форм рельефа.

Мегарельеф подвижных поясов материков

Выделяют два типа подвижных поясов материков: *первичные, геосинклинальные*, представленные горным рельефом суши, сформировавшимся в альпийское время на месте бывших геосинклинальных бассейнов, и *вторичные, эпиплатформенные*, горный рельеф которых возник на неотектоническом этапе на месте разнородных и разновозрастных геологических структур, включая наиболее древние из них — докембрийские платформы.

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

Мегарельеф внутриматериковых
геосинклинальных поясов

Геосинклинальный пояс — обширный, линейно вытянутый пояс земной коры, длина которого достигает десятков тысяч километров при ширине от нескольких сотен до нескольких тысяч километров. 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. Зарождение и развитие геосинклиналей тесно связано с глубинными разломами. В начальных стадиях развития они характеризуются преобладанием погружений (собственно геосинклинальная стадия) и морскими условиями, а в заключительных — преобладанием поднятий (орогенная стадия) и горообразованием.

По мере развития геосинклинальных областей в земной коре геосинклинального типа все большее значение приобретает континентальная кора. В поясах горных сооружений, находящихся в постгеосинклинальной стадии развития, континентальный 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 (Эллинский желоб глубиной около 5,5 км).

Чем дальше на восток, тем меньше в Средиземноморском поясе остается площадей, занятых морскими бассейнами с корой субокеанического типа. Южный Каспий представляет собой крайний член этого убывающего ряда. Восточнее Средиземноморский пояс альпийской складчатости на всем протяжении от Южного Каспия и до Индокитая представлен исключительно материковым типом земной коры. По характеру строения земной коры это уже материк, но по степени ее подвижности это еще не материковая платформа. Об этом свидетельствуют, прежде всего, степень вертикальной расчлененности и абсолютные высоты рельефа. В пределах рассматриваемой области располагаются высочайшие горные

системы суши — Памир и Гималаи. Размах относительных высот у них достигает 9 км, что 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 особенностью альпийских горных сооружений Евразии является большая мощность земной коры. Под Гималаями, например, она достигает 70 км, под Большим Кавказом — 50—60 км. С точки зрения концепции литосферных плит это произошло в результате столкновения (коллизии) Индостанской плиты с Азиатской в первом случае и Африкано-Аравийской с Евразийской континентальных плит — во втором.

Основными формами мегарельефа альпийских гор с континентальной корой (т.е. находящихся в постгеосинклинальной стадии развития) являются горы со сводово-складчатой и складчатой структурами, нагорья, межгорные впадины и предгорные наклонные равнины.

Горы со сводово-складчатой и складчатой структурой характеризуются резким и значительным вертикальным расчленением и большой высотой, обуславливающей ярусность рельефа и хорошо выраженную высотную поясность почвенно-растительного покрова. Большая высота гор, часто поднимающихся выше климатической снеговой границы (Альпы, Кавказ, Гималаи и др.), ведет к широкому развитию горного оледенения и связанных с ним форм ледникового рельефа (см. гл. 16). При моноклинальном залегании пластов различного литологического состава на склонах горных сооружений формируется *куэстовый рельеф*, например Скалистый и Пастбишный хребты северного склона Большого Кавказа.

Нагорья представляют собой также достаточно высоко приподнятые территории, но со значительно меньшей расчлененностью рельефа. Таковы Иранское нагорье, нагорье Тибет (южная часть), нагорье Малой Азии и др. Предполагают, 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.). *Нагорья* имеют в основном *денудационную морфоскульптуру*, характер которой обуславливается конкретной физико-географической обстановкой. Для упомянутых выше нагорий характерна аридно-денудационная морфоскульптура. В пределах Тибетского нагорья широко развиты формы рельефа, обусловленные деятельностью нивально-гляциальных процессов.

В отличие от нагорий, развитых на щитах древних платформ, которые называются нагорьями с долей условности, нагорья, приуроченные к срединным массивам средиземноморского альпийского складчатого пояса, являются типичными, соответствующими определению понятия “нагорье”.

Неотъемлемым элементом мегарельефа горных областей являются *межгорные впадины* (Куринская, Колхидская и др.). Они располагаются на несколько тысяч метров ниже окружающих их гор — антиклинальных и горст-антиклинальных хребтов — и обычно заполнены мощной толщей рыхлых отложений пролювиального, аллювиального или флювиогляциального происхождения. Нередко такие впадины выполнены озерно-морскими отложениями (Среднедунайская низменность).

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, Индо-Гангская, Кубанская, 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 внутренние впадины материков.*

Мегарельеф эпиплатформенных горных поясов

В пределах материков наряду с остаточными древними горами, максимальные высоты которых обычно не выходят за пределы 1500—2000 м, встречаются горы, характеризующиеся высокой тектонической активностью и, как следствие, — значительными абсолютными высотами, достигающими 5—7 км, а также высокой степенью сейсмичности и в отдельных случаях — современным вулканизмом. Анализ геологического строения таких гор показывает, что современное простираие их не всегда соответствует древним структурным линиям и они сложены, как правило, древними кристаллическими породами, испытавшими складчатость и консолидацию в докембрии, или же во время каледонского, гер-

цинского 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 Кунь-Лунь (на герцинской структуре), в Восточной Сибири — Саяны и Байкальская горная страна (на каледонской и байкальской структурах), горы Северо-Востока России и Кордильеры Северной Америки (на мезозойской структуре), горы Восточной Африки и прилегающей к Красному морю части п-ова Аравия (на докембрийских структурах) и др. Амплитуды тектонических деформаций в горах этого типа за время альпийского орогенеза изменялись от 5 до 15 км. Такие горные системы были названы российским тектонистом В.Е. Хаиным *возрожденными горами*. С.С. Шульц, Н.И. Николаев и другие исследователи называют их *областями молодого горообразования*, В.В. Белоусов — *активизированными платформами*, М.В. Муратов — *областями эпиплатформенного орогенеза*. Рельеф эпиплатформенных 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 гор этого типа свойственна одна общая черта: он образовался главным образом в результате разрывной тектоники.

Среди эпиплатформенных горных поясов морфологически довольно четко выделяются три: Восточно-Африканский, Азиатский и горный пояс Кордильер Северной Америки.

Восточно-Африканский эпиплатформенный горный пояс возник на месте докембрийской платформы. Он протягивается от р. Замбези на юге до Красного моря на севере. В целом это обширное нагорье, осложненное 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 ряд потухших и действующих вулканов (Килиманджаро, Меру, Карисимби и др.).

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

На северо-востоке рифтовая зона Восточной Африки через Аденский залив смыкается с рифтовой зоной Аравийско-Индийского срединно-океанического хребта (рис. 24).

Азиатский эпиплатформенный горный пояс сформировался на структурах разного возраста — от докембрийских (в Забайкалье) до мезозойских (горы Северо-Востока России). Подобно Восточно-Африканскому, в Азиатском эпиплатформенном горном поясе новейшие крупные тектонические структуры не совпадают с первичными (платформенными) структурами. Но Азиатский горный пояс испытал более интенсивную тектоническую активизацию, и это отразилось на рельефе: к нему приурочены высочайшие горные хребты земного шара — Тянь-Шань с вершиной пик Победы (7439 м), Кунь-Лунь с горой Улугмузтаг (7723 м), Каракорум с вершиной Чогори (8611 м). Здесь большой размах относительных высот между соседними вершинами горных хребтов и коренным ложем разделяющих их впадин. Если в пределах Восточно-Африканского горного пояса амплитуды относительных высот между вершинами хребтов и коренным ложем впадин не выходят за пределы 7—8 км, то в Азиатском 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 Азиатского пояса. Однако, несмотря на различия, в современном мегарельефе Азиатский эпиплатформенный пояс предстает как единый со свойственной ему внутренней структурой — чередованием сравнительно узких линейно

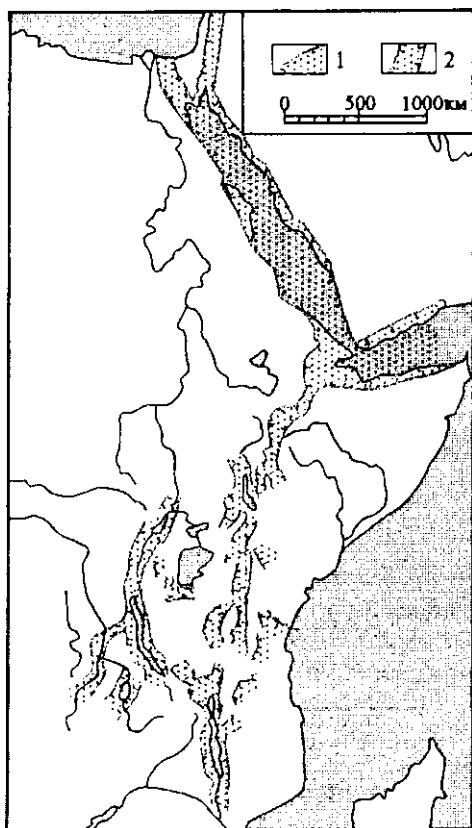


Рис. 24. Схема рифтов Восточной Африки (по М.В. Муратову):

1 — линии сбросов; 2 — рифты

вытянутых хребтов и впадин. Некоторые впадины по морфологическому облику близки к рифтам Восточной Африки (впадина оз. Байкал). Для этого пояса характерны *нагорья* и *плато*: Тибет (северная часть), Северо-Байкальское, Алданское, Патомское, Колымское и другие нагорья, плато Гоби, Алашань и др.

О продолжающихся в пределах описываемого пояса интенсивных тектонических движениях свидетельствует его высокая сейсмичность, а в недавнем прошлом — и вулканизм. Огромные пространства, занимаемые Азиатским эппиплатформенным горным поясом, а также значительные абсолютные и относительные высоты в его пределах обусловили разнообразие экзогенной морфоскульптуры. Значительное место здесь занимают *аридно-денудационная* и *ниважно-гляциальная морфоскульптуры*.

Эппиплатформенный горный пояс Кордильер возник на мезозойском, а местами на докембрийском складчатом основании. С востока он ограничен системой хребтов — хр. Брукса, горы Маккензи, Скалистые горы, с наиболее высокой точкой горой Элберт (4399 м), 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 Кордильер отличается от эппиплатформенных горных поясов Восточной Африки и Азии. К западу от перечисленных выше гор располагаются системы высоко поднятых плато, плоскогорий и нагорий: плоскогорье Юкон, Внутреннее плато, плато Колорадо, Мексиканское нагорье.

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

Рельеф центральной части Северо-Американского эппиплатформенного горного пояса характеризуется большим разнообразием. Общая черта ее 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 относительно друг друга.

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

Эпиплатформенный горный пояс 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 Кордильер по меридиану, широкое развитие внутренних плато, плоскогорий и нагорий, 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, прежде всего, относится к соотношению эпиплатформенных горных поясов с рифтовыми системами срединно-океанических хребтов.

Как было показано выше, рифтовая зона Восточной Африки через Аденский 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 Восточно-Тихоокеанского поднятия, согласно американским авторам, продолжается на материке в виде *зон разломов, горстов и грабенов* Калифорнии, Большого Бассейна и Скалистых гор. Эта связь прослеживается и по переходу сейсмического пояса Восточно-Тихоокеанского поднятия на материк в этом районе.

Перед Аденским заливом в Аравийском море на северо-восток от Аравийско-Индийского хребта отходит небольшой подводный хребет Меррей, 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, проходящей вдоль границы Индо-Гангской низменности с прилегающими к ней на западе горами. На севере зона Кветта, по-видимому, смыкается с Азиатским поясом возрожденных гор в районе Памира.

Наконец, срединный хребт Северного Ледовитого океана также примыкает к материку. На продолжении его зоны разломов в Якутии расположена *зона верхоянских разломов*. Южнее протягивается система разломов Алданского щита и Байкальской горной страны. Байкал, как показали исследования В.В. Ломакина и Н.А. Флоренсова, представляет собой рифт, сходный по строению и геофизическим свойствам с рифтовыми озерными впадинами Восточной Африки и рифтовыми долинами срединных хребтов.

Итак, 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 по старым или 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 расползается, 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. Отметим также, что чем больше океан, тем меньшую долю от его площади занимает подводная окраина материков. Например, у Тихого океана она составляет 10%, у Северного Ледовитого — более 60%. Подводная окраина материков делится на *шельф, материковый склон и материковое подножие*.

Шельф. Прибрежную, относительно мелководную часть морского дна с более или менее выровненным рельефом, в структурно-геологическом отношении представляющую собой непосредственное продолжение прилегающей суши, называют шельфом. Около 90% площади шельфа составляют затопленные равнины материковых платформ, которые в различные геологические эпохи, в связи с изменением уровня океана и вертикальными движениями земной коры, затоплялись то в большей, то в меньшей степени. Например, в меловое время шельфы были распространены гораздо шире, чем сейчас. Во время четвертичных оледенений уровень океана понижался более чем на 100 м по сравнению с современным, и соответственно обширные пространства нынешнего шельфа тогда представляли собой континентальные равнины. Таким образом, верхняя граница шельфа непостоянна, она меняется из-за абсолютных и относительных колебаний 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. 25). Например, на атлантическом шельфе США к северу от п-ова Кейп-Код дно представляет собой затопленную ледниково-аккумулятивную равнину с характерными формами гляциального рельефа. Южнее п-ова Кейп-Код последнее оледенение не распространялось, здесь прослеживается холмистая равнина с округлыми “мягкими” водоразделами и четко выраженными затопленными речными долинами. Во многих районах в пределах шельфа распространены различные структурно-

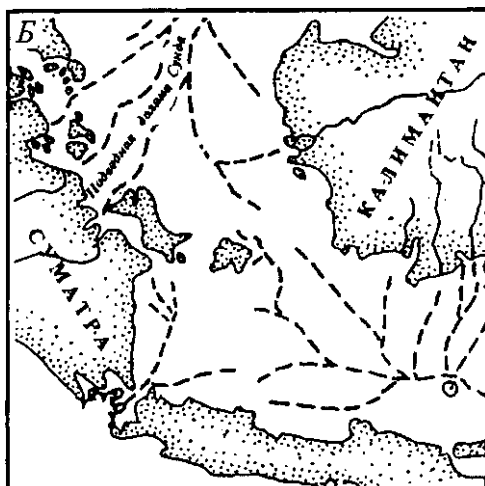
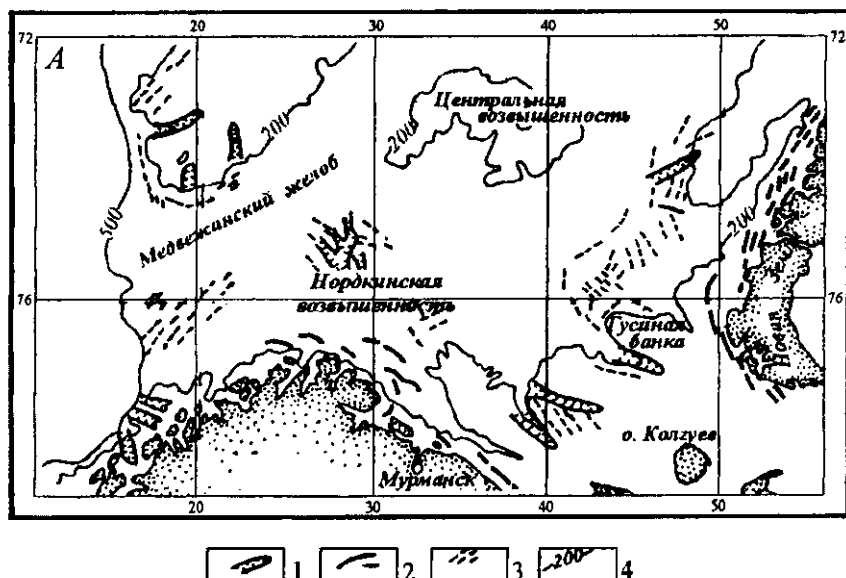


Рис. 25. Реликтовый субаэральный рельеф на шельфе:

А — ледниковый рельеф на дне Баренцева моря (по Матишову, 1977): 1 — ледниковые долины; 2 — молодые моренные образования; 3 — древние моренные образования; 4 — изобаты. Б — затопленные речные долины Яванского шельфа

денудационные (также реликтовые) формы рельефа, образовавшиеся в результате воздействия денудационных процессов на геологические структуры. Так, при моноклиальном залегании пород довольно часто формируется характерный *грядовый рельеф*, связанный с препарировкой прочных пород¹.

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

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

Поскольку равнины шельфа представляют собой преимущественно затопленные равнины материковых платформ, крупные черты рельефа здесь обусловлены (как и на суше) особенностями структуры этих платформ. Пониженные области шельфа часто соответствуют синеклизам, возвышенности — антеклизам. На шельфе нередко встречаются отдельные впадины, переуглубленные относительно соседних участков дна. В большинстве случаев это грабены, днища которых выстланы толщей современных морских отложений. Таковы, например, Кандалакшская впадина Белого моря, глубина которой более чем на 100 м превышает глубину соседних участков, желоб Святого Лаврентия на канадском шельфе Атлантического океана и др.

Раньше считалось, 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. Граница между шельфом и материковым склоном морфологическая. Это *бровка шельфа* — почти всегда четко выраженный перегиб профиля дна, ниже которого его уклоны значительно возрастают. Часто бровка находится на глубине 100—130 м, иногда (например, на современных абразионных подводных равнинах) она отмечается на глубинах 50—60 и 200 м. Есть также шельфовые равнины, распространяющиеся на гораздо большие глубины. Так, большая часть дна Охотского моря — шельф по геологическим и геоморфологическим признакам, а глубины здесь в основном 500—600 м, местами достигают 1000 м и более. 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 с новейшими тектоническими 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, как и изучение отложений шельфа, 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 течениями и др. (см. гл. 19).

В тропических водах в пределах шельфа типичны *коралловые рифы* — формы рельефа, созданные колониями коралловых полипов и известковых водорослей (см. гл. 20).

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

Континентальный (материковый) склон. Более или менее узкая зона морского дна ниже (глубже) бровки шельфа, характеризующаяся относительно крутым уклоном поверхности, представляет собой *материковый склон*. Средний угол наклона материкового склона $5-7^\circ$, нередко $15-20^\circ$, иногда даже более 50° . Материковый склон часто 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. 26). Оно отделяется от шельфа на глубинах 100—500 м уступом и дальше простирается в виде широкой наклон-

ной 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 (но более узких) ступеней.

В пределах материкового склона широко распространены расчленяющие его вкрест простирания *подводные каньоны*. Эти глубоко врезанные ложбины иногда располагаются так, что придают в плане бровке шельфа облик бахромы (рис. 27).



Рис. 26. Краевое плато Блейк (атлантическая подводная окраина Северной Америки)

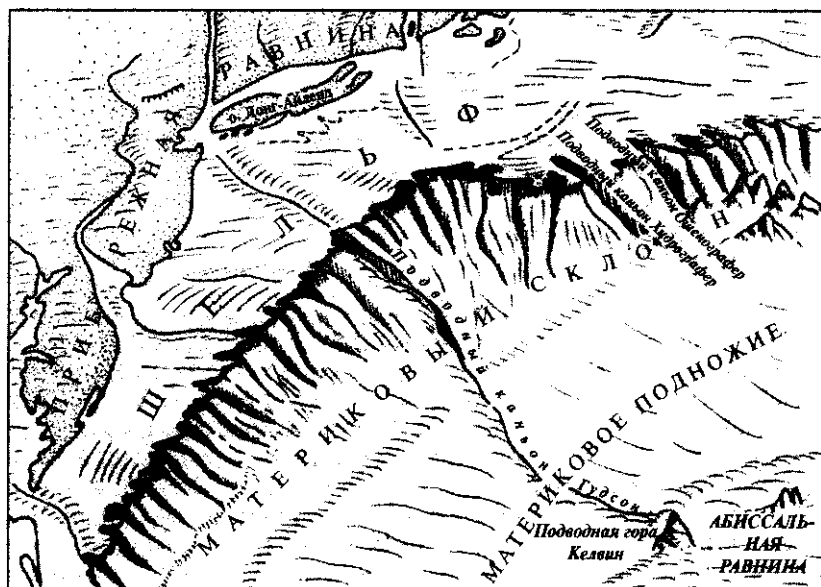


Рис. 27. Атлантическая подводная окраина Северной Америки: шельф, материковый склон с каньонами, материковое подножие

Глубина вреза многих каньонов достигает 2000 м, а протяженность наиболее крупных из них — сотен 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, встречаются каньоны извилистые, чаще прямолинейные. Они прорезают весь материковый склон, а наиболее крупные прослеживаются и в области материкового подножия. В устьях каньонов обычно отмечаются крупные аккумулятивные формы — конусы выноса.

Подводные каньоны напоминают речные долины или 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.

Однако при определенных чертах сходства есть и заметные различия между подводными каньонами и речными долинами. 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. Многие подводные каньоны располагаются на продолжении равнинных рек, а сами по облику близки к горным долинам и характеризуются очень глубоким врезом в породы, слагающие материковый склон.

Большинство каньонов заканчивается на глубинах 3000 м и более. Если принять речную гипотезу их образования, то придется допустить, что уровень океана был более чем на 3 км ниже современного геологически недавно — в четвертичное время или в плиоцене, 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—120 м. Считать же, что все подводные каньоны оказались на такой большой глубине в результате 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 вкрест простирания. По таким радиальным разломам и образованы подводные каньоны, которые в одних случаях унаследовали

гигантские зияющие трещины в земной коре, в других — узкие грабены, выкроенные по близко расположенным радиальным разломам (рис. 28). Нередко они выработаны по тектоническим

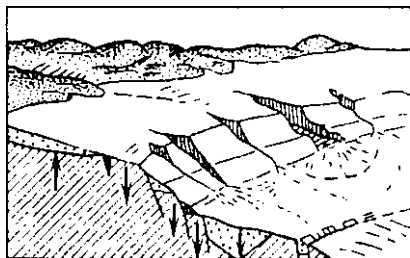


Рис. 28. Схема, иллюстрирующая тектоническое заложение подводных каньонов

зонам дробления горных пород. Большая, если не главная, роль в формировании морфологического облика подводных каньонов принадлежит деятельности *мутевых потоков*, о которых речь пойдет ниже (см. гл. 20).

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 и геоморфологическое единство материковых платформ суши, шельфа и материкового склона было доказано подводным бурением и геофизическими данными. Так, геологический профиль, построенный по данным морских скважин и геофизики в районе плато Блейк, свидетельствует о том, что геологические напластования, слагающие прибрежную равнину Флориды, прослеживаются как в пределах шельфа, так и на краевом плато Блейк.

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 подножие. Материковое подножие наряду с шельфом и материковым склоном — крупнейшая форма рельефа подводной окраины материка. В рельефе дна морей и океанов материковое подножие в большинстве случаев выражено *наклонной равниной*, прилегающей к основанию материкового склона и протягивающейся полосой шириной в несколько сотен километров между материковым склоном и ложем океана. Максимальный уклон равнины до $2,5^\circ$ находится вблизи основания материкового склона. В сторону океана 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 волнистая. Местами она прорезана крупными подводными каньонами. Значительная часть поверхности равнины образована конусами выноса, располагающимися в устьях крупных подводных каньонов. В верхней части поперечного профиля материкового подножия нередко отмечается характерный *холмисто-западинный рельеф*, сильно напоминающий оползневой рельеф суши, только представленный более крупными формами. Вообще материковое подножие в типическом выражении преимущественно аккумулятивного образования. Как свидетельствуют данные геофизических исследований, покров морских отложений на дне океана достигает максимальной мощности именно на материковом подножии. Если в среднем в океане мощность рыхлых

осадков редко превышает 200—500 м, то на материковом подножии она может достигать 10—15 км.

С помощью глубинного сейсмического зондирования выяснено, что структура материкового подножия 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, выносимых реками на шельф, откуда этот материал в огромных количествах выносится в результате подводного оползания масс осадков и действия мутьевых потоков (подробнее см. гл. 20). Подводные каньоны служат трассами для наиболее мощных мутьевых потоков, которые и создают огромные конусы выноса в устьях подводных каньонов. Таким образом, вся аккумулятивная равнина материкового подножия может рассматриваться как огромный шлейф из осадков, накапливающихся у основания материкового склона.

Под мощной толщей отложений все еще продолжается кора материкового типа, хотя мощность ее здесь заметно уменьшается. В некоторых случаях толща, слагающая материковое подножие, залегает на океанической коре благодаря выдвигению ее за пределы развития материковой коры. Чаще же в земной коре, слагающей материковое подножие, обнаруживается гранитный слой, что позволяет считать его, наряду с шельфом и материковым склоном, одним из крупных элементов подводной окраины материка.

В некоторых районах строение материкового подножия заметно отличается от описанного выше. Например, к востоку от уже упоминавшегося плато Блейк материковое подножие в рельефе океанского дна выражено очень глубокой *впадиной* (глубиной до 5,5 км), прилегающей в виде узкой полосы к подножию плато. По-видимому, это структурный прогиб, типичный для глубинной структуры материкового подножия, но еще не заполненный осадками. В западной части Средиземного моря материковое подножие выражено *холмистым рельефом*, обусловленным развитием солянокупольных структур. Широкое развитие подобных окраин материков приурочено к *пассивным* окраинам континентов (*окраинам Атлантического типа*).

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 подножие. 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 возник в результате проявления интенсивных тектонических процессов, обусловивших дробление подводной окраины материка на ряд горстов и грабенов. Такие раздробленные участки подводной окраины материков получили название *бордерленда*. Приурочены они к тектонически активным окраинам континентов (*окраинам Тихоокеанского типа*).

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 крупные образования этого рода — подводные окраины Новой Зеландии, которые вместе с ней образуют массив континентальной земной коры площадью более 4 млн км². Плосковершинные поднятия Зенит, Натуралиста и другие в Западно-Австралийской котловине Индийского океана также сложены материковой корой. Такие формы нередко рассматривают как остатки более обширных когда-то материковых платформ, ныне погружившихся на дно океана. В принципе, возможно и обратное предположение: быть может, это участки, где начался процесс образования материковой коры, но по каким-то причинам не получил дальнейшего развития. Такие возвышенности, сложенные материковой земной корой, но со всех сторон окруженные корой океанического типа, называются *микроконтинентами*.

Глава 10

МЕГАРЕЛЬЕФ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ (ПЕРЕХОДНЫХ ЗОН)

Термин “*геосинклинальные области*” был введен в науку Д.А. Архангельским. 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 или геосинклинальными областями понимаются области современного горообразования, протекающего на стыке материков и океанов. Наиболее ярко переходная зона выражена на окраинах Тихого океана. Две переходные области имеются в краевых частях Атлантики — это области Карибского моря и Южно-Антильской котловины. Одна из переходных областей — Индонезийская — расположена частично на окраине Тихого, частично на окраине Индийского океанов. Реликты обширной геосинклинальной области обнаружены также в западной части Альпийско-Гималайского 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. Реликтом этого океана является современное Средиземное море.

Мегарельеф переходных зон сложен и своеобразен. В наиболее типичном выражении он представлен следующими основными элементами: 1) котловина окраинного глубокого моря; 2) островная дуга; 3) глубоководный желоб.

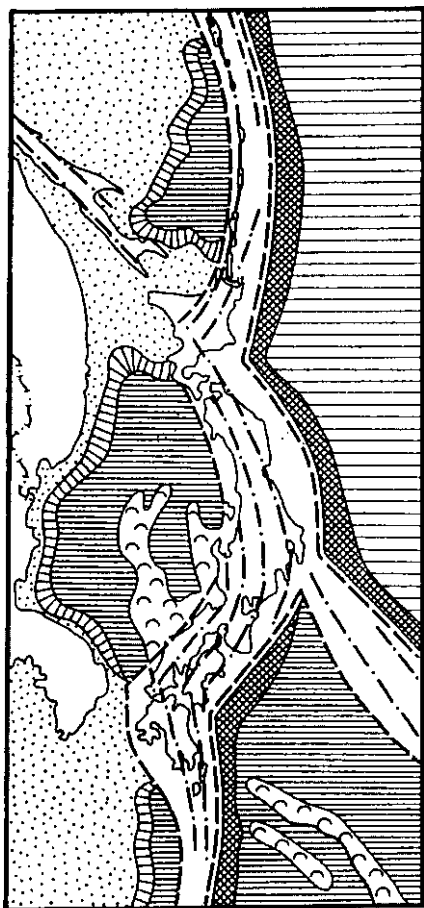
Островной дугой называют подводный хребет с отдельными возвышающимися над водой вершинами — островами, отделяющий котловину окраинного моря со стороны океана от глубоководного желоба — узкой замкнутой депрессии, расположенной на границе переходной зоны и ложа океана. Яркими примерами такого рода сочетаний являются: южная котловина Охотского моря — Курильская островная дуга — Курило-Камчатский желоб; Японское море — Японские острова — Японский глубоководный желоб и др. (рис. 29).

Котловины окраинных морей, как правило, глубиной 2—3,5 км, а иногда более 4 км. Высоты горных вершин некоторых островных дуг достигают 4,5 км. Глубина самых крупных глубоководных желобов изменяется от 8 до 10 км, 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 тектонических движений земной коры в пределах этой зоны. Все геосинклинальные области одновременно являются поясами высокой степени сейсмичности. Большая часть катастрофических и разрушительных землетрясений происходит именно в этих областях.

Отмечается определенная закономерность в распределении глубинных очагов землетрясений. Поверхностные землетрясения

Рис. 29. 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



(или *коровые*) с глубиной залегания очагов (фокусов) от нескольких километров до 60 км располагаются под днищами глубоководных желобов. Более глубокие, так называемые *среднефокусные землетрясения*, имеют центры под островными дугами и частично под котловинами окраинных морей. Наконец, *глубокофокусные землетрясения*, очаги которых лежат на глубине 300—700 км, имеют свои центры под котловинами окраинных морей или даже под прилегающей сушей. Таким образом, все очаги землетрясений в переходных зонах оказываются приуроченными к некоторым наклоненным в сторону материков зонам весьма неустойчивого состояния не только земной коры, но и мантии Земли (рис. 30). Они получили наименование *зон Беньофа—Заварицкого* и с точки зрения концепции тектоники литосферных плит рассматриваются как *зоны субдукции — поддвижения литосферных плит океанической коры вместе с породами мантии под края других плит по сверхглубинным разломам*.

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



Рис. 30. Зона Бенъофа—Заварицкого. Точки — очаги землетрясений

древних продуктах извержения вулканов переходных зон господствуют базальты, присутствуют также ультраосновные породы. В наиболее молодых геосинклинальных областях, только еще формирующихся, вулканизм характеризуется главным образом базальтовым составом выбрасываемого материала (острова Тонга и др.).

Морфология глубоководных желобов. Глубоководные желоба представляют собой узкие депрессии — прогибы в земной коре, с характерной для них в плане дугообразной формой. В настоящее время известно 35 глубоководных желобов, из них 28 находится в Тихом океане. Глубина пяти желобов достигает 10 тыс. м, из них глубина Марианского превышает 11 тыс. м. Поперечный профиль глубоководного желоба имеет V-образную форму, но там есть хотя бы узкая полоска плоского дна. На примере детально изученного Курило-Камчатского желоба видно, что крутизна склонов желоба нарастает по мере приближения к его днищу: в верхней части склона она составляет 5—6°, а в нижней — 25°. Склоны ступенчатые и изборозжены подводными каньонами. Нередко склоны желобов резко асимметричны. Так, у Курило-Камчатского и желоба Тонга западные склоны более высокие и крутые.

Некоторые желоба выделяются сравнительно малой глубиной. Например, Яванский и Банда не превышают 7500 м, Центрально-американский, Витязя, Западно-Меланезийский и Новогвинейский — 7000 м, Хикуранга, Тиморский и Кай — даже меньше 4000 м. Во всех этих желобах отмечаются уменьшение крутизны склонов и возрастание мощности осадочного слоя на дне желоба. Следовательно, меньшие глубины в 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. Глубокий прогиб и частичное заполнение желобов рыхлыми осадками, более легкими по сравнению с кристаллическими породами земной коры, создают эффект дефицита массы и как следствие — отрицательную аномалию силы тяжести.

Характерными геофизическими особенностями глубоководных желобов являются также низкие значения теплового потока, т.е. количества тепла, поступающего из недр Земли к его поверхности. К глубоководным желобам приурочено большое число эпицентров неглубоких, но разрушительных землетрясений.

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

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

В ряде случаев островные дуги бывают двойными, в которых различаются *внутренняя* и *внешняя дуги*, параллельные друг другу, разделенные межгрядовой депрессией. Так, внутренняя гряда Курильской дуги соответствует собственно Курильским островам и их подводному основанию. Внешняя представляет собой подводный хр. Витязя и только на самом юге здесь имеются Малые Курильские острова. Обе гряды продолжают на суше на п-ове Камчатка.

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 островного массива является также *о. 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 ле-

жащим 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, небольшие положительные аномалии силы тяжести. Большинство островных дуг находится в зоне 9-балльных землетрясений. Для них характерны также резко дифференцированные тектонические движения земной коры, характеризующиеся большими скоростями.

Морфология котловин окраинных морей. *Котловины окраинных морей*, располагающиеся обычно между материком и островными дугами, характеризуются более или менее изометричными очертаниями, четко выраженным 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 находится подводная *возвышенность Ямато* с относительной высотой до 2000 м. Некоторые очень крупные морские бассейны, такие, как Карибское море, состоят из нескольких котловин, разделенных подводными хребтами. Максимальные глубины таких морей колеблются от 2—3 до 4, реже до 5—5,5 км.

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

Характерной особенностью строения земной коры под котловинами является отсутствие гранитного слоя. Лишь в редких случаях он появляется под крупными подводными поднятиями, например под возвышенностью Ямато в Японском море. 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, вулканические хребты и острова (хр. Богорова в Японском море).

Морфологические типы зон перехода от океана к материкам весьма разнообразны. Одни из них имеют наиболее типичный облик, в них представлены и котловина окраинного моря, и ост-

ровная дуга, и глубоководный желоб. В других имеется лишь глубоководный желоб, который непосредственно примыкает к подножию молодого горного сооружения краевой зоны континента, как это видно у побережий Центральной и Южной Америки. Третьи характеризуются сложным сочетанием нескольких островных дуг, желобов и котловин. Есть и такие переходные области, в которых сохранились лишь реликты свойственных для них морфологических элементов. Различные типы переходных зон изображены на рис. 31.

Глава 11

МЕГАРЕЛЬЕФ ЛОЖА ОКЕАНА И СРЕДИННО-ОКЕАНИЧЕСКИХ ХРЕБТОВ (СОХ)

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.

Срединно-океанические хребты

Срединно-океанические хребты морфологически представляют собой крупнейшие, вытянутые в меридиональном или субмеридиональном направлении вздутия земной коры, образующие огромный (шириной до 4000 км и относительной высотой до 4—5 км) свод со сложно расчлененным рельефом склонов и особенно его осевой зоны, где развиты асимметричные хребты, разделенные глубокими, резко выраженными ложбинами (рис. 32) с плоским дном и крутыми бортами, вытянутыми в соответствии с общим простиранием срединно-океанического хребта. Эти формы рельефа — результат разрывных нарушений земной коры типа рифта, поэтому осевые зоны срединных хребтов получили наименование *рифтовых зон*.

Срединно-океанические хребты образуют единую планетарную систему протяженностью около 60 тыс. км и прослеживаются во всех океанах (рис. 33). Одной из основных геолого-геофизических особенностей срединно-океанических хребтов, присущей только им, является высокое значение скоростей упругих волн в земной

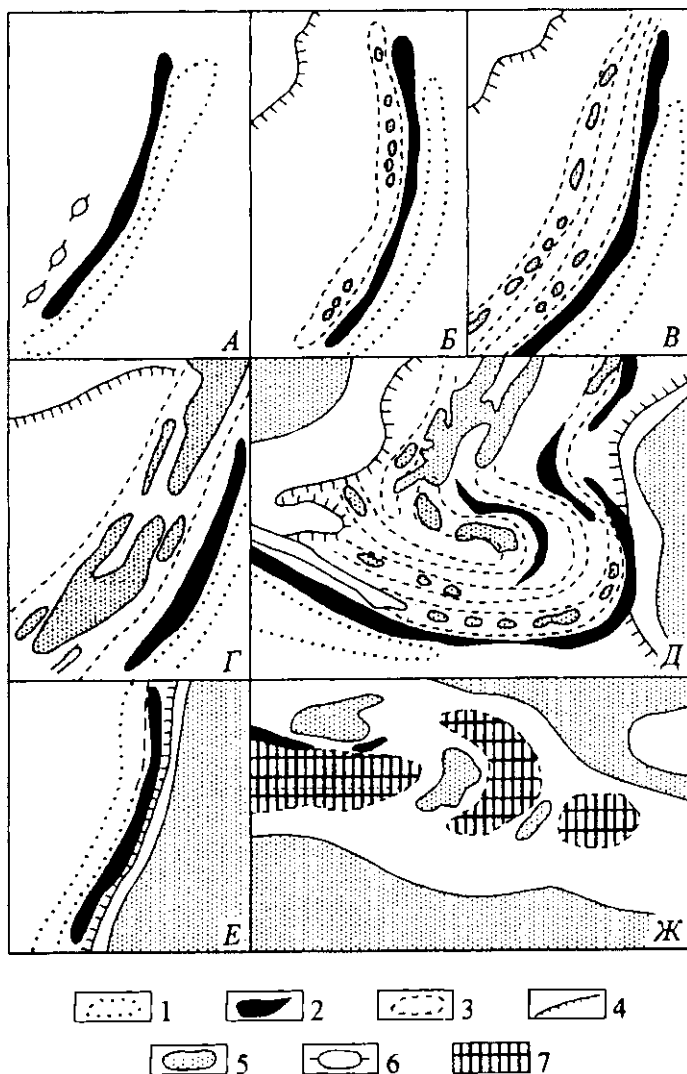


Рис. 31. Схема эволюции переходных зон:

А — Витязевский тип (имеется только глубоководный желоб); Б — Марианский (желоб и островная дуга); В — Курильский (двойная дуга со значительными по размеру островами); Г — Яванский (крупные острова и полуостровные массивы); Д — Индонезийский подтип (крупные островные массивы, серпообразно изогнутые дуги); Е — Восточно-Тихоокеанский подтип (глубоководные желоба примыкают непосредственно к молодым краевым поднятиям континентов); Ж — Средиземноморский подтип (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 (по О.К. Леонтьеву)

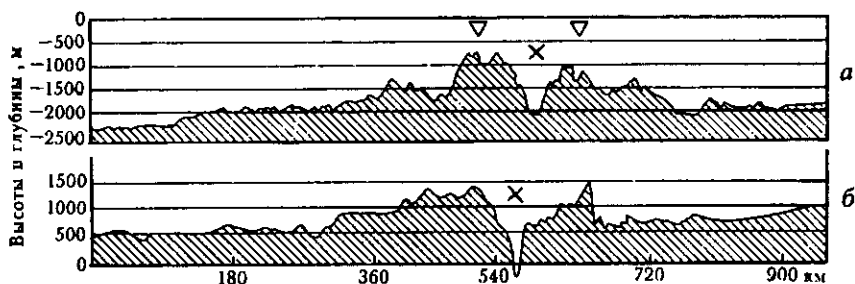


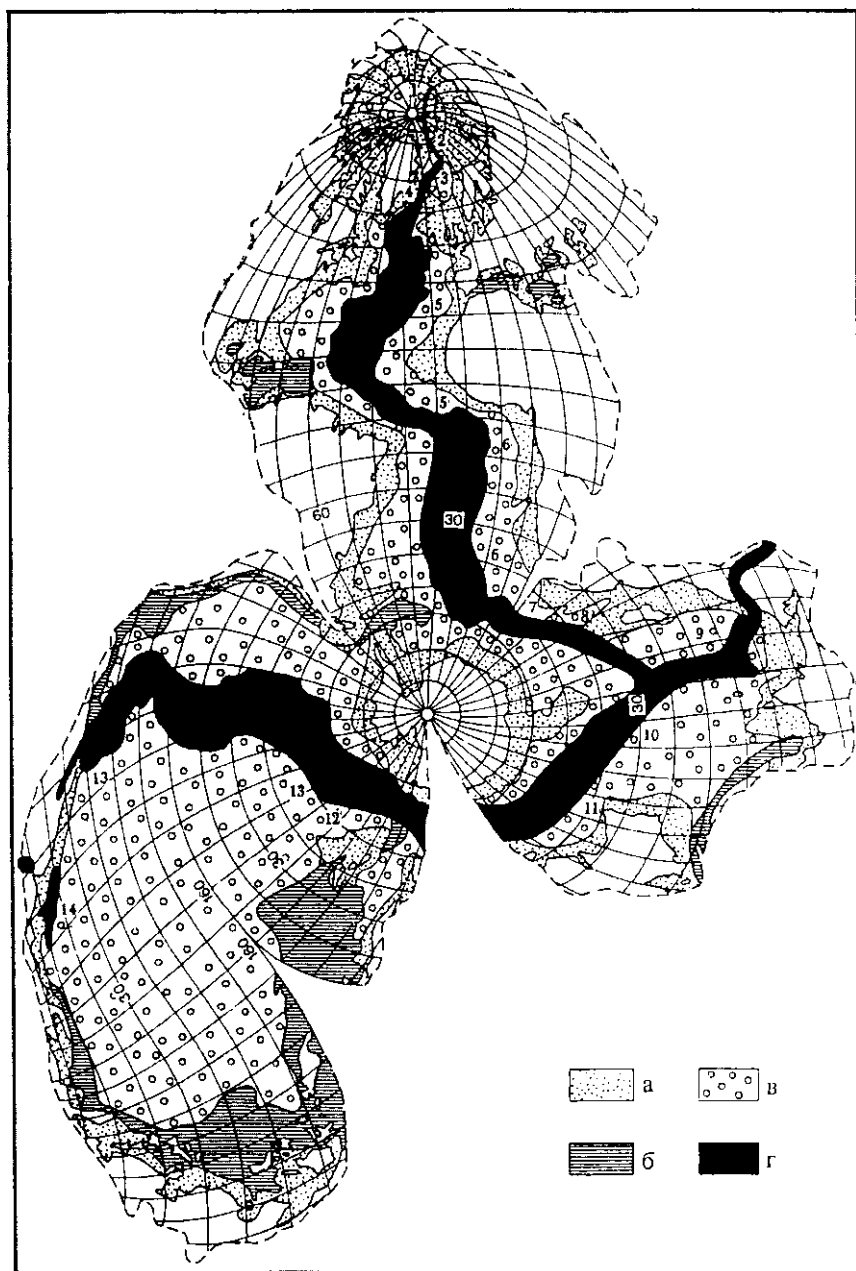
Рис. 32. Поперечный профиль Аравийско-Индийского хребта (а) и Восточно-Африканской рифтовой зоны (б). Крестиками показано положение рифтовых зон, треугольниками — рифтовых хребтов

коре. Другая существенная геофизическая особенность — высокое значение теплового потока. К числу важных черт следует отнести также высокую сейсмичность срединных хребтов и приуроченность многочисленных островных и подводных океанических вулканов к их гребням и склонам. Все это, как и резкая расчлененность рельефа, указывает на то, что срединно-океанические хребты представляют собой области интенсивного современного тектогенеза и, согласно концепции тектоники литосферных плит, представляют собой *зоны спрединга*.

В геологическом строении хребтов и рифтовых долин срединно-океанических хребтов участвуют ультраосновные породы, главным образом различные перидотиты, которыми нередко сложены целые блоки, образующие отдельные рифтовые хребты. Крупные отторженцы и штоки ультраосновных пород в рифтовых зонах проникают в земную кору из верхней мантии, смешиваются здесь с блоками основных пород, образуя так называемый *меланж*. Благодаря этому значительно увеличивается общая плотность коры под рифтовыми зонами. Осадочный покров наблюдается только на флангах хребтов, его мощность увеличивается по мере удаления от их осевой зоны.

Несмотря на общие черты, срединно-океанические хребты разных океанов отличны по морфологии. В Северном Ледовитом океане срединно-океанический хребет представлен хр. Гаккеля (рис. 34). Осевая часть хребта сильно расчленена: ряд отдельных коротких хребтов разделяются глубокими рифтовыми долинами, кулисообразно располагающимися вдоль оси хребта.

Кроме *Арктического бассейна* в Северном Ледовитом океане выделяется *Норвежско-Гренландский бассейн*. Здесь котловины *Гренландского* и *Норвежского морей* разделяют срединно-океанические хребты Книповича, Мона и Исландский. На Исландском хребте находится действующий вулкан на о. Ян-Майен.



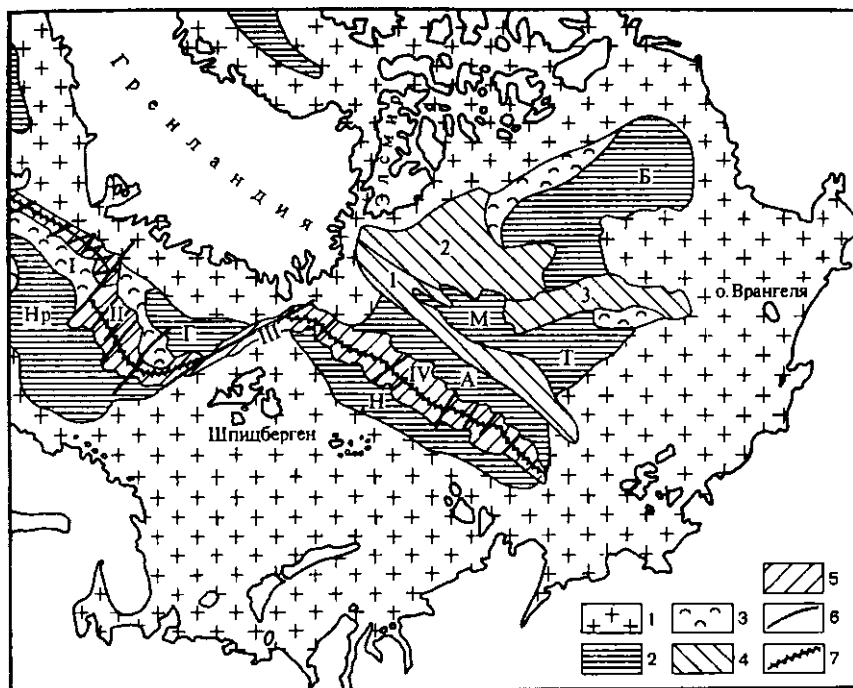


Рис. 34. Геоморфологическая схема дна Северного Ледовитого океана:

1 — подводные окраины материков; 2 — плоские абиссальные равнины ложа океана; 3 — холмистые абиссальные равнины ложа океана; 4 — хребты и возвышенности; 5 — срединно-океанические хребты; 6 — океанические разломы; 7 — зона рифтов осевой части срединно-океанического хребта. Цифры и буквы на схеме: 1 — поднятие Ломоносова, 2 — плато Альфа, 3 — поднятие Менделеева; котловины: Б — Бофорта, М — Макарова, Т — Толля, А — Амундсена, Н — Нансена, Г — Гренландская, Нр — Норвежская. Срединно-океанические хребты: I — Кольбенсей, II — Мона, III — Книповича, IV — Гаккеля (по О.К. Леонтьеву)

Наиболее хорошо изучен *Срединно-Атлантический хребет*, являющийся стержневым орографическим элементом рельефа дна Атлантического океана. Он протягивается от о. Исландия на севере до 65° ю. ш. (рис. 35). Простираение хребта непостоянно, но в целом близко к меридиональному, за исключением экваториаль-

Рис. 33. Планетарная система срединно-океанических хребтов:

а — подводная окраина материков; б — переходные зоны; в — ложе океана; г — срединно-океанические хребты. Цифры на карте: хребты 1 — Гаккеля; 2 — Книповича; 3 — Мона и Кольбенсей; 4 — Рейкьянес; 5 — Северо-Атлантический; 6 — Южно-Атлантический; 7 — Африкано-Антарктический; 8 — Западно-Индийский; 9 — Аравийско-Индийский; 10 — Центрально-Индийский; 11 — Австрало-Антарктический; 12 — Южно-Тихоокеанский; 13 — Восточно-Тихоокеанский; 14 — Горда и Хуан-де-Фука (по О.К. Леонтьеву)

ного участка, где оно на некотором протяжении становится субширотным. Ширина хребта в южной Атлантике достигает 2500 км, но к северу от Исландии сокращается до 300 км.

Относительная высота Срединно-Атлантического хребта не превышает 4 км. Морфологически было бы правильнее называть его, как и другие срединно-океанические хребты, не хребтом, а горной страной или нагорьем, так как он состоит из отдельных хребтов, горных массивов, продольных долин и понижений. Наиболее расчлененный и контрастный рельеф свойствен рифтовой зоне хребта, представленной сложной системой горстовых хребтов и узких грабенов — *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 впадина Романш (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 присуща *земная кора рифтогенного типа*, характеризующаяся повышенной 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 отрицательные.

К *рифтовой зоне* приурочены эпицентры землетрясений. Наибольшее сосредоточение эпицентров отмечено на участках хребта, пересекаемых широтными и субширотными трансформными 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 (см. рис. 11). Этими сдвигами и обусловлено общее субширотное простираие 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 дей-

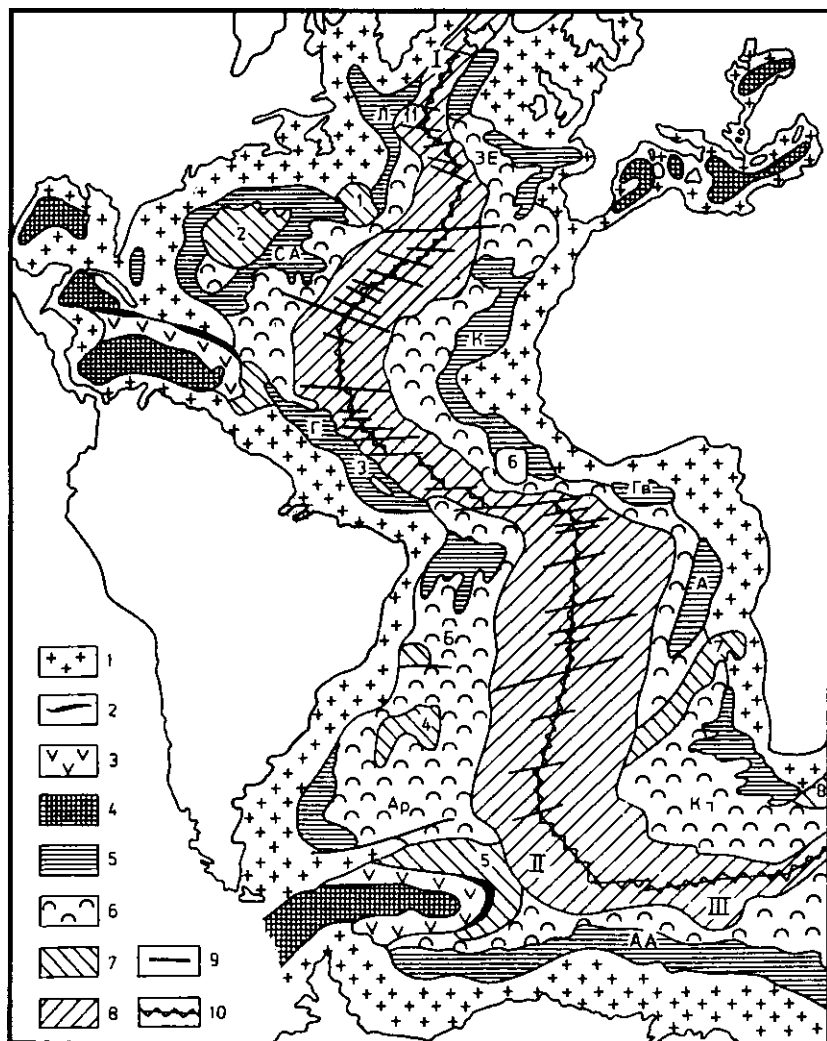


Рис. 35. Геоморфологическая схема дна Атлантического океана:

1 — подводные окраины материков; 2 — глубоководные желоба; 3 — островные дуги; 4 — котловины морей переходных зон; 5 — плоские абиссальные равнины ложа океана; 6 — холмистые абиссальные равнины ложа океана; 7 — хребты и возвышенности; 8 — срединно-океанические хребты; 9 — разломы; 10 — зона рифтов осевой части срединно-океанического хребта. Цифры и буквы на схеме: 1 — Угловое поднятие; 2 — Бермудское плато; 3 — возвышенность Демерара; 4 — возвышенность Риу-Гранди; 5 — Южно-Антильский хребет; 6 — возвышенность Сьерра-Леоне. Некоторые котловины ложа океана: Л — Лабрадорская, СА — Северо-Американская, Г — Гайанская, Б — Бразильская, Ар — Аргентинская, АА — Африканско-Антарктическая, Кп — Капская, ЗЕ — Западно-Европейская. Срединно-океанические хребты: I — Рейкьянес, II — Срединно-Атлантический, III — Африканско-Антарктический (по О.К. Леонтьеву)

ствующими вулканами на крыльях и в рифтовой зоне хребта являются вулканы хребта Рейкьянес (отрезок срединного хребта, примыкающий к Исландии), экваториальной части и в районе островов Тристан-да-Кунья. В южной части океана Срединно-Атлантический хребет переходит в Африканско-Антарктический подводный хребет.

В Индийском океане имеется несколько срединно-океанических хребтов: Западно-Индийский, Аравийско-Индийский, Центрально-Индийский, переходящий к востоку от о. Амстердам в Австрало-Антарктический (рис. 36). Все хребты, за исключением Австрало-Антарктического, сравнительно хорошо изучены и обнаруживают большое сходство в строении со Срединно-Атлантическим хребтом. Австрало-Антарктический хребет (поднятие) исследован недостаточно. Он 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 простирания. С одним из таких субширотных разломов (разлом Вима), пересекающего южную часть Аравийско-Индийского хребта, связана максимальная глубина Индийского океана — 6400 м, если не считать максимальную глубину Яванского глубоководного желоба. Широкая зона тектонического дробления выявлена в средней части Австрало-Антарктического поднятия. Она выражена сложной системой коротких меридиональных гребней и впадин.

Срединные хребты Тихого океана (их два — Южно- и Восточно-Тихоокеанский) по строению напоминают Австрало-Антарктический: их широкие фланги имеют сравнительно слабо расчлененный рельеф, а рифтовая структура осевой зоны не так ярко проявляется, как в Срединно-Атлантическом или Аравийско-Индийском хребтах. В строении срединных хребтов Тихого океана существенную роль играют секущие их вкрест простирания мощные зоны океанических разломов. По разломам срединный хребет разбит на ряд сегментов, сдвинутых относительно друг друга по латерали¹. Геофизические черты строения срединных хребтов Тихого океана аналогичны описанным для других срединно-океанических хребтов (рис. 37).

¹ От *лат.* *lateralis* — боковой, указывает на смещение сходных форм рельефа в сторону (“вбок”) относительно друг друга.

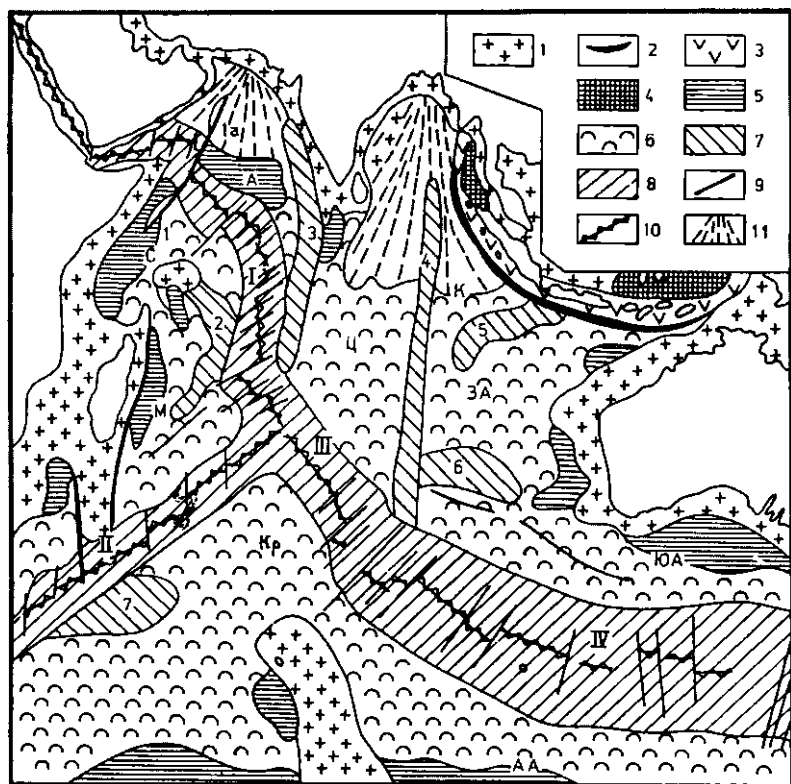


Рис. 36. Геоморфологическая схема дна Индийского океана:

1—10 см. рис. 35; 11 — гигантские конусы выноса мутьевых потоков. Цифры и буквы на схеме: Хребты: 1 — Чейн, 1а — Меррей, 2 — Маскаренский, 3 — Мальдивский, 4 — Восточно-Индийский. Поднятия: 5 — Кокосовое, 6 — Западно-Австралийское, 7 — плато Крозе и остров Принс-Эдуард. Котловины ложа океана: А — Аравийская, С — Сомалийская, М — Мадагаскарская, Кр — Крозе, Ц — Центральная, К — Кокосовая, ЗА — Западно-Австралийская, ЮА — Южно-Австралийская, АА — Австрало-Антарктическая. Срединно-океанические хребты: I — Аравийско-Индийский, II — Западно-Индийский, III — Центрально-Индийский, IV — Австрало-Антарктическое поднятие (по О.К. Леонтьеву)

Между 40 и 30° ю. ш. от Восточно-Тихоокеанского хребта на юго-восток отходит Чилийский хребет, имеющий рифтовую структуру и отличающийся сейсмичностью и вулканизмом, поэтому его можно считать ответвлением срединно-океанической системы. Следует отметить, что Восточно- и Южно-Тихоокеанские хребты, как и Австрало-Антарктический в Индийском океане, а также Чилийский хребет, морфологически отличаются от остальных срединно-океанических хребтов большей шириной и сравнительно малой расчлененностью рифтовой зоны.

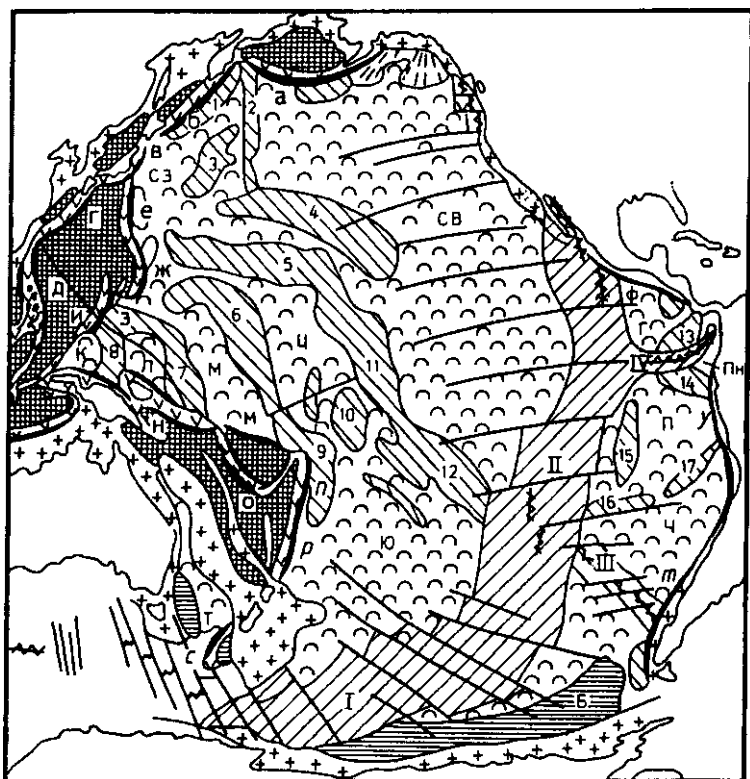


Рис. 37. Геоморфологическая схема дна Тихого океана:

Штриховые обозначения: 1—10 см. на рис. 35. *Цифры и буквы на схеме:* 1 — хр. Витязя, 2 — Северо-Западный хребет, 3 — возвышенность Шатского, 4 — Гавайский хребет, 5 — Горы Маркус-Неккер, 6 — поднятие Маршалловых островов, 7 — поднятие Каролинских островов, 8 — Эауриапик, 9 — поднятие островов Самоа, 10 — плато Манихики, 11 — поднятие островов Лайн, 12 — поднятие островов Туамоту, 13 — хр. Кокос, 14 — хр. Карнеги, 15 — поднятие Галапагос, 16 — хр. Сала и Гомес, 17 — хр. Наска. *Котловины ложа океана:* СЗ — Северо-Западная, СВ — Северо-Восточная, Ц — Центральная, М — Меланезийская, Ю — Южная, Т — Тасманова, Б — Беллинсгаузена, Ч — Чилийская, П — Перуанская, Пн — Панамская, Г — Гватемальская. *Срединно-океанические хребты и поднятия:* I — Южно-Тихоокеанское поднятие, II — Восточно-Тихоокеанское поднятие, III — Чилийское поднятие, IV — Галапагосское поднятие. *Глубоководные желоба:* а — Алеутский, б — Курило-Камчатский, в — Японский, г — Нансей, д — Филиппинский, е — Бонинский и Волкан, ж — Марианский, з — Ян, и — Палау, к — Западно-Меланезийский, л — Восточно-Меланезийский, м — Витязь, н — Бутенвилльский, о — Новогребидский, п — Тонга, р — Кермалек, с — Хьюрт, т — Чилийский, у — Перуанский, ф — Центральноамериканский (по О.К. Леонтьеву)

Сторонники концепции тектоники литосферных плит связывают эти черты с большой скоростью спрединга. Так, на гипсометрическом профиле Восточно-Тихоокеанского поднятия, в районе 18° ю.ш., рифтовая зона не выражена: скорость спрединга здесь превышает 15 см/год. Напротив, на гипсометрическом профиле Срединно-Атлантического хребта (в районе 38° с.ш.), где скорость спрединга едва превышает 2 см/год, рифтовая зона выражена отчетливо (рис. 38).

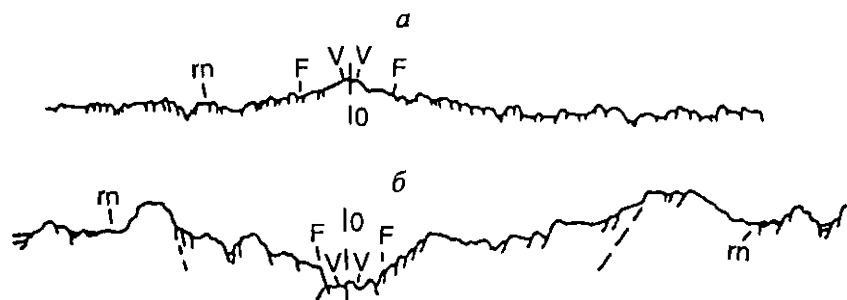


Рис. 38. Поперечные профили СОХ с различными скоростями (v) спрединга: а — Восточно-Тихоокеанское поднятие ($v > 15$ см/год), б — Срединно-Атлантический хребет ($v \approx 2$ см/год). V—V — вулканическая зона; F — зоны трещиноватости; О — ось спрединга; ГП — границы плиты

Другие исследователи морфологические особенности срединно-океанических хребтов связывают с их возрастом. Так, согласно данным, полученным в Акустическом Институте Российской Академии Наук по Срединно-Атлантическому хребту, ширина рифта хр. Рейкьянес, возраст которого около 60 млн лет, равна 2 км, высота склонов 180 м, а рифт тропической части Срединно-Атлантического хребта, возраст которого около 180 млн лет, имеет ширину 3,5 км и высоту склонов более 350 м, т.е. параметры рифтов зависят от их возраста.

Из сказанного следует, что морфологические особенности срединно-океанических хребтов могут быть использованы для суждения об их возрасте, характере и интенсивности тектонических движений. Отсюда возникает задача дальнейшего изучения этих своеобразных, исключительно интересных образований, которые вместе с процессами и формами рельефа в пределах всего Мирового океана могут пролить свет на историю формирования Лица Земли в целом.

Выше уже говорилось о том, что рифтогенные зоны океанов имеют продолжения на материках и что причиной возникновения возрожденных (эпиplatformных) гор является распространение процесса рифтогенеза, свойственного срединно-океаническим

хребтам, на материках. В пользу этой точки зрения свидетельствует идентичность морфологии этих образований, что хорошо видно на рис. 32.

Возможно, что эти морфологические особенности говорят о молодости названных морфоструктур. Благодаря такой морфологической специфике, их обычно (на картах и в литературе) называют не хребтами, а *поднятиями*.

Рельеф ложа Мирового океана

Напомним, что ложу океана присущ океанический тип земной коры, отличающийся незначительной мощностью (5—10 км) и отсутствием гранитного слоя.

Ложе океана в структурном отношении соответствует океаническим платформам, или талассократонам. На батиметрической карте дна любого океана явно видна ячеистость мегарельефа. Гигантские котловины с относительно ровным или холмистым дном разделяются хребтами, валами и возвышенностями. Наиболее типичная океаническая кора присуща днищам котловин. На возвышенностях, как правило, мощность коры увеличивается, а в некоторых случаях здесь под типичным “базальтовым” слоем обнаруживается слой повышенной плотности, и поверхность Мохы выделяется нечетко.

Океаническим котловинам здесь свойственна большая глубина, что указывает на преобладание отрицательных вертикальных движений на этих участках земной поверхности. Если материка со свойственными им положительными движениями являются преимущественно областями денудации, то океанические бассейны служат областями аккумуляции самого разнообразного осадочного материала, поступающего главным образом с суши. О погружении ложа океана свидетельствуют нахождение *плосковершинных гор, гайотов*, на 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, тогда как рифостроящие кораллы могут обитать на глубинах до 50 м. Собственные колебания уровня океана за счет таяния ледниковых покровов не превышают 120 м.

Геоморфологические схемы дна Северного Ледовитого, Атлантического, Индийского и Тихого океанов представлены на рис. 34—37. Кроме срединно-океанических хребтов в пределах всех океанов встречаются отдельные горы, возвышенности, плато и горные хребты, имеющие иной (отличный от СОХ) генезис.

Примером одной из подводных возвышенностей ложа океана может служить Бермудское плато, расположенное в центральной части *Северо-Атлантической котловины*. Оно имеет вид горста-антеклизы с обрывистым юго-восточным и пологим северо-западным склонами. В строении плато ярко проявляется разломная тектоника. Крутой склон расчленен глубокими ложбинами типа подводных каньонов, представляющих собой узкие грабены, открытые в сторону котловины. 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.

Крупнейшими орографическими элементами Индийского океана являются *плато Крозе*, типичное океаническое вулканическое образование, и *плато Кергелен*, представляющее собой далеко выдающийся на север выступ Антарктической материковой платформы.

Наряду со срединными хребтами в Индийском океане имеется несколько крупных хребтов с океаническим типом строения земной коры и сбросово-глыбовой структурой. Самый крупный из них — *Восточно-Индийский хребет*, начинающийся в южной части Бенгальского залива и заканчивающийся вблизи Центрально-Индийского хребта. Эта огромная горная система (по протяженности больше Урала) была открыта в начале 60-х годов.

Рассмотрим еще два крупных глыбовых хребта — *Мальдивский* и *Маскаренский*, расположенных в западной части океана. Маскаренский хребет 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. По мнению других, это недоразвившийся материк. *Мадагаскарский*, *Мозамбикский хребты* и *возвышенность Агульяс*, расположенные в юго-западной части океана, сложены земной корой материкового типа и должны рассматриваться как элементы подводной окраины Африканского материка.

В Тихом океане, кроме СОХ, также имеются другие линейно вытянутые орографические элементы, характеризующиеся океаническим типом земной коры. Они имеют вид крупных валов, на сводах которых насажены вулканы, нередко образующие вулканические цепи. Наиболее грандиозным из них по протяженности, высоте и проявлению *вулканизма океанического типа* является *Гавайский хребет*, увенчанный одноименными островами. Как указывалось выше, вулканы этих хребтов щитовые, извергающие лаву основного состава.

В Тихом океане особенно многочисленны плосковершинные подводные горы — *гайоты* (рис. 39), наиболее распространенные на *подводных горах Маркус-Неккер*, которые протягиваются в широтном направлении от южной части Гавайских островов на запад к островам Бенин и Волькано. Глубина над вершинами многих гайотов достигает 2500 м (в среднем 1300 м), что указывает на погружение дна океана, так как предполагать столь значительное понижение его уровня в прошлом нет оснований.

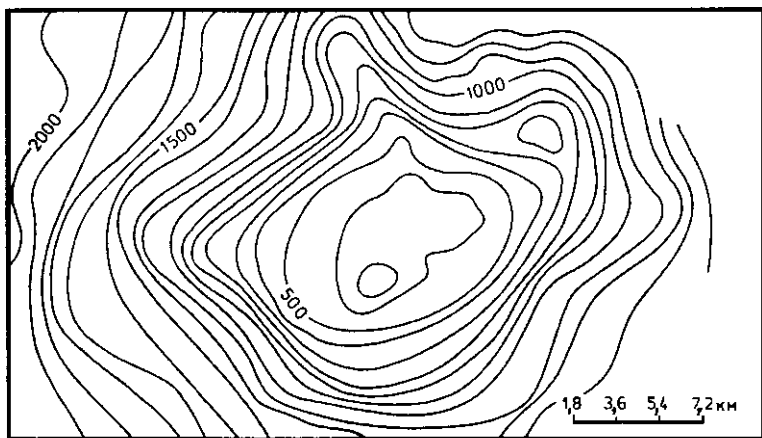


Рис. 39. Гайот Эрбен

Многие океанические сводовые поднятия Тихого океана имеют горные вершины, увенчанные коралловыми постройками — *кольцевыми рифами*, или *атоллами*. По данным геофизических исследований и бурения, горы, послужившие основаниями для коралловых рифов, также являются вулканическими образованиями. Большая часть океанических сводовых хребтов и с вулканическими цепями, и с гайотами, и с коралловыми рифами приурочена к широкой полосе, пересекающей Тихий океан с юго-востока на северо-запад, от района о. Пасхи до Северо-Западной котловины включительно. По мнению Г. Менарда, эти океанические поднятия являются остатками древнего срединно-океанического хребта, который в конце мела—начале палеогена подвергся разрушению в результате мощных тектонических процессов. По глубоким разломам происходили бурные вулканические извержения, а затем крупные участки хребта испытали погружение. Возник лабиринт котловин, горных поднятий, вулканов, гайотов и коралловых атоллов — очень сложный рельеф центральной и северо-западной частей ложа Тихого океана. О масштабах вулканических процессов того времени свидетельствует общий объем выброшенного вулканического ма-

териала. По подсчетам Г. Менарда, он оказался в десятки раз больше, чем суммарный объем эффузивов, слагающих лавовые плато — Колумбийское и Декан. Вулканическим материалом сложены *шейфы* у подножий подводных хребтов (остатки срединного хребта). Они имеют вид *наклонных абиссальных равнин*, получивших название *островных шейфов*, или *апронов*. Наклонные равнины — специфический тип рельефа окраинных частей котловин ложа Тихого океана.

Строение рельефа дна *океанических котловин* довольно однообразно. Почти в каждой котловине океанов выделяется два основных типа рельефа. Большая часть площади дна котловин *холмистого рельефа* с вертикальным расчленением в среднем 250—600 м, в некоторых случаях — до 1000 м. Этот тип получил название *рельефа абиссальных холмов*, занимает 40% площади дна Мирового океана. Выявление ареалов распространения рельефа абиссальных холмов имеет не только научный, но и практический интерес, так как к ареалам их развития приурочены железо-марганцевые конкреции, объем которых только в Тихом океане превышает 200 млрд т. Меньшая часть площади дна котловин почти идеально выровнена. Эти совершенно плоские пространства, с ничтожными уклонами поверхности называют *плоскими абиссальными равнинами*. Обычно они занимают не самые глубокие участки котловин, а только те, которые расположены ближе к *материковому склону* и *подножию*. Сейсмические исследования показали, что на равнинах мощность осадочного слоя достигает 1,5 км, а в пределах абиссальных холмов толщина осадочного слоя измеряется несколькими сотнями или даже десятками метров.

Происхождение абиссальных холмов связывают с вулканическими процессами. При очень малой мощности океанической коры при ее прогибании допустимо образование сети мелких разломов, по которым осуществлялись вулканические проявления. После затухания магматического процесса происходило частичное погребение лакколитов или щитовых вулканов под толщей донных осадков, преобразование их в абиссальные холмы.

Специфика ложа Тихого океана состоит в том, что почти всюду оно отделено от материков глубоководными желобами, поэтому поступление терригенного материала с суши в Тихий океан невелико. В результате в котловинах Тихого океана мощность осадков небольшая. Всюду преобладает рельеф *абиссальных холмов*. Только в пределах залива Аляски имеется *обширная плоская равнина*, образованная молодыми и древними конусами выноса мутьевых потоков (см. гл. 20). Над равниной возвышаются многочисленные гайоты. Обширная абиссальная равнина занимает большую часть приантарктической котловины Тихого океана — *котловины Бел-*

линсгаузена. Широкое развитие абиссальных равнин отмечается и в приантарктических котловинах 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 характерны *зоны глубинных разломов* широтного простираия, 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 также пересекают Восточно-Тихоокеанское и Южно-Тихоокеанское поднятия, причем отдельные сегменты этих поднятий сдвинуты относительно друг друга на сотни километров, что является бесспорным признаком значительных латеральных движений земной коры.

Подводя итог, можно констатировать, что ложе Мирового океана характеризуется разнообразием морфоструктур разного генезиса. Отчетливо выделяются два типа морфоструктур: вулканические горы, образованные на конструктивных границах литосферных плит, и горы, сформированные процессами внутриплитовой тектоники и вулканизма, не связанные с рифтогенезом. Это подтверждается тем, что такие горы, например, в Северной Атлантике, имеют собственную систему магнитных аномалий, не согласующуюся с системой магнитных аномалий Срединно-Атлантического хребта. Внутриплитовые деформации формируют более массивные вулканические сооружения по сравнению со структурами, образованными в рифтовых зонах СОХ.

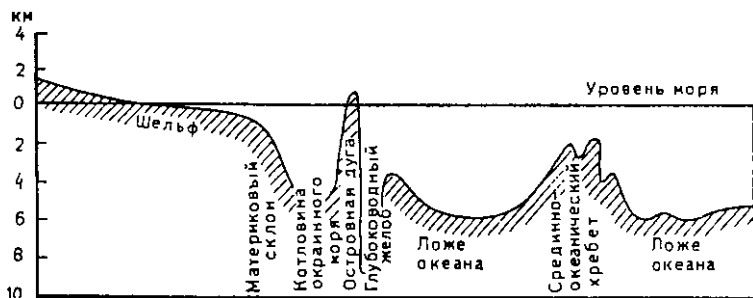


Рис. 40. Обобщенный профиль дна Мирового океана (по О. К. Леонтьеву)

Приведенные выше данные о морфоструктурах переходных зон, срединно-океанических хребтов и ложа океана (гл. 10, 11) можно представить в виде обобщенного профиля дна Мирового океана, изображенного на рис. 40.

ЭКЗОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ И РЕЛЬЕФ

Ранее были рассмотрены мега- и макроформы рельефа Земли, обусловленные эндогенными процессами. Однако в “чистом”, первозданном виде эндогенные формы встречаются редко. С момента зарождения они постоянно подвергаются воздействию экзогенных процессов, источником энергии которых является энергия, получаемая Землей 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. Сложный и многообразный рельеф, который наблюдается на поверхности Земли, — функция взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов. Формы микро- и мезорельефа (а в ряде случаев и макрорельефа), с которыми чаще всего приходится иметь дело в повседневной практике, в большинстве являются результатом деятельности экзогенных сил. Отсюда понятна важность познания закономерностей экзогенного рельефообразования, в результате которого формируется морфоскульптурный рельеф. Под *морфоскульптурой* понимают все формы рельефа, независимо от их размеров, возникшие в результате перемещения вещества на земной поверхности под действием экзогенных агентов. В зависимости от характера деятельности этих агентов различают денудационные и аккумулятивные морфоскульптуры. Примером последней может служить Прикаспийская низменность, соответствующая Прикаспийской синеклизе. Куэстовый рельеф Крыма, Кавказа и других областей — пример структурно-денудационной морфоскульптуры.

В гл. 4 было показано, 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. *Экзогенный рельеф может дать значительную информацию об условиях, в которых он образовался*, что широко 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: на глазах человека растут овраги, изменяется облик речных долин после паводков или прохождения по ним селей, отступают морские берега в одних местах и наращиваются в других, под влиянием хозяйственной деятельности человека меняется облик рельефа. Это заставляет учитывать деятельность экзогенных процессов в практике повседневной жизни и 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 (обвалы, осыпи, оползни и др.), либо опосредованное, 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 условным и еще более подчеркивает взаимосвязь и взаимообусловленность эндогенного и экзогенного рельефообразования.

Перечень экзогенных процессов был дан выше. В этом разделе они рассматриваются более подробно. Для экзогенного рельефообразования очень важно, протекают ли экзогенные процессы на суше, т.е. *в субаэральных условиях*, или же на дне морей или океанов, т.е. являются *субаквальными*. В связи с этим экзогенным субаквальным процессам посвящена глава 20.

Глава 12

ВЫВЕТРИВАНИЕ И РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЕ

Каждый рельефообразующий процесс — это прежде всего процесс динамики вещества, слагающего литосферу Земли. В отличие от эндогенных агентов, способных перемещать целые блоки земной коры, экзогенные агенты чаще осуществляют этот процесс

при непереносимом условии дезинтеграции или химического изменения горных пород¹. Совокупность процессов разрушения и химического изменения горных пород в условиях земной поверхности или вблизи нее под воздействием атмосферы, воды и организмов называется выветриванием². По существу, выветривание является начальным этапом любого экзогенного процесса.

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, определяемая рядом факторов (климатом, составом пород, рельефом и др.), 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.

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 других факторов. Большое значение при температурном выветривании имеют амплитуда и особенно скорость изменения температуры. Поэтому при выветривании ее суточные колебания играют большую роль, чем 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, прежде всего, являются тропические и вне-тропические пустыни. Интенсивно температурное выветривание

¹ Дезинтеграция горных пород — распадение их на обломки разных размеров без изменения состава.

² Чтобы не путать термин «выветривание» с деятельностью ветра, А.А. Ферман предложил процесс преобразования горных пород и минералов на или вблизи поверхности Земли называть «*гипергенезом*» (от греч. *hyper* — над, поверх и *genesis* — рождение, образование).

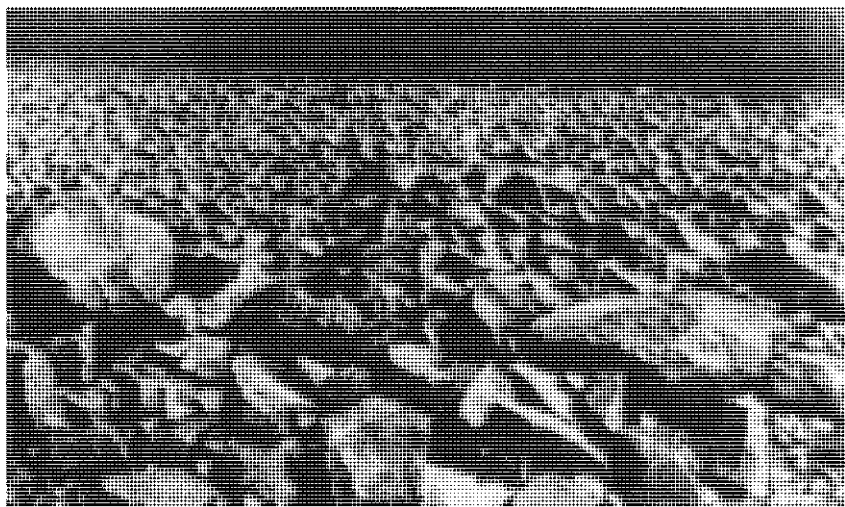


Рис. 41. Разрушенные в результате физического (температурного) выветривания базальты. Сирийская пустыня (по З. Кукалу, 1983)

протекает также на крутых склонах высоких гор, особенно на склонах южной экспозиции (рис. 41).

Механическое выветривание происходит под воздействием таких факторов, как замерзание воды в трещинах и порах горных пород, кристаллизация солей при испарении воды, т.е. 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°C . Вследствие этого наиболее интенсивно морозное выветривание протекает в полярных странах, а также в горных районах, преимущественно выше снеговой границы.

Раздробляющее действие кристаллизующихся солей ярче проявляется в условиях жаркого, сухого климата, где 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. В конечном счете это приводит 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 и разных размеров, т. е. образуется материал, из которого формируются осадочные обломочные породы — глыбы, щебень, дресва, песок. По мере дробления горных пород интенсивность физического выветривания ослабевает, и создаются все более благоприятные условия для химического выветривания.

Химическое выветривание. *Химическое выветривание — результат взаимодействия горных пород внешней части литосферы с химически активными элементами атмосферы, гидросферы и биосферы.* Наибольшей химической активностью обладают, как известно, кислород, углекислый газ, вода и 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, отличающихся от первоначальных.

Изменение исходных минералов и горных пород, их разрушение и разрыхление (наблюдаемое, правда, не всегда) происходят в результате:

- растворения (связанного с водой, в которой всегда есть большая группа ионов, в том числе “агрессивного” иона H^+),
- окисления (взаимодействия с кислородом): FeS_2 [пирит] + $nO_2 + mH_2O \rightarrow Fe_2O_3 \cdot nH_2O$ [лимонит],
- гидратации (процесс присоединения воды к минералам): $CaSO_4$ [ангидрит] + $2H_2O \rightarrow CaSO_4 \cdot 2H_2O$ [гипс],
- гидролиза (сложный процесс, особенно затрагивающий минералы из группы силикатов): $K[AlSi_3O_8]$ [ортоклаз] + $nCO_2 + mH_2O \rightarrow Al_4(OH)_8[Si_4O_{10}]$ [каолинит] + $SiO_2 \cdot nH_2O$ [опал] + K_2CO_3 [поташ] $\rightarrow$ составная часть боксита $Al_2O_3 \cdot nH_2O$ + растворимые соли карбонатов; при выветривании железомagneзиальных силикатов образуется еще и лимонит — $Fe_2O_3 \cdot nH_2O$.

Как видно из вышесказанного, в результате химического выветривания минералы, образовавшиеся внутри Земли в условиях недостатка воды и кислорода (сульфиды, оксиды, силикаты), попадая в область гипергенеза, превращаются в сульфаты, карбонаты, гидрооксиды, т.е. в минералы, устойчивые в этих новых условиях.

Химическое выветривание наблюдается повсеместно. Однако наиболее интенсивно оно протекает в областях с влажным кли-

матом и хорошо развитым растительным покровом. Интенсивность процесса резко возрастает с повышением температуры, так как при этом усиливается диссоциация воды на ионы H^+ и OH^- . Поэтому химическое выветривание достигает максимальной интенсивности в зоне влажных тропических лесов, где кроме высокой температуры этому процессу способствуют еще органические кислоты, образующиеся при разложении богатого растительного опада.

Химическое выветривание резко замедляется в полярных областях, где среднегодовая температура ниже $0^\circ C$. Оно ослаблено в аридных тропических и субтропических областях из-за малого количества осадков.

Выветривание (физическое и химическое) ведет к образованию своеобразного генетического типа отложений — *элювия* (от лат. *eluo* — вымываю). Формируется элювий на горизонтальных поверхностях или на пологих склонах, где слабо протекают процессы денудации.

Коры выветривания. *Сохранившуюся от древних эпох совокупность остаточных (несмещенных) продуктов выветривания (элювия) называют корой выветривания.* Существует несколько классификаций кор выветривания. Большинство авторов выделяют следующие типы кор: 1) *обломочная*, состоящая из химически неизменных или слабо измененных обломков исходной породы; 2) *гидрослюдистая* кора, характеризующаяся слабыми химическими изменениями коренной породы, но уже содержащая глинистые минералы — гидрослюды, образующиеся за счет изменения полевых шпатов и слюд; 3) *монтмориллонитовая* кора, отличающаяся глубокими химическими изменениями первичных минералов; главный глинистый минерал в ней монтмориллонит; 4) *каолинитовая* кора; 5) *красноземная*, 6) *латеритная*. Последние два типа коры представляют собой результат длительного и интенсивного выветривания с полным изменением первичного состава исходных пород.

Каждый из выделенных типов кор выветривания формируется в определенной природной обстановке, т.е. 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. Это “свойство” кор выветривания широко используется при па-

леогеографических реконструкциях. Характер кор выветривания зависит также от состава горных пород, на которых они образуются, от возраста кор выветривания и стадии их развития.

Выветривание само по себе не образует каких-либо специфических форм рельефа, но в результате взаимодействия с другими экзогенными процессами возникают своеобразные формы рельефа, зависящие как от характера процессов выветривания, так и от состава и свойств горных пород, подвергающихся выветриванию. Например, базальты при выветривании приобретают *столбчатую отдельность*, граниты — *плитообразную*, диабазы — *шаровую* и т.д. (рис. 42). Неоднородность пород и различная их устойчивость по отношению к различным видам выветривания ведет к образованию разнообразных, порой весьма причудливых, форм рельефа (рис. 43).

Однако главная роль выветривания заключается в том, что, будучи самым *постоянным и мощным фактором дезинтеграции и химического изменения горных пород, оно готовит материал, который становится доступным для перемещения другими экзогенными агентами*. Продукты разрушения перемещаются на более низкие гипсометрические уровни под влиянием различных геоморфологических агентов. 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 или гипсом. 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 оксидами железа, реже — алюминия. Подобные коры выполняют роль бронирующего пласта (*кирасы*), предохраняющего нижележащие рыхлые образования от эрозии и дефляции. В некоторых случаях наличие мощных железистых кор способствует образованию плосковершинных (столовых) возвышенностей или инверсионных форм рельефа (рис. 44).

Неперемещенные, остаточные коры выветривания могут “фиксировать” ранее сформированные выровненные денудационные поверхности. Изучение этих кор позволяет восстанавливать палеогеографическую обстановку их формирования, определять время “фиксации” денудационного рельефа, широко использовать гео-

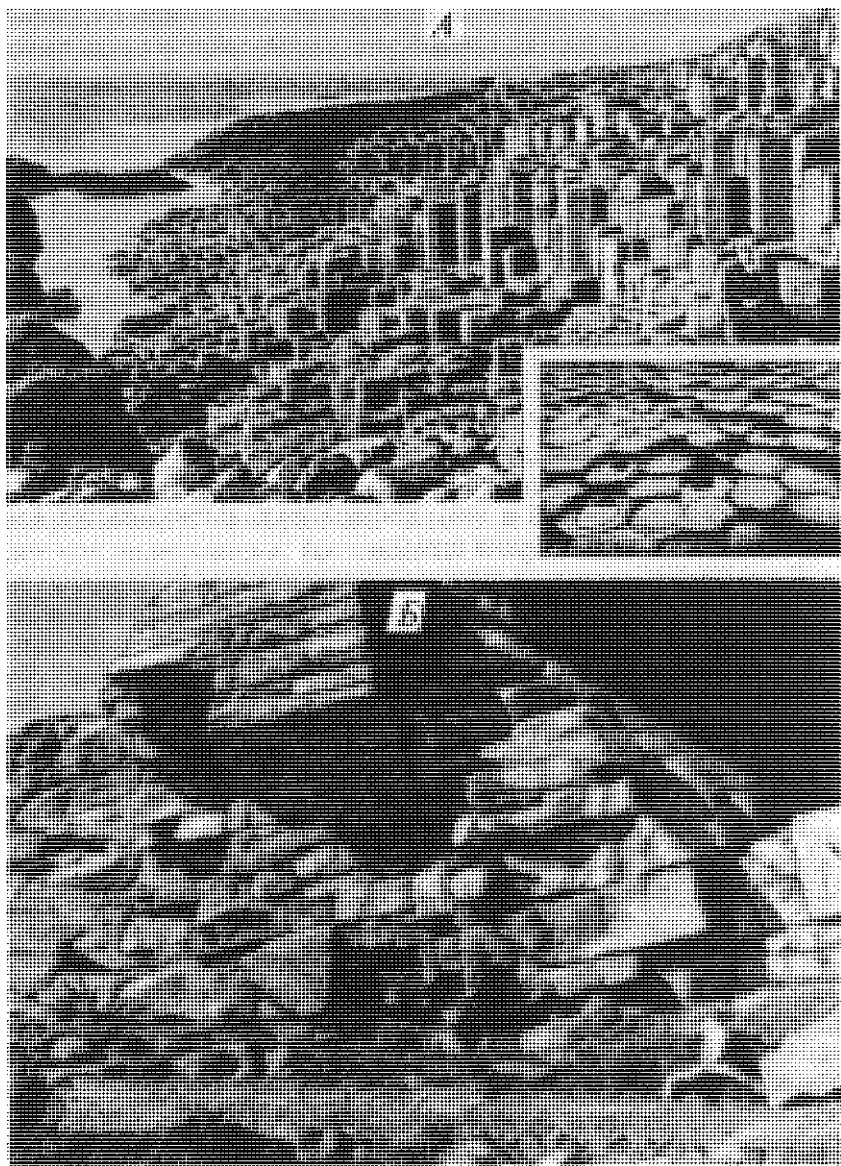


Рис. 42. Столбчатая отдельность базальта (А), плитчатая отдельность гранита (Б)
(по И. С. Щукину, 1960)



Рис. 43. А. Песчаниковые идолы — результат совокупного воздействия выветривания и эрозии (Чехия, Судеты). Б. “Профиль А.С. Пушкина” — результат селективного выветривания сарматских известняков на склоне г. Изберг (Дагестан. Фото Г.И. Рычагова)

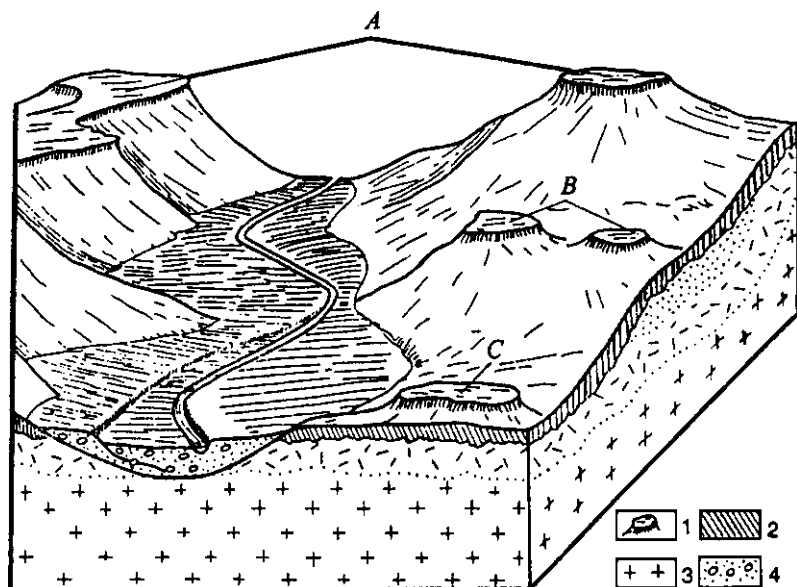


Рис. 44. Плосковершинные останцы, бронированные латеритными панцирями. (Уганда, по В.В. Добровольскому):

1 — латеритные панцири разных уровней (А, В, С); 2 — красноцветные покровные отложения; 3 — кристаллические породы; 4 — аллювиальные отложения

морфологические методы для поиска ряда ценных полезных ископаемых (бокситов, железных, никелевых и кобальтовых руд, россыпей цветных металлов и др.), 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 субгоризонтальных поверхностей и склонов. К склонам относят 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. Такие поверхности к склонам чаще всего не относят. 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, и зависит от многих факторов, что служит причиной разнообразия склоновых процессов. О перемещении вещества на склонах можно судить на основании непосредственных полевых наблюдений, а при малых скоростях этих процессов — на основании изучения морфологии склонов и строения склоновых отложений.

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

Существует тесная взаимосвязь между выветриванием и склоновыми процессами: быстрое удаление со склонов рыхлых продуктов выветривания обнажает “свежую” породу и тем самым способствует усилению выветривания. Медленная денудация склонов, напротив, приводит к накоплению продуктов выветривания, которое затрудняет дальнейшее выветривание коренных пород, но способствует интенсификации склоновых процессов. Таким образом, темп склоновых процессов в конечном счете определяет скорость денудации.

Изучение склонов и склоновых процессов имеет как научное (позволяет установить генезис и историю развития рельефа), так и огромное практическое значение, поэтому ему уделяется очень большое внимание. Оно особенно важно при прикладных исследованиях (борьба с эрозией почв, изыскания под строительство сооружений на склонах, поиски месторождений различных полезных ископаемых и др.).

Особенности формирования склонов отражаются, прежде всего, в морфологии, т.е. во внешних особенностях склонов: крутизне, длине, форме профиля. По крутизне склоны делят на: *очень крутые* ($\alpha \geq 35^\circ$), *крутые* ($\alpha = 15-35^\circ$), склоны *средней крутизны* ($\alpha = 8-15^\circ$), *пологие* ($\alpha = 4-8^\circ$), *очень пологие* ($\alpha = 2-4^\circ$). Такое деление имеет некоторый генетический смысл, дает возможность судить о характере и интенсивности процессов, происходящих на склонах,

о возможных путях использования склонов в хозяйственной деятельности.

По длине склоны делят на: *длинные* ($l > 500$ м), *средней длины* ($l = 50 - 500$ м), *короткие* склоны ($l < 50$ м). Длиной склонов определяется количество влаги, попадающей на них во время дождей и весеннего снеготаяния, и как следствие — различная степень увлажнения склоновых отложений, а от степени увлажнения зависит интенсивность хода почти всех склоновых процессов.

По *форме профиля* склоны могут быть *прямыми*, *выпуклыми*, *вогнутыми*, *ступенчатыми* (рис. 45). Поверхность каждого из перечисленных склонов может быть осложнена 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.

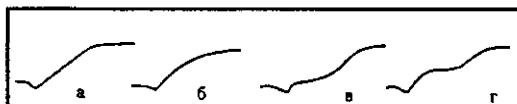


Рис. 45. Профили склонов:
а — прямой; б — выпуклый;
в — вогнутый; г — ступенчатый

Склоны возникают в результате деятельности эндогенных и экзогенных сил. В соответствии с этим все склоны могут быть подразделены на склоны *эндогенного* и *экзогенного* происхождения. Склоны эндогенного происхождения образуются в результате тектонических движений земной коры, магматизма, землетрясений. Склоны тектонического генезиса могут возникать в результате вертикальных движений земной коры, складчатых или разрывных нарушений. Склоны могут быть обусловлены проявлением как интрузивного, так и эффузивного магматизма. С некоторой долей условности к склонам эндогенного происхождения можно отнести склоны, созданные деятельностью грязевых вулканов (псевдовулканические).

Среди склонов экзогенного происхождения в соответствии с действующими экзогенными агентами могут быть выделены склоны, созданные поверхностными текучими водами — флювиальные, 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. Наконец, сами склоновые процессы могут создавать новые склоны.

Склоны экзогенного, вулканического и псевдовулканического происхождения могут быть образованы как за счет выноса, так

и за счет накопления материала. В соответствии с этим они подразделяются на склоны *денудационные (выработанные)* и *аккумулятивные*. Денудационные склоны, в свою очередь, можно подразделить на *структурные*, совпадающие с падением и простираением отпрепарированных стойких пластов, и *аструктурные*, у которых такого совпадения нет.

Склоны, возникающие в результате перечисленных процессов, не остаются неизменными, а преобразуются под воздействием ряда процессов. Эти процессы А.И. Спиридонов называет *склоновыми* в отличие от *склоноформирующих (склонообразующих) процессов*, в результате которых образуются исходные (*первичные*) наклонные поверхности. В природе эти процессы тесно взаимосвязаны. В самом начале образования наклонные поверхности подвергаются воздействию тех или иных склоновых процессов, поэтому *морфологический облик 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.

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 А.И. Спиридонов выделяет следующие типы склонов.

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

2. Склоны блоковых движений. Образуются при смещении вниз по склону блоков горных пород разных размеров. Смещению блоков в значительной мере способствуют подземные воды. Существенную роль играет и гравитация. Крутизна таких склонов колеблется от 15 до 40°. К ним относятся *оползневые, оплывно-оползневые* и *склоны отседания*.

3. Склоны массового смещения чехла рыхлого материала. Характер смещения грунта зависит от его *консистенции* (от лат. consistere — состоять), обусловленной количеством содержащейся в грунте воды. Массовое смещение материала происходит на склонах разной крутизны: от 2–3 до 40°. К склонам массового смещения материала относятся *солифлюкционные, склоны медленной солифлюкции, дефлюкционные* и др.

4. Склоны делювиальные (плоскостного смыва). Делювиальные процессы зависят от ряда факторов и в первую очередь от состояния поверхности склонов. Они наблюдаются и на крутых, и на очень пологих (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 происходят 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 — довольно ровные поверхности, часто совпадающие с плоскостями разломов и границами пластов. Они наблюдаются на склонах крутизной 35—40° и более. *Нииши* формируются на более крутых склонах. Крутизна их стенок достигает 90°, иногда ниши ограничены нависающими карнизами.

Для аккумулятивной части обвального склона характерен беспорядочный холмистый рельеф с высотой холмов от нескольких метров до 30 м, реже больше. Высота холмов зависит от размера обломков.

Обвалы наблюдаются как в горах, так и на равнинах. Наиболее грандиозны обвалы в горах. Так, при обвале в долине р. Мургаб (Западный Памир, 1911 г.) 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 наблюдались в Альпах. По данным А. Герхарда, объем наиболее крупного из них составил около 15 км³, а площадь, занятая обвальными массами, 49 км².

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

Крупные обвальные массы распадаются на множество обломков разных размеров, движутся вниз по склону, откладываются у под-

ножия склона или по инерции продолжают перемещаться 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 значительно изменяют поверхность склонов долин. По данным С.Н. Матвеева, поток скалистых обломков в одной из альпийских долин выработал борозду глубиной 6—10 м при ширине 10—20 м.

Обвалы небольших масс породы, состоящей из обломков размером не более 1 м^3 , называют *камнепадами*. 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/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 и дресва), перемещаясь вниз по склону, оказывают механическое воздействие на поверхность склона и вырабатывают в нем желоба — *осыпные лотки* глубиной 1—2 м при ширине в несколько метров. В нижних частях денудационных участков склонов желоба объединяются в более крупные ложбины, ширина которых может достигать десятков метров. Талые и дождевые воды еще более углубляют желоба, расчлениают денудационную часть склонов, бровка склона становится фестончатой (рис. 46, приложения 3, 4). Иногда рельеф денудационной части осыпных склонов оказывается очень сложным, образованным системой башен, колонн и др.

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*. Осыпные конусы могут сливаться друг с другом. К ним примешивается грубообломочный обвальный материал. В результате у подножия склона образуется сплошной шлейф из крупных и мелких обломков породы. Формируются отложения, называемые *коллювиальными*, или просто *коллювием* (colluvio — скопление, беспорядочная груда). 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.

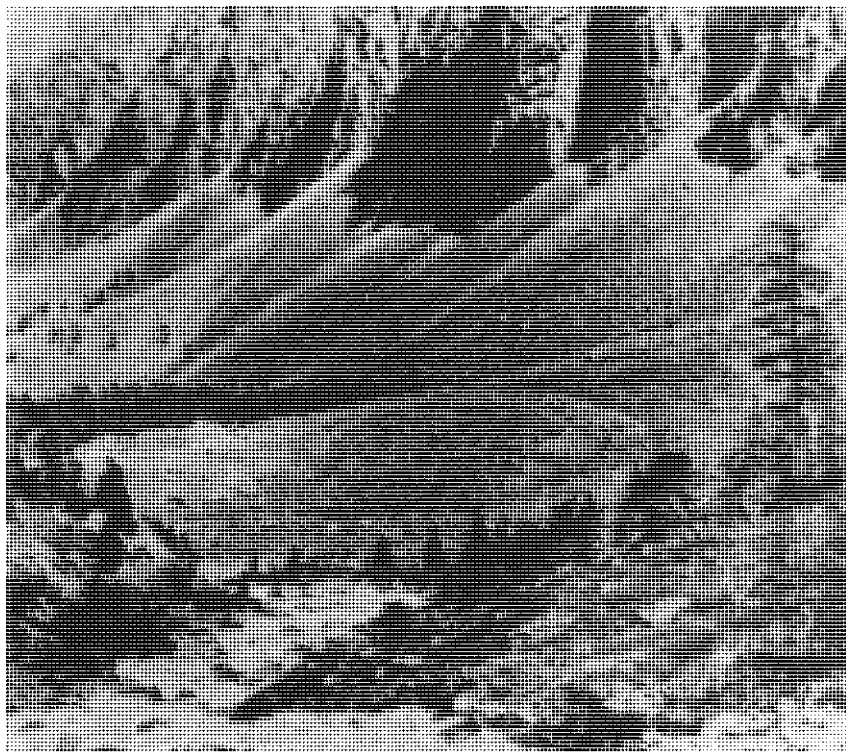


Рис. 46. Осыпной склон

В образовании обвалов и осыпей принимает участие вода. Дождевые и талые воды разрабатывают трещины, по которым происходит срыв обвально-осыпных масс, способствуют разрушению породы при замерзании в трещинах. Разрушение усиливается и за счет изменения объема породы при увлажнении и высыхании. При сильных ливнях стекающие по склону осыпей потоки воды подхватывают и приводят в движение не только мелкие частицы, но и дресву, 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 подножия осыпей сразу после ливня. В этом процессе примерно равное участие принимают гравитация и вода.

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 лавины *осовы* и *лотковые*.

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

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

Лавинные лотки — это крутостенные врезы с отшлифованными склонами, обычно лишенными растительности. В поперечном сечении у них часто бывает корытообразная форма. Продольный профиль лотков может быть ровным или с уклонами различной величины. Лавинные лотки хорошо опознаются на местности и дешифрируются на аэрофотоснимках по ряду косвенных признаков: по “лавиным прочесам”, т.е. полосам, лишенным древесной растительности, изменению характера растительности и др.

Конусы выноса лавин состоят из снега, перемешанного с обломочным материалом, вытаивающим из него и скапливающимся из года в год у основания лавинных лотков. Он образует своеобразную рыхлую толщу, которую часто называют *лавиным мусором*. Лавинные конусы выноса состоят из несортированного обломочного материала и большого количества органических остатков — обломков деревьев, дерна и др. Поверхность лавинных конусов выноса из-за неравномерного содержания обломочного материала в снежной массе лавины неровная, бугристая (рис. 47).

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

Выделяют еще так называемые *прыгающие лавины*, к которым относят лотковые лавины, характеризующиеся в продольном профиле наличием отвесных участков. Морфологические признаки прыгающих лавин мало отличаются от лотковых.



Рис. 47. А — конус лотковой лавины, “пропиленный” и подмытый рекой;
Б — поваленный лавиной лес (на переднем плане “лавиновый мусор”)

Рельефообразующая роль лавин определяется их размером и частотой схода. Размер и частота схода, в свою очередь, зависят от размера лавиносборных понижений, длины и крутизны склонов, количества выпадающих осадков, а также погодных условий 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, при котором 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 частично дробится, превращается в бесструктурную массу. Скопления оползневых масс у подножия склонов называют *делянцем*. 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 (оползневая терраса) 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 оползневым блоком возникает напорный *оползневой вал*. Морфологические элементы оползня показаны на рис. 48.

Оползни описанного типа встречаются наиболее часто, их называют *блоковыми*. Встречаются и другие виды оползней. Например, *оползни-оплывины* — мелкие оползни, захватывающие толщу 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. Образованию оползней-оплывин способствуют также крутизна склона (15° и больше) и залегание

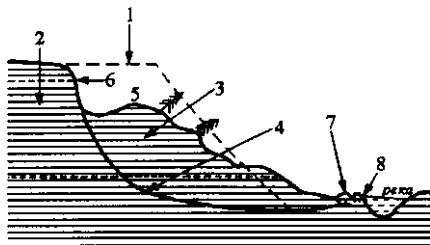


Рис. 48. Схема поперечного профиля оползневого склона:

1 — первоначальное положение склона; 2 — нарушенные слои; 3 — оползневой блок; 4 — поверхность скольжения; 5 — площадка оползневой террасы; 6 — стенка срыва оползневой массы; 7 — напорный оползневой вал; 8 — урез реки

водоносного горизонта в основании рыхлой толщи. В результате оползней-оплывин у подножия склона накапливаются массы оплывшего материала со сложным бугристым микрорельефом.

Для выявления оползневых склонов важное значение имеет изучение морфологии склонов. Свидетелями развития на склоне оползневых процессов служат появление “беспорядочного” бугристо-волнистого рельефа на поверхности и в основании склона, наличие террасовидных площадок, запрокинутых в сторону берега, свежие стенки срыва, замкнутых западин и других форм, чуждых обычному склону реки или берегу моря (рис. 49, приложения 8, 9). 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 простирацию 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. Характерным внешним признаком оползневых склонов является развитие на них так называемого “*пьяного леса*”, когда стволы деревьев вследствие движения грунта оказываются наклоненными в разные стороны (рис. 50).

Склоны отседания по условиям образования близки к блоковым оползням. Они развиваются на крутых склонах (не менее 15°) значительной относительной высоты. Отседание склонов возможно в кристаллических и достаточно прочных осадочных породах. Этот процесс широко распространен на Среднесибирском плоскогорье, где отседание развивается особенно интенсивно при залегании траппов на осадочных породах, способных к пластическим деформациям (глины, мергели, алевроиты). Пластические деформации пород, подстилающих траппы, способствуют образованию в траппах (вблизи уступов речных, морских или озерных склонов) все более расширяющихся и углубляющихся трещин (рис. 51,

А

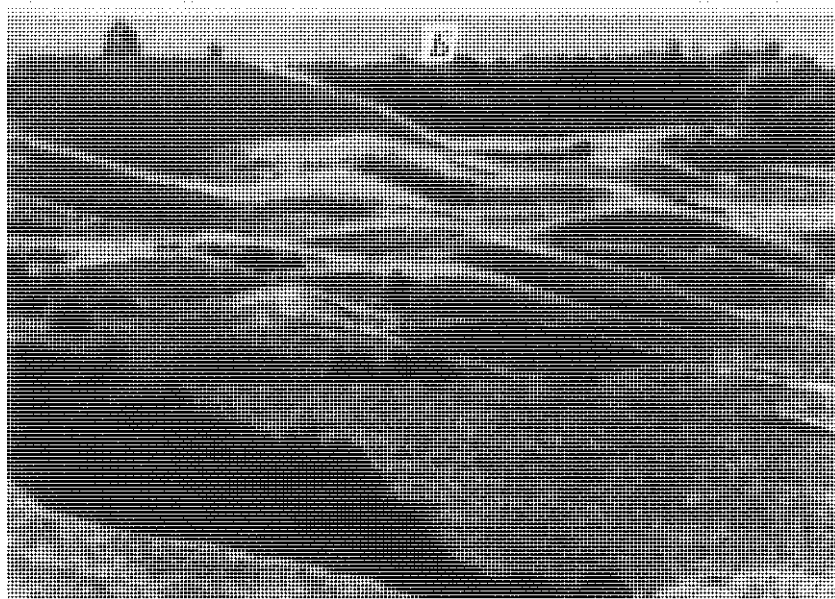
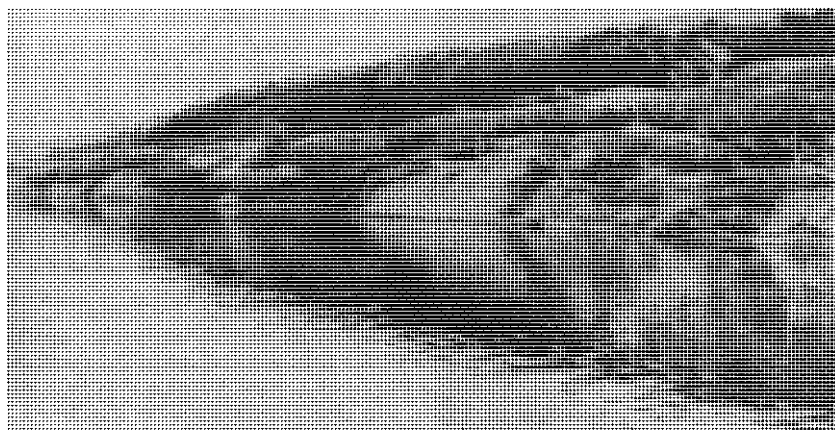


Рис. 49. Хаотичный (бугристо-волнистый) рельеф оползневых склонов:
А — правый берег Волги (Фото Г.И. Рычагова); Б — правый берег р. Пахры
(Фото З. Виноградова)



Рис 50. “Пьяный лес” и расщепленное дерево на оползневом склоне р. Москвы

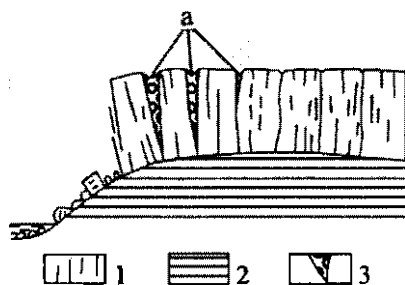


Рис. 51. Склон отседания:

а — рвы отседания; 1 — вертикально-трещиноватые массивные породы; 2 — породы, способные к пластическим деформациям; 3 — щебнисто-суглинистые отложения

приложение 10). Рост трещин приводит к отделению и последующему дроблению (в результате обвала) отделившихся блоков. Объемы блоков колеблются от десятков до тысяч кубических метров. С отседанием связано распространение “рвов отседания” — глубоких (до 20 м) и широких (до 100 м) трещин, параллельных склону. Длина рвов отседания исчисляется сотнями метров. В плане они имеют прямолинейные или ломаные очертания.

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

Солифлюкционные склоны. На равнинах и в горах с сезонным промерзанием поверхностного грунта и особенно в областях с вечной мерзлотой распространенным типом склоновых процессов является *солифлюкция* (от лат. *solum* — почва, земля и *fluctio* — истечение). Она протекает только в так называемом *деятельном слое* — слое сезонного промерзания и оттаивания. Наличие на некоторой глубине водоупора (вечномерзлого или еще не оттаявшей части сезонно-мерзлого слоя) обуславливает сильное увлажнение протаявшего слоя или его нижней части за счет содержащегося в нем льда и фильтрации влаги сверху. В результате грунт приобретает *жидко-текучую консистенцию* (состояние), способность течь

тонким слоем. Солифлюкционное течение грунта происходит на склонах разной крутизны, начиная с углов наклона $2-3^\circ$. Скорость солифлюкционного движения измеряется миллиметрами и даже сантиметрами в секунду. Преобладающие скорости изменяются от 3 до 10 м/год. Такую солифлюкцию называют *быстрой* в отличие от *медленной солифлюкции*. Мощность солифлюкционных потоков невелика (20—60 см). Лишь в нижней части склона, где движение солифлюкционного потока замедляется, мощность медленно текущей массы может увеличиваться до 1 м и более. В результате образуются *натечные солифлюкционные терраски* (приложение 24), *языки*, *гофры*, *фестоны* (рис. 52). Ширина языков-террасок может достигать нескольких десятков метров. В высоких широтах солифлюкция — один из основных поставщиков материала в долины рек и временных водотоков (рис. 53).

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, насыщенные водой, не в состоянии длительное время сохранять уклон поверхности. К склонам медленной солифлюкции относится значительная часть 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 широко распространены. Процессы медленной солифлюкции могут происходить даже на пологих склонах, крутизна которых всего $3-4^\circ$.

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 нескольких сантиметров до десятков сантиметров в год.

Процессы медленной солифлюкции наблюдаются и 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 присутствие коллоидных растворов, связанных с пышным развитием растительного покрова.

С процессами солифлюкции связаны такие формы рельефа, как солифлюкционные валы и гряды, а также делли. *Делли* — не-

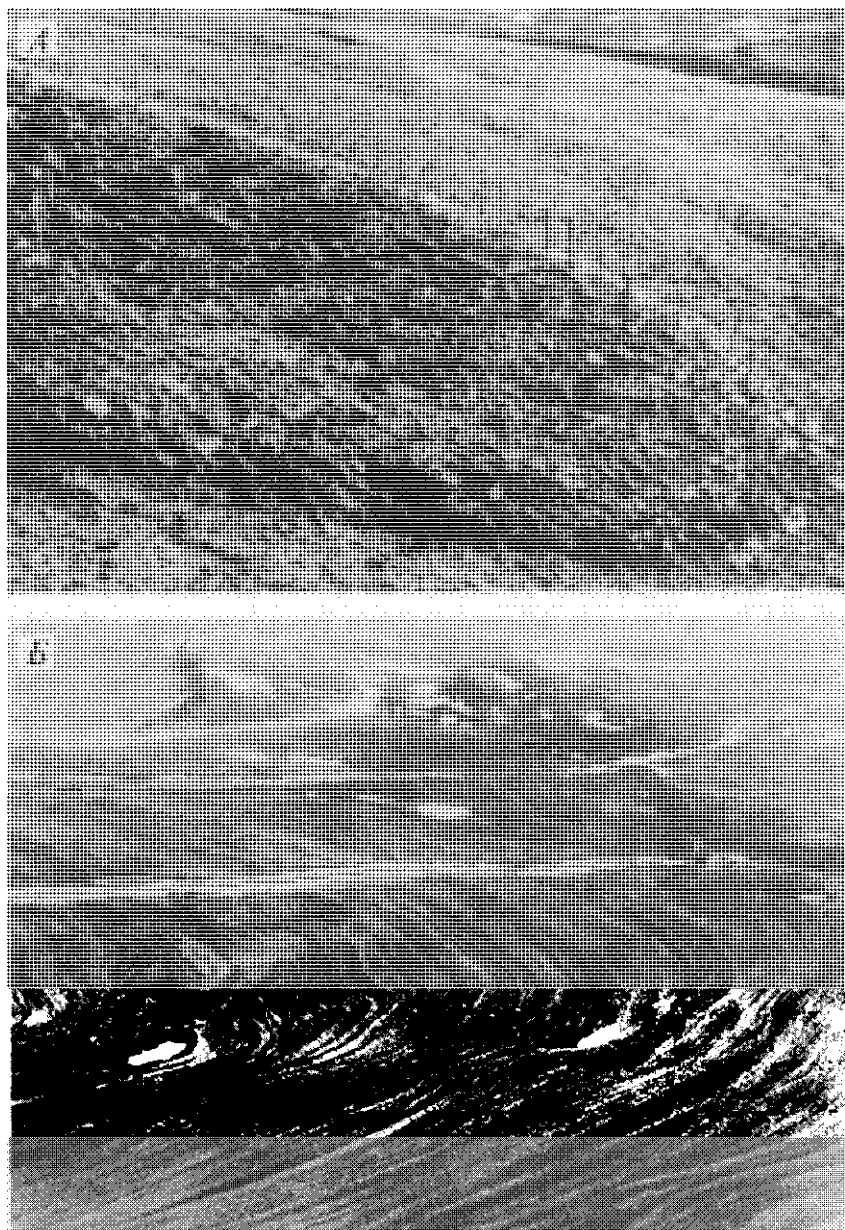


Рис. 52. Солифлюкционные склоны:

А — солифлюкционный язык; Б — полосная солифлюкция (архипелаг Северная Земля.
Фото М.Ю. Москалевского)

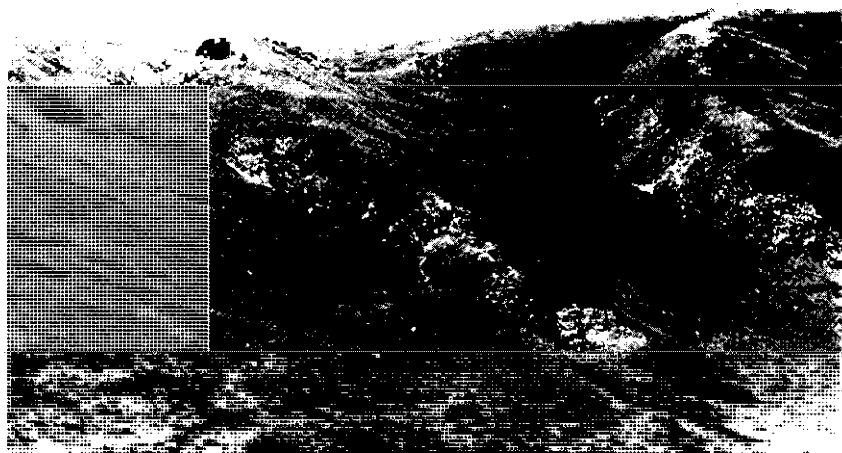


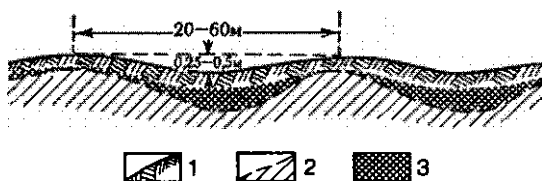
Рис. 53. Солифлюкционные натёки на склонах и в эрозионных понижениях (Тянь-Шань. Фото А.В. Корзуна)

глубокие (0,25—0,5 м) понижения, расстояние между которыми колеблется от 20 до 60 м (рис. 54). 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 эрозионных форм не ветвятся, а следуют параллельно друг другу. Возникают они на склонах крутизной от 10 до 25° (приложения 7, 25).

Дефлюкционные склоны. Дефлюкция (от лат. *defluo* — истекаю) — пластичное движение в виде медленного выдавливания слабо увлажненных грунтовых масс под почвенно-растительным покровом. Наблюдается преимущественно в областях гумидного климата. Смещение пород протекает со скоростью от 0,2 до 1,0 см/год на склонах крутизной от 8—10° (иногда меньше) до 35°.

Рис. 54. Поперечный профиль деллей (по С.С. Воскресенскому). Вертикальный масштаб на профиле увеличен в 20 раз по сравнению с горизонтальным:

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



Дефлюкция тесно связана с другими склоновыми процессами, в частности с *крипом* (от *англ.* *сreep* — ползти, сползать), который возникает под влиянием периодического изменения объема грунтовой массы, вызываемого колебанием температуры (*температурный крип*), попеременным промерзанием и оттаиванием (*мерзлотный*, или *криогенный, крип*), набуханием и усадкой глинистой составной части при увлажнении и высыхании (*сигрогенный крип*), развитием и отмиранием корней растений. Крип, подобно дефлюкции, вызывается действием силы тяжести.

Механизм медленного массового перемещения материала вниз по склону можно рассмотреть на примере температурного крипа. 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 вниз по склону, второй — по нормали к поверхности склона. Расширяясь, частица как бы поднимается ближе к поверхности. Выведенная из состояния равновесия, она успевает переместиться на некоторое расстояние вниз по склону. При понижении температуры частица опускается, но уже не на то место, с которого она сдвигалась при нагревании. При неоднократном нагревании частица, перемещаясь каждый раз на микроскопически малое расстояние, очень медленно сползает вниз по склону. Механизм движения частицы за счет изменения увлажненности в принципе тот же, добавляется только эффект пластичности грунта. Скорость такого медленного смещения коры выветривания (при ее глинистом или суглинистом составе) от 0,2 до 1,0 см/год. Криогенный крип происходит за счет изменения объема грунта при его попеременном промерзании и оттаивании. Крип распространен во всех климатических зонах и в грунтах разного гранулометрического состава.

О наличии на том или ином склоне медленного движения материала в результате дефлюкции и крипа можно судить по таким признакам, как “*слоистость течения*”, обнаруживаемая на вертикальном разрезе коры выветривания, *направление “щелчевых кос”* в местах близкого залегания к поверхности коренных пород (рис. 55, 56), изгибание по склону корней растений и некоторым другим. Дефлюкционные склоны обычно характеризуются ровной поверхностью и специфических морфологических черт рельефа не имеют. Поэтому задернованные или занятые лесом ровные склоны с первого взгляда могут показаться “мертвыми”, неразвивающимися.

Если скорость движения превышает указанные выше пределы (что может быть при высокой степени увлажнения поверхностных слоев грунта), дефлюкционное смещение может привести к раз-

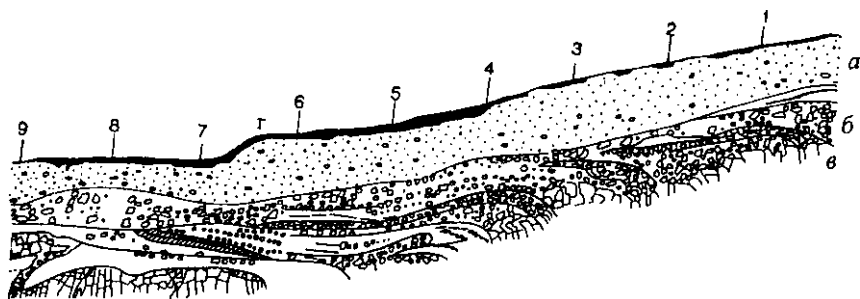


Рис. 55. Строение дефлюкционного склона
(Восточное Забайкалье, по Э.А. Лихачевой);

а — сильно смещенные склоновые отложения; б — горизонт кос (слабо смещенные склоновые отложения); в — “разборная скала” — подвергшиеся разрушению гранитоиды; г — солифлюкционная терраска. Цифры сверху — расстояние в метрах. Вертикальный и горизонтальный масштабы одинаковые

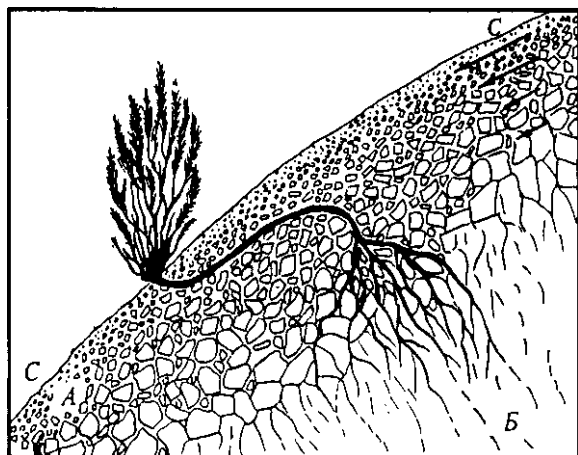


Рис. 56. Искривление корневища многолетнего растения на склоне С—С, покрытом корой выветривания.

А — кора выветривания; Б — коренная трещиноватая порода (по И.С. Щукину, 1960)

рыву дернового покрова. Тогда массы движутся уже не в виде медленно сползающего сплошного слоя, а в виде прерывистого сползания отдельных блоков поверхностного слоя, напоминающего в миниатюре оползневой процесс. Эта разновидность дефлюкции называется *децерацией*. О существовании децерационного движения можно судить по микроступенчатости на склоне. Дерновый покров оказывается разорванным, и на вертикальных гранях ступенек обнажаются почва или залегающие под ней породы.

Определенную роль при децериационных процессах играет увеличение нагрузки на грунт, в частности выпас скота. Следует заметить, что скот не только способствует увеличению децериации, но и появлению рельефа “*коровьих (овечьих) троп*”. Используя горизонтальные площадки микроступенек, животные протаптывают тропы. В результате на склоне образуются волнистые микротерраски, протягивающиеся на десятки и даже сотни метров (рис. 57).

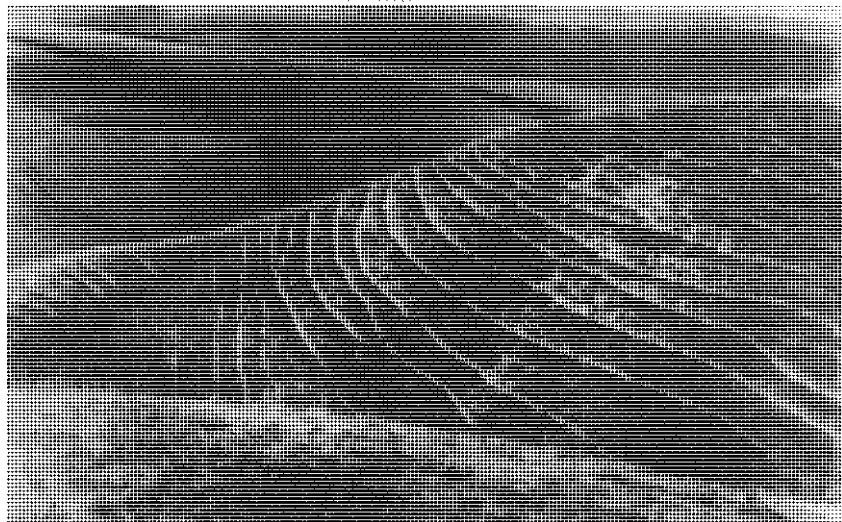


Рис. 57. “Коровьи (овечьи) тропы” на склонах Ставропольской возвышенности

Курумовые склоны. Поверхности, образованные скоплением глыб размером от десятка сантиметров до 1 м и более в поперечнике, с незаполненными мелкоземом межглыбовыми полостями называются *курумами* (рис. 58). Курумы широко распространены в горных районах и на плоскогорьях, в строении которых участвуют скальные породы. Образуются они в результате интенсивных процессов физического (главным образом, морозного) выветривания. Размер первоначальных обломков курумов зависит от свойств исходной породы. Наиболее крупные обломки (более 1 м в поперечнике) возникают при разрушении интрузивных пород, обломки несколько меньших размеров (менее 1 м) — при выветривании эффузивных пород и песчаников. При выветривании сланцев образуется щебнистый материал. С.С. Воскресенский делит курумы на *курумы-осыпи*, возникающие как осыпь и развивающиеся потом как курумы, и “*настоящие курумы*”, питающиеся снизу за счет



Рис. 58. Каменные россыпи (курумы) на плоской вершине (Чульманская впадина. Фото А.И. Тюрина)

разрушения подстилающих пород. Курумы встречаются и на крутых ($15\text{--}35^\circ$) и на пологих склонах, и на горизонтальных поверхностях вершин и горных седловин. Границы курумов с соседними задернованными склонами довольно четкие. Поверхность курумов неровная, колебание ее относительных высот зависит от размеров обломков и характера их залегания. Заглубление верхней и приподнятость нижней частей курума по отношению к поверхности задернованного склона свидетельствуют о более быстром смещении материала курума вниз по склону, чем на соседнем задернованном склоне. Текстурные особенности курумовых отложений дают основание говорить о том, что материал в них движется не только вниз по склону, но и по нормали к нему, следствием чего является неплотная упаковка глыб, миграция крупных глыб к поверхности курума. Каменный материал курумов движется вниз по склону под действием криогенного крипа. Поэтому на пологих днищах ложбин (служащих путями стока воды), к которым приурочены курумы, каменный материал движется, как правило, быстрее, чем на крутых склонах.

Линейно вытянутые 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, чаще 0,2—0,3 м/год. “Истоками” каменных рек часто являются обширные по площади “настоящие” курумы, именуемые иногда *каменными морями*.

Массовое движение грубообломочного материала на склонах широко развито в аридных и семиаридных (*semi* — полу-, *aridus* — сухой) областях, где главными действующими факторами, вызывающими образование обломков и движение их вниз по склону, являются температурное выветривание, сила тяжести и температурный крип.

Делювиальные склоны. 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, называют *делювиальными*. Энергия (“живая сила”) таких струек очень мала. Однако и они в состоянии проводить большую работу, смывая мелкие частицы продуктов выветривания и отлагая их у подножия склонов, где формируется особый тип континентальных отложений, называемых *делювиальными*, или просто *делювием* (от *lat. deluo* — смываю) (рис. 59). 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, наиболее плодородный горизонт почвы, который и придает сероватую окраску отложениям. Делювиальный смыв наносит большой вред почвенному покрову.

Интенсивность делювиального смыва зависит от ряда факторов: крутизны, длины склона и состава слагающих его пород, режима 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 лесу, с хорошо развитой лесной подстилкой, и на поверхностях с плотной травянистой



Рис. 59. Делювиальные шлейфы у подножия склонов

дерниной делювиальный смыв гасится полностью, в том числе на крутых склонах. На пашнях же делювиальный смыв идет очень интенсивно даже при очень малых ($2-3^\circ$) углах наклона. 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 47 т/га. Рядом, в тех же условиях, но на целинных участках, смыва не наблюдалось даже при углах наклона 24° . Неправильная распашка склонов, вырубка леса, неумеренный выпас скота резко увеличивают интенсивность склоновой денудации.

Равномерный плоскостной смыв может быть лишь на ровных склонах. Таких “идеальных” условий в природе нет. На поверхности склонов всегда есть 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, врезаюсь 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 и на солифлюкционных склонах, где линейность движения выражается в форме безрусельных ложбин — *деллей* (см. рис. 54, приложения 7 и 25).

Заканчивая характеристику склоновых процессов, следует отметить, что несмотря на внешнюю “неброскость” делювиально-солифлюкционным процессам принадлежит главная роль в выглаживании склонов, в формировании таких широко распространенных форм рельефа, как придолинные и прибалочные склоны, делювиально-солифлюкционные “шлейфы”.

На дне морей и океанов склоновые процессы имеют свою специфику (см. гл. 20, разд. “Гравитационные подводные процессы”).

Взаимоотношение склоновых процессов в пространстве и времени

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

На крутом склоне куэсты также будет прослеживаться четкая вертикальная зональность склоновых процессов. Верхняя обрывистая часть склона — зона срыва. Ниже будет располагаться зона накопления обвально-осыпного материала. На “живых”, не закрепленных растительностью осыпях материал обычно смещается в результате дефлюкции, крипа, делювиального смыва и микроселей. Причем в верхней части осыпи четко выражен плоскостной

или мелкоструйчатый смыв, который в нижней части сменяется бороздчатым. Если поверхность осыпного шлейфа задернована, будет развиваться дефлюкционный процесс и крип.

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

Анализ характера склоновых процессов показывает, что одни из них хорошо коррелируют с физико-географическими условиями того или иного региона, т.е. являются *зональными*.

К таким процессам относятся: солифлюкция, различные виды крипа, делювиальные процессы. Другие типы склоновых процессов проявляются в любой из природных зон. К ним 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.

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). Сложная картина взаимоотношения склоновых процессов во времени и пространстве может быть восстановлена только на основании тщательного изучения склоновых отложений.

Возраст склонов

Определение возраста склонов, как и возраста рельефа вообще (см. гл. 3), сопряжено с большими трудностями. Это обусловлено тем, что на любом первично возникшем склоне постоянно идут те или иные склоновые процессы, меняющие облик склона. Поэтому, когда говорят о возрасте склона, имеется в виду время действия того агента, который создал основные морфологические особенности первичного склона. Для склонов эндогенного про-

исхождения 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, решаем вопрос о возрасте ее склонов. Труднее обстоит дело с определением возраста денудационных склонов. Не вдаваясь в детали этой сложной проблемы, отметим, что в некоторых случаях возраст денудационных склонов может быть определен или по возрасту коррелятных склоновых отложений (если таковые сохранились), или по соотношению форм рельефа, возраст которых известен. Так, склоны речных долин Подмосковья сформировались после таяния московского ледника, так как они врезаны в поверхность междуречий, сложенных ледниковыми отложениями московского возраста. Более точно определить возраст склонов долин нельзя, если они опираются на пойму, формирование которой продолжается. 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—позднечетвертичный (московско-валдайский) возраст, а склон от поверхности террасы к пойме — позднечетвертично-голоценовый (послевалдайский) возраст (рис. 60).

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 поверхности более или менее продолжительное время находится в состоянии тектонического покоя, выполаживание образовавшихся на нем ранее эндогенных или экзогенных склонов агентами склоновой денудации (при непременном участии выветривания) приведет к “съеданию” междуречных (водораздельных) пространств и формированию на месте расчлененного участка земной поверхности *невысокой, волнистой равнины*, которую В. Дэвис предложил называть *пенепленом* (рис. 61, А).

Образование выровненных денудационных поверхностей в результате *пенепленизации (выравнивания сверху)* возможно, и такие поверхности в природе существуют. Однако развитие склонов и образование денудационных выровненных поверхностей может

В о з р а с т с к л о н о в

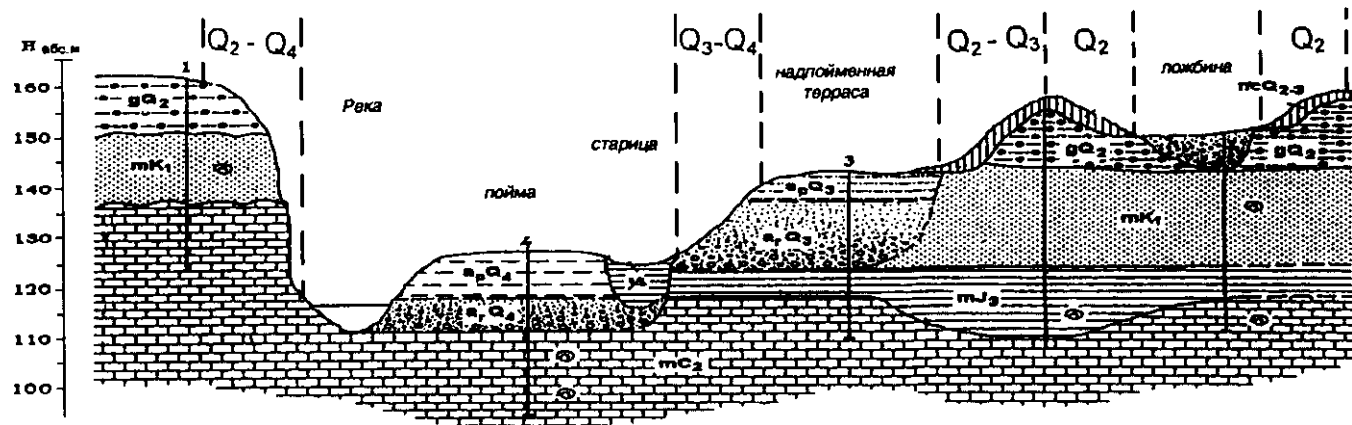


Рис. 60. Геолого-геоморфологический профиль, иллюстрирующий возраст склонов

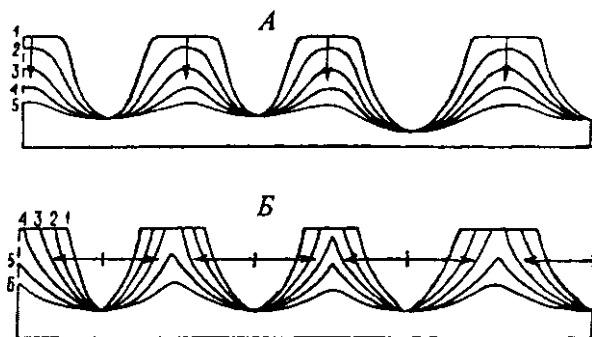


Рис. 61. Принципиальная схема пенеппенизации, по В. Дэвису (А) и педиппенизации, по В. Пенку (Б). Стрелками показано направление, в котором идет “ссыдание” междуречий; 1—6 — последовательные стадии развития пенеппена и педиппена

происходить и путем отступления склонов параллельно самим себе. Этот процесс называется *педиппенизацией* (*педиппланацией*), а сформировавшаяся таким образом денудационная равнина — *педиппленом* (от лат. *pedis* — ноги, подножие и англ. *plain* — равнина) (рис. 61, Б).

Начальная форма педиппенизации — образование *педимента* — *пологонаклонной* (3—5°) *денудационной равнины*, выработанной в коренных породах у подножия отступающего склона, прикрытой маломощным слоем рыхлых отложений (рис. 62). Формирование системы педиментов в виде “предгорной лестницы” впервые описано В. Пенком, на равнинах — Л. Кингом. Он внес особенно большой вклад в изучение процессов и результатов педиппенизации. Л. Кинг считает, что для образования педиппленов наиболее благоприятен аридный или полуаридный климат. Н.В. Башенина и М.В. Пиотровский, в целом разделяя взгляды Л. Кинга, отмечают, однако, что педиппенизация, как и пенеппенизация, возможна и в других климатических зонах, только в каждой из них эти процессы имеют свои особенности. В условиях аридного и полуаридного климата развитие склонов происходит преимущественно

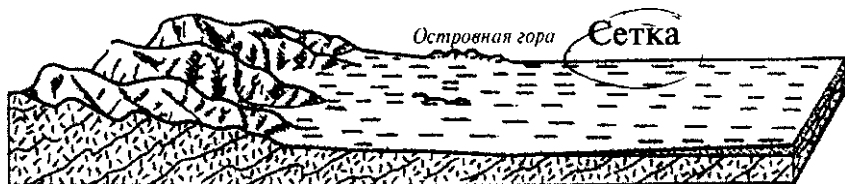


Рис. 62. Предгорная наклонная равнина, выработанная в коренных породах (педимент)

путем отступления склонов и формирования педиментов, а при их слиянии — педиplenов с *останцовыми горами* (рис. 63, 64). Последние характерны для областей педиplenизации, причем далеко не всегда останцовые, или “островные”, горы связаны с препарировкой более стойких пород. Сама сущность процесса педиplenизации обуславливает неизбежность их образования даже при однородном геологическом строении.

Во влажных тропиках, где широко развита тропическая солифлюкция, выколаживание и последующее выравнивание рельефа идет одновременно и по пути пенеplenизации, и по пути педиplenизации. Огромное количество влаги переувлажняет грунт,

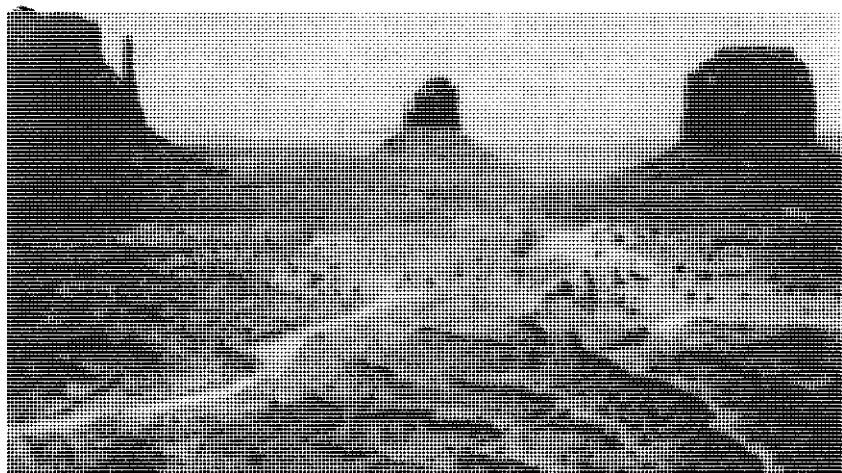


Рис. 63. Педимент с останцовыми столовыми горами (Аризона, США)

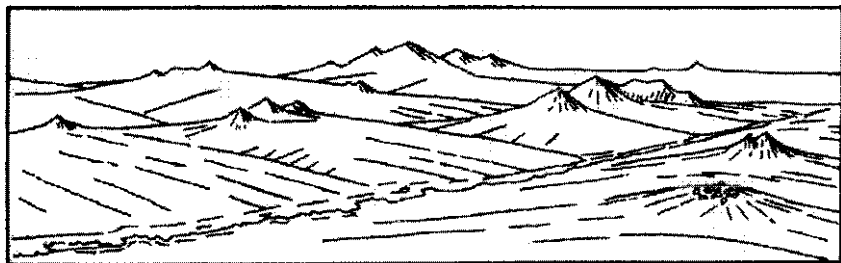


Рис. 64. Педиplen с отдельными останцами (по Н.В. Башениной)

представленный на значительных пространствах глинистыми продуктами выветривания. Переувлажненные массы материала сползают вниз. Это приводит к оплыванию и “растеканию” верхних участков склонов, следствием чего является общее снижение рельефа — пенеппенизация. Одновременно на крутых склонах энергично протекает педиппенизация. Н.В. Башенина отмечает, что при этом важную роль играет избыточное увлажнение подошвы склона, 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.

В условиях арктического и субарктического климата главным механизмом образования денудационной равнины является, по-видимому, педиппенизация. Морозное выветривание и солифлюкция, а также нивальные процессы обуславливают быстрое отступление склонов, образование педиментов, а затем — за счет слияния последних — и педиплена. Результатом педиппенизации 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. Базисом денудации для таких террас служат обычно перегибы склонов от более крутых участков к более пологим. Здесь создаются условия для значительного накопления снега, а это благоприятствует интенсивной деятельности морозного выветривания, нивальных и солифлюкционных процессов.

Таким образом, для образования педиппленов 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 умеренного климата, как и в гумидных областях тропической зоны, выравнивание идет примерно при равном участии пенеппенизации и педиппенизации.

Образование педиментов, педиппленов и пенеппленов возможно только в условиях нисходящего развития рельефа, т.е. в условиях преобладания экзогенных процессов над эндогенными. При этом происходит общее уменьшение абсолютных и 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 выров-

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

ненной 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 называются *поверхностью 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 денудационные уровни могут сохранять свои высотные отметки на большой площади. Так, на Бразильском щите и на Африканской платформе Л. Кинг выделяет пять ярусов выровненных поверхностей, каждая из которых занимает значительные площади и находится в пределах этих площадей на близких абсолютных высотах.

Примером деформированной поверхности выравнивания складчатой области может служить, например, среднеплиоценовая (предакчагыльская) поверхность выравнивания Большого Кавказа, которая ближе к оси свода Большого Кавказа поднята на 1000 м и более, а в периферийной части располагается на абсолютных высотах 300—400 м.

Изучение поверхностей выравнивания — их распространения, характера рельефа и слагающей их рыхлой толщи (кор выветривания) — представляет большой научный и практический интерес. С научной точки зрения изучение поверхностей выравнивания является одним из основных методов определения истории развития рельефа крупных территорий, в частности определения возраста денудационного рельефа и климатических условий прошлых геологических эпох. С прикладной точки зрения важность изучения поверхностей выравнивания обусловлена тем, что с распространенными на них корами выветривания связаны месторождения многих ценных полезных ископаемых (см. с. 136).

Глава 14

ФЛЮВИАЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ И ФОРМЫ РЕЛЬЕФА

Поверхностные текущие воды — один из важнейших факторов преобразования рельефа Земли. *Совокупность геоморфологических процессов, осуществляемых текущими водами, получила наименование флювиальных*. Описанный выше делювиальный процесс так же,

как и микросели, следует относить к флювиальным процессам. Но в данной главе термин “флювиальные процессы” будет употребляться 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 называют, *русловые потоки*, подобно другим экзогенным агентам, производят разрушительную работу — *эрозию, перенос материала* и его *аккумуляцию* и создают *выработанные (эрозионные) и аккумулятивные формы рельефа*. И те и другие теснейшим образом связаны друг с 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 типов. Можно только различать области преобладающей эрозии и преобладающей аккумуляции. Однако на суше эрозионные формы рельефа пользуются большим развитием и распространением, чем аккумулятивные. Это обусловлено тем, что значительная часть обломочного материала, переносимого постоянными и временными водотоками, выносится в моря и океаны, откладывается на их дне, образуя толщи морских осадочных пород.

Эрозионная работа водотока осуществляется за счет “*живой силы*”, или *энергии* потока, корразии (воздействия на дно и берега влекомыми потоком обломками) и химического влияния воды на породы, слагающие дно и берега реки.

Наибольшее значение имеет энергия потока, которая может быть выражена формулой $F = mv^2/2$, где m — масса воды, v — скорость течения.

Следует отметить, что масса воды пропорциональна расходу потока, скорость течения выражается формулой 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 энергия и, следовательно, эродирующая способность потока. Однако поток будет эродировать лишь в том случае, если не вся энергия текучей воды расходуется на перенос твердого материала и на преодоление сопротивления. В противном случае в русле потока будет происходить аккумуляция.

В эрозионной работе водотоков различают *глубинную (донную) эрозию*, направленную на углубление эрозионной формы, и *боковую эрозию*, ведущую к ее расширению. В работе любого водотока почти всегда можно обнаружить признаки обоих видов эрозии. Однако интенсивность их меняется в зависимости от уклона русла, геологического строения территории, по которой протекает водоток, стадии развития водотока (его возраста) и 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 интенсивной глубинной эрозии текущих по ним водотоков. 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 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, поэтому в течение какого-то отрезка времени профиль русла на участке выше выхода прочных пород будет приспосабливаться к этому *временному базису*.

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

Выше базиса эрозии водоток стремится углубить свою долину до тех пор, пока не сформирует профиль, в каждой точке которого энергия потока окажется уравновешенной сопротивлением подстилающих пород размыву, а транспортирующая способность потока окажется выровненной по всей его длине. Такой профиль называется *выработанным*, или *предельным профилем равновесия*. Предельный профиль равновесия (плавная вогнутая кривая, рис. 65, 1) может быть выработан только в определенных условиях: 1) при однородном составе пород, размываемых водотоком на всем его протяжении; 2) при постепенном увеличении количества воды по направлению от истока к устью. В природной обстановке

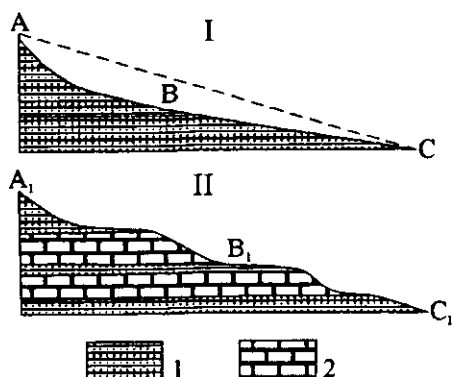


Рис. 65. Профили равновесия рек: I — (ABC) — “идеальный”, выработанный в однородных отложениях; II — (A₁B₁C₁) — ступенчатый, сформированный в породах различной стойкости. Породы: 1 — легкоразмываемые; 2 — устойчивые к размыву

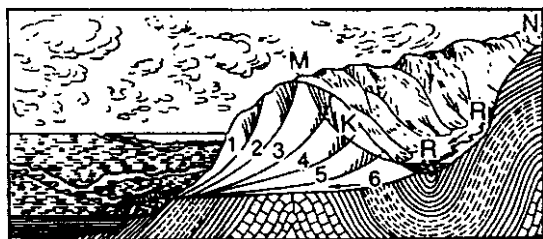
поверхность, по которой течет водоток, обычно сложена породами разного состава, а следовательно, и разной устойчивости к размыву. Породы более податливые размываются легче, менее податливые задерживают глубинную эрозию. В таком случае продольный профиль водотока приобретает вид сложной кривой, характеризующейся чередованием участков с разными уклонами (рис. 65, II). Предельный профиль равновесия теоретически может быть достигнут каждым водотоком, однако сложность и изменчивость географических и геолого-тектонических 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 ширина водопада равна или больше его высоты; 2) *иосемитский*, или *каскадный*, — вода падает сравнительно узкой струей с большой высоты (высота водопада Энджей в Венесуэле 980 м), причем струя нередко разбивается на ряд каскадов, соответствующих отдельным уступам; 3) *карельский*, или *падун*, — крутой (до 40°), но не отвесный участок русла (водопад Иматра на р. Вуоксе и др.). Ряд уступов, образующих серию небольших водопадов, называют *катарактами*, а небольшие положительные неровности русла — *порогами*. Участки русла с более крутым падением и более высокими скоростями течения называли *быстринами*. Генезис уступов в продольном профиле потоков может быть различным: либо они связаны с неровностями “первичного” рельефа, генезис которых также может быть различным; либо с препарировкой стойких пород (в результате глубинной эрозии потока или роста тектонической структуры на его пути), либо с загромождением русла обвальными массами или выносом материала из боковых долин.

Среди общих закономерностей работы водотоков следует отметить *регрессивную эрозию*, в результате которой водотоки, заложившиеся на склонах гор или речных долин, имеют тенденцию продвигаться своими вершинами в глубь междуречий (рис. 66).

Рис. 66. "Перепиливание" горным потоком (К) водораздельного хребта (М—N) в результате регрессивной (пятящейся) эрозии:

1—6 — стадии регрессивной эрозии (по И.С. Шукину, 1960)



Общая особенность эрозионной работы водотоков — 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 тектоническими причинами: 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) сальтацией¹, 3) переносом мелких частиц во взвешенном состоянии, 4) в растворенном виде, 5) 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), состава пород, слагающих бассейн руслового потока, от климата и источника питания водотока. Несмотря на слабую минерализацию вод, подавляющее число постоянных водотоков (рек) переносят миллионы и десятки миллионов тонн растворенных веществ. Так, 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. По данным разных авторов, твердый сток с суши колеблется от 11 до 20 млн т/год.

Движение донных наносов находится в строгой зависимости от скорости течения. Максимальная масса частицы, которую может

¹ Сальтация (saltatio — скачок) — передвижение обломков вблизи дна скачками, т.е. чередуются состояние покоя и быстрого движения во взвешенном состоянии (в условиях турбулентного потока).

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. Формула Эри дает возможность объяснить большую разницу в размерах 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, начинаются сразу, как только обломки попадают в водный поток, и продолжают во время его транспортировки. Окатывание обломков происходит вследствие ударов и трения их друг о друга, а также о дно и берега водотока. В результате 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 мелкозернистыми, если в описанный процесс не вмешиваются посторонние факторы — поступление крупнообломочного материала в результате обвалов берегов, вынос временных водотоков и др. Вниз по течению меняется и состав аллювия. Это происходит в результате 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* — возникает 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. Обычно борозды, располагаясь в нескольких метрах друг от друга, образуют разветвленные системы. Глубина и морфологическая выражен-

ность борозд вниз по склону постепенно увеличиваются по мере увеличения количества стекающей воды.

На распаханых склонах и склонах с разреженным растительным покровом борозды с течением времени превращаются в *эрозионные рытвины (промоины)*, глубина которых может достигать 1,0–2,0 м, ширина — 2,0–2,5 м. Склоны рытвин также характеризуются большой крутизной, местами они отвесные, поперечный профиль их чаще всего V-образный (рис. 67).



Рис. 67. Эрозионные рытвины на склонах

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

Эрозионные борозды и рытвины в легко поддающихся размыву породах (песок, суглинок, лёсс и др.) могут образоваться в течение одного ливня или за несколько дней весеннего снеготаяния. В дальнейшем рытвины служат коллекторами для дождевых и талых вод.

При достаточном водосборе часть рытвин, углубляясь и расширяясь, постепенно превращается в *овраги* (рис. 68, приложение 2). Глубина оврагов 10–20 м и более, ширина (от бровки до бровки) 50 м и более. Склоны оврагов крутые, часто отвесные. Поперечный профиль оврагов V-образный. Иногда они 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, прорезаемого им. Продольный профиль рытвины, как правило, повторяет продольный профиль склона, хотя и в несколько сглаженном виде (рис. 69).

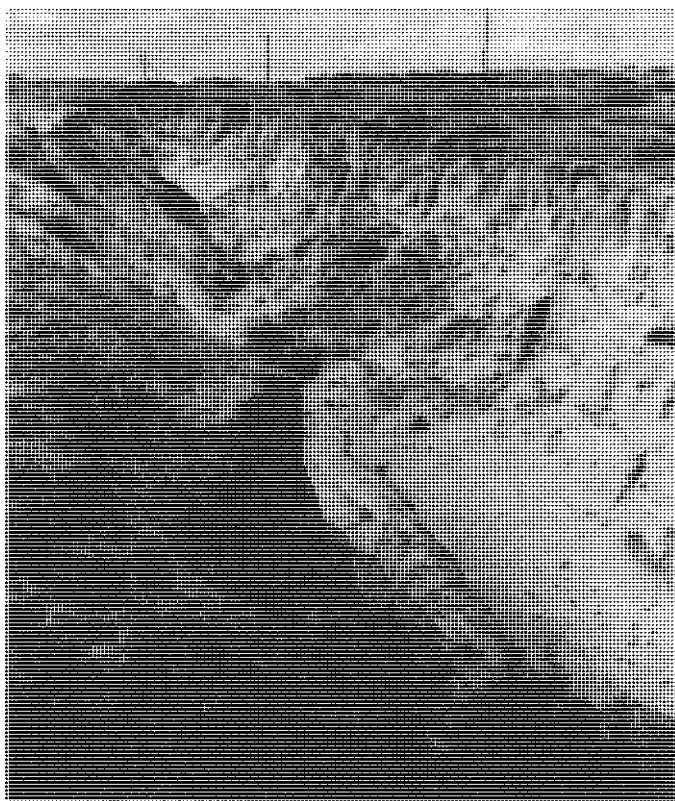


Рис. 68. Овраг на склоне речной долины

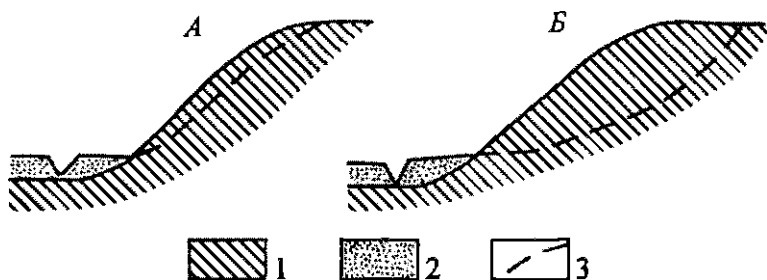


Рис. 69. Продольный профиль рытвины (А) и оврага (Б):

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

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

Растущая вершина оврага может иметь различный вид. Овраг часто начинается сразу отвесным уступом — *вершинным перепадом* — высотой 1,0—3,0 м, со всех сторон окруженным пологонаклонной к нему поверхностью. Иногда в вершинах оврагов наблюдаются нечетко выраженные в рельефе понижения, имеющие в плане эллипсовидную, округлую или (часто) округло-лопастную форму. Такие формы рельефа называют *водосборными понижениями*. Иногда выше вершин оврагов располагаются неглубокие (1,0—3,0 м), линейно вытянутые понижения, с задернованными пологими склонами, которые без четко выраженных бровок переходят в поверхность междуречий. Такие формы рельефа получили название *ложбин*. Начинаются они едва заметными в рельефе безрусельными понижениями — *потяжинами*. На топографических картах, даже крупномасштабных, потяжины, как правило, не находят отображения, но хорошо видны на крупномасштабных аэрофотоснимках, особенно на пашнях и участках с разреженным растительным покровом. Ложбины с привязанными к ним потяжинами в большинстве случаев являются не следствием развития оврагов, а причиной их возникновения. Овраги, заложившиеся по ранее существовавшим эрозионным формам, называются *донными*, *вторичными* или *вложенными* оврагами, а возникшие на склонах речных долин и развившиеся из более мелких эрозионных форм, — *береговыми* или *первичными*.

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

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

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

урочен к нижней части разреза, более тонкий — к верхней. 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* (от лат. *proluo* — уношу течением). Состав пролювия зависит от характера осадков, слагающих склон, прорезаемый оврагом или балкой, стадии развития оврага и характера стока дождевых и талых вод. В целом для него характерна плохая сортировка материала, слабая окатанность обломков, уменьшение размера частиц от вершины конуса выноса к его основанию и от его осевой линии к краям.

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

Скорость овражной эрозии очень большая. Например, на Нижнем Дону скорость роста оврагов составляет в среднем 1—1,5 м/год, на Ставрополье (Северный Кавказ) — до 3 м/год. Исследования Б.Ф. Косова показали, что современные физико-географические условия тех районов, для которых характерна густая овражная сеть (Черноземный центр европейской части России, Ставрополье, Приволжская возвышенность, Средний запад США и др.), 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, при пожарах, уничтожающих растительный покров склонов.

Следующей в генетическом ряду эрозионных форм является *речная долина*, т.е. долина с постоянным водотоком. Все более углубляющаяся эрозионная форма может достигнуть уровня грунтовых вод, которые и дают начало реке.

В описанном генетическом ряду: эрозионная борозда—рытвина—овраг—балка—речная долина — вовсе не обязателен переход одних форм в другие или возникновение одних форм из других. Выше уже говорилось, что не каждая эрозионная борозда превращается в рытвину и не каждая рытвина — в овраг. Овраг еще в период энергичной глубинной эрозии может врезаться до уровня

грунтовых вод и, минуя балочную стадию, превратиться в долину ручья с постоянным водотоком. 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 изначально формировались по типу балок или ложбин.

Определенную специфику имеет деятельность временных водотоков в горах. В горах в верховьях водотоков обычно образуются четко выраженные в рельефе *водосборные воронки* — углубления в виде амфитеатров, склоны которых прорезаны эрозионными бороздами и рытвинами, ветвящимися кверху и сходящимися к основанию воронки. Отсюда начинается *канал стока* — тянущаяся вниз по склону глубокая и узкая рытина овражного типа с V-образным поперечным сечением. У нижнего конца канала стока формируется *конус выноса*. Значительная крутизна продольных профилей и большие перепады высот между верховьями и устьями обуславливают интенсивную разрушительную работу временных водотоков гор (рис. 70).

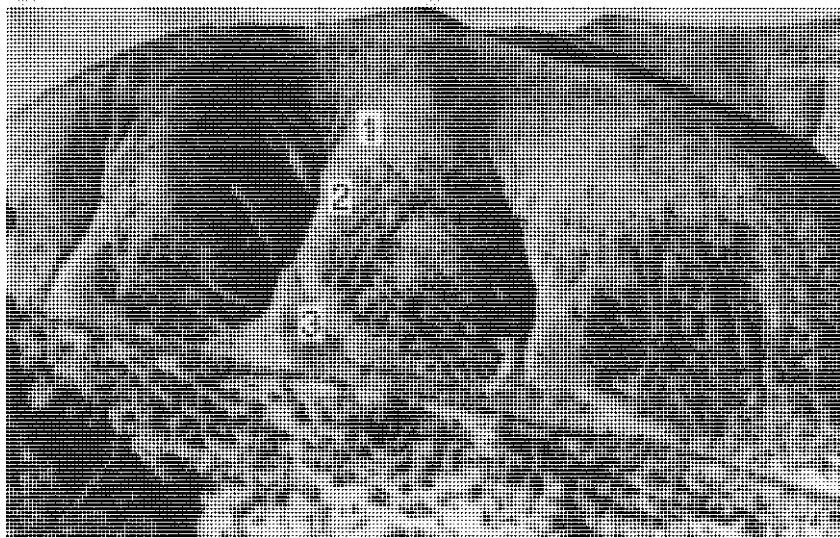


Рис. 70. Бассейны временных ручьев на склоне Туркестанского хребта:

1 — водосборная воронка; 2 — канал стока; 3 — конус выноса (Фото И.С. Щукина)

Особенно большую работу временные горные водотоки осуществляют в условиях жаркого и сухого климата. Здесь на склонах, лишенных растительного покрова, процессы выветривания протекают очень интенсивно. В значительной мере этому 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 — *сели*¹. Сели — грозное явление природы, с которым трудно бороться даже при использовании современных технических средств. Нередко сели наносят большой ущерб населению, сельскохозяйственным угодьям, промышленным и иным объектам, расположенным в селеопасных районах. Так, в июле 1963 г. сели, возникшие в долинах небольших рек, впадавших в высокогорное оз. Иссык (хр. Заилийский Алатау), вызвали перелив вод озера через ограждающую его плотину. В результате в течение нескольких часов озеро было спущено, а в плотине образовалось ущелье глубиной около 100 м (рис. 71, А). Сель, возникший в результате размыва плотины, прокатился по р. Иссык, расширил ее долину, уничтожил дорогу, которая шла к озеру, служившему местом отдыха (рис. 71, Б), смыл две улицы в пос. Иссык, расположенном у выхода р. Иссык из гор. Погибли сотни людей.

Временные водотоки, зарождающиеся на склонах гор аридных стран, при выходе из гор образуют обширные *пролювиальные равнины*, окаймляющие подножия гор. Равнины формируются за счет слияния многочисленных конусов выноса и обычно характеризуются волнистым продольным профилем (вдоль подножия гор). Состав пролювия и распределение в нем материала зависит от тех же факторов, которые определяют строение конусов выноса оврагов.

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

Подрезанные рекой конусы выноса временных водотоков образуют в долинах горных рек псевдотеррасы, которые морфологически похожи на настоящие речные террасы. Они отличаются

¹ В Альпах грязекаменные потоки называются *мурами*.

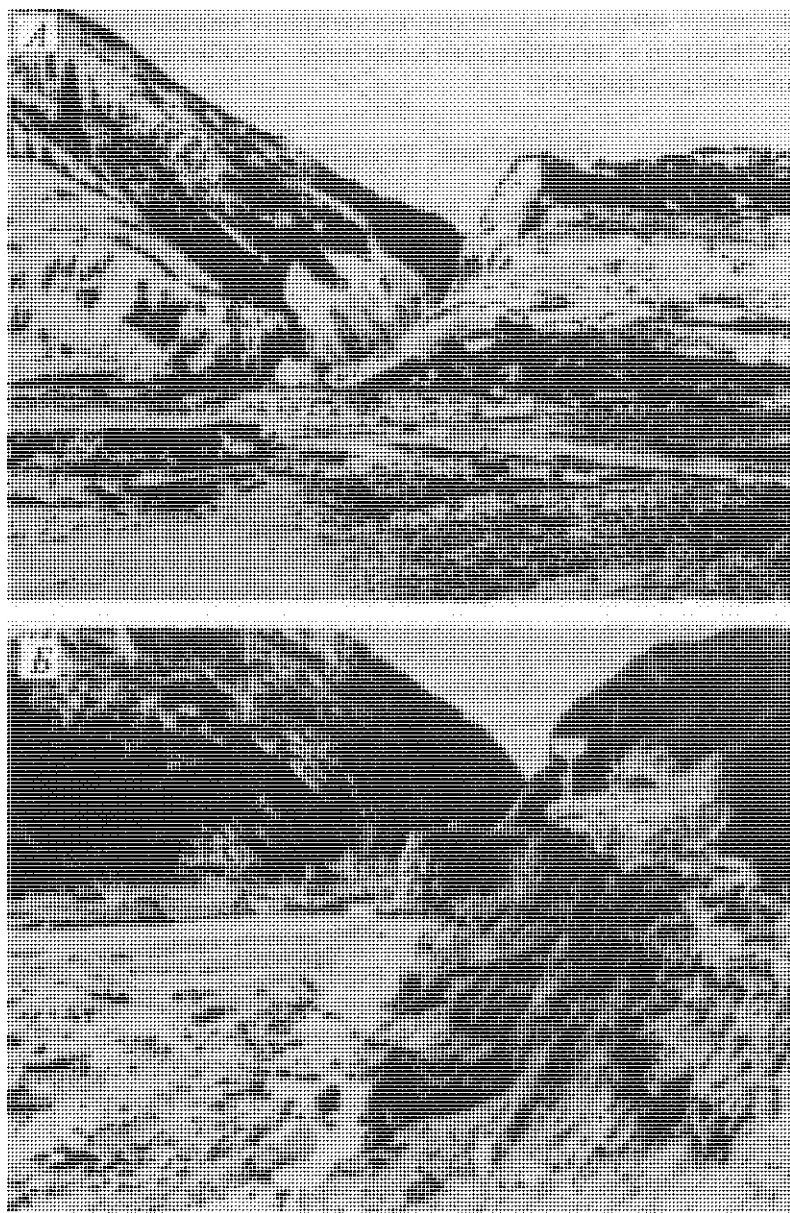


Рис. 71. А. Ущелье в плотине оз. Иссык, образовавшееся 7 июля 1963 г. во время селя. Б. Долина р. Иссык после прохождения селя. Справа — остатки асфальтированной дороги (Фото М. Жандаева)

строением и составом слагающего материала. Существенной особенностью таких псевдотеррас являются их невыдержанность по простирацию и значительные колебания относительных высот на коротких расстояниях.

Работа рек. Речные долины

Постоянные водотоки — реки — в процессе своей деятельности вырабатывают линейные отрицательные формы рельефа — *речные долины*. Основные элементы речной долины — русло, пойма, речные террасы, склоны.

Русло реки — наиболее углубленная часть речной долины, по которой протекает река в межень¹. Руслу рек различаются по ширине и морфологии в плане. Однако в их строении имеются и общие черты. В русле каждой реки наблюдаются *перекаты* и *плёсы*, чередование которых вдоль течения реки нарушает равномерность уклона речного дна. Типичный для равнинной реки перекат — большая песчаная гряда, пересекающая русло под углом 20—30° (рис. 72). Гряда асимметрична: с пологим скатом, обращенным против течения, и крутым (15—30°) — по течению. Крутой склон называется *подвальем*. Примыкающие к берегам и возвышающиеся над меженным уровнем расширенные части гряды переката называются *побочнями*; побочень, расположенный ниже по течению гряды переката, называется *нижним побочнем*, выше — *верхним*.

Глубокая часть русла у противоположного побочню берега называется *плёсовой ложбиной*, или *плёсом*, а седловина между побочнями — *корытом переката*. Корыто переката обычно ориентировано под углом (от 20 до 50°) к продольной оси русла, и меженный поток реки, огибая нижний побочень, переваливает на участке переката от одного берега к другому. Так же ведет себя и стрежень² реки.

Встречаются и другие формы перекатов, в том числе перекаты-россыпи — сплошные обмеления русла без отчетливо выраженных побочней. У *меандрирующих*³ рек, или рек с излучинами, плёсы приурочены к вогнутым участкам берега, перекаты пересекают ось реки под острым углом от выпуклого участка берега одной

¹ *Межень* — фаза водного режима реки, характеризующаяся малой водностью, обусловлена сухой или морозной погодой, когда водность реки поддерживается главным образом грунтовым питанием.

² *Стрежень* — линия наибольших поверхностных скоростей течения в речном потоке.

³ *Меандр* (от древнегреч. назв. р. Большой Мендерес в Турции) — изгибы (излучины), образованные рекой.

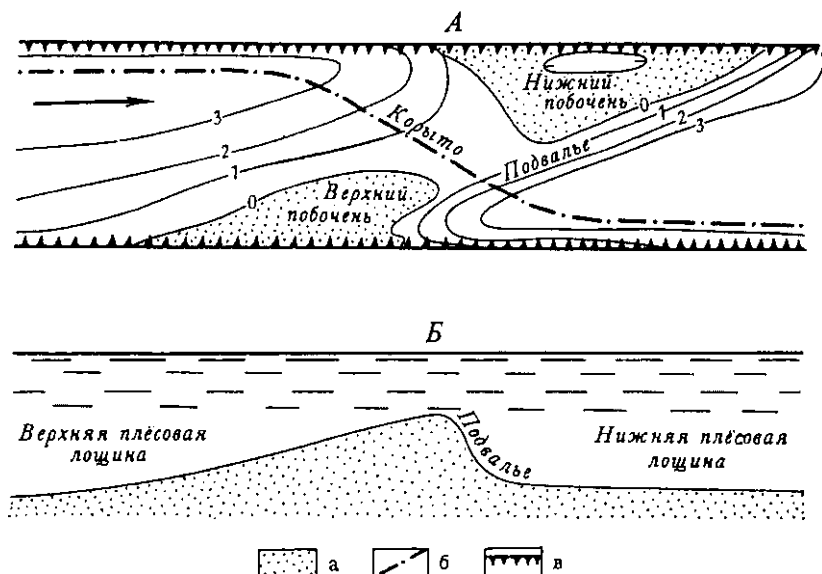


Рис. 72. Элементы переката:

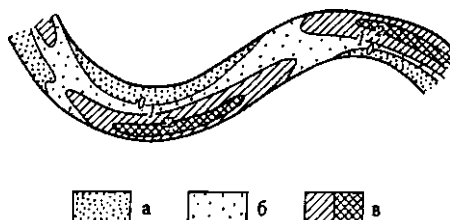
А — план в изобатах; Б — профиль по линии стрежня (по Н.И. Макавееву). а — тело переката; б — линия стрежня; в — берега меженного уровня; 1, 2, 3 — изобаты

излучины к выпуклому участку берега нижележащей по течению излучины. Следовательно, перекаты располагаются 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. 73).

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

Рис. 73. Пространственное положение плесов и перекатов у меандрирующих рек:

а — поверхность побочней (прирусловых отмелей), возвышающихся над меженным уровнем воды; б — тела перекатов; в — плёсовые ложины; 0, 1, 2 — изобаты



Аллювий, слагающий перекааты, характеризуется довольно хорошей сортировкой и четкой косой слоистостью. Аллювий плёсов менее сортирован. В основании аллювиальных отложений плёсов часто можно наблюдать *базальную* (т.е. лежащую в основании аллювиальной серии отложений) *фацию*¹ *аллювия*, представленную крупнообломочным материалом. О формировании этой фации аллювия несколько подробнее будет сказано ниже.

В руслах рек часто встречаются и такие формы рельефа, как *острова*. Ветвление — *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: 1) в дельтах рек, 2) при выходе горных рек на равнину, 3) в местах пересечения рекой отрицательных геологических структур, испытывающих погружение в настоящее время, 4) в межгорных впадинах, расположенных между поднимающимися хребтами, если река течет вкрест простирания геологических структур, и т.д. Во всех этих случаях аккумуляция материала является следствием падения скоростей течения в связи с уменьшением уклонов. Большинство речных островов имеет высоту, не превышающую среднюю высоту поймы, и затопливается 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 межи. 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 перемещаться против течения реки. Такой регрессивный рост островов происходит за счет приращения к их приверхам осерёдков, спускающихся с вышележащего участка реки.

¹ *Фация* (от лат. *facies* — лицо, облик) — пласт или свита пластов, характеризующиеся одинаковыми литологическими признаками и содержащие одинаковые ископаемые органические остатки.

Излучины русла, их элементы и форма

Извилистость характерна для равнинных и полугорных рек, находящихся в стадии слабого врезания или стабильного состояния продольного профиля. Лучше всего развиты излучины — меандры — у равнинных рек.

Полная излучина (рис. 74) 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 кривизны излучины* r . Расстояние от вершины колена до продольной оси долины называется *стрелой прогиба* h , пространство суши внутри колена — *шпорой*. Удвоенная величина стрелы прогиба представляет собой *ширину пояса меандрирования* B . 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 2 и более. В плане излучины могут иметь различную форму. Существуют первичные и вторичные излучины. *Первичные излучины* обусловлены рельефом земной поверхности, на которой заложен водоток. *Вторичные излучины* формируются в результате работы самого водотока. Первичные излучины отличаются от вторичных невыдержанностью размеров радиусов кривизны и 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 др. Для вынужденных меандров характерны невыдержанность размеров и отсутствие закономерностей в их конфигурации и пространственном размещении.

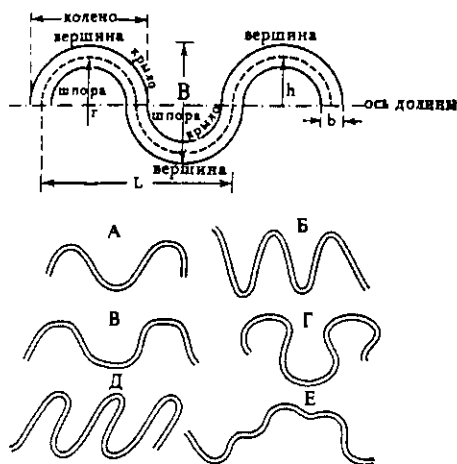


Рис. 74. Элементы излучин:

L — шаг излучины; r — радиус излучины; h — стрела прогиба; B — ширина пояса меандрирования; b — ширина русла. А, Б, В, Г, Д — формы излучин в плане

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. 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 водности и быстроты течения предельный радиус кривизны излучин и ширина пояса меандрирования.

Берега свободных излучин подвергаются деформациям направленного характера и испытывают смещение в продольном и 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 излучин. Причины таких изменений рассмотрены ниже, при описании формирования поймы.

Врезанные меандры образуются из свободных в результате интенсивной глубинной эрозии. В отличие от свободных меандров шпоры врезанных меандров не заливаются в половодье, и в каждую излучину входит выступ коренного склона долины реки или ее надпойменных террас, т.е. излучины долины повторяют излучины русла. Размеры врезанных меандров 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 меандров 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, прежде всего пойм и слагающих их фациальных разностей аллювия.

Строение и рельеф пойм. Типы пойм

Пойма. Формирование пойменной долины. По определению Н.И. Маккавеева, *пойма* — это приподнятая над меженным уровнем воды в реке часть дна долины, покрытая растительностью и затопляемая во время половодья. Пойма образуется почти на всех реках (как горных, так и равнинных), имеющих переменный уро-

вень воды и находящихся в стадии врезания, аккумуляции или стабильного состояния продольного профиля. Пойма может отсутствовать только на участках порожисто-водопадного русла и в узких ущельях. Высота пойм зависит от высоты половодья. У рек, впадающих в крупные приемные бассейны, высота половодья убывает к устью. В соответствии с этим убывает и высота поймы. Так, относительная высота (над меженным уровнем реки) волжской поймы в районе Саратова достигает 11—12 м, у Волгограда она снижается до 7 м, а у Астрахани — до 2 м. В сужениях dna долины сезонная амплитуда уровней больше, чем на прилегающих участках расширений dna, 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, один раз в 10 или даже в 100 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.

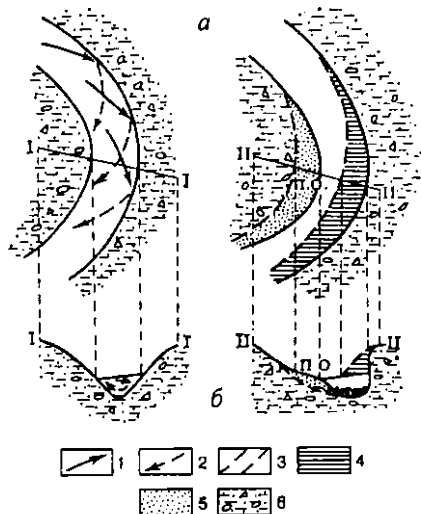
Большая роль в формировании поймы и слагающих ее различных фаций аллювиальных отложений принадлежит *боковой эрозии рек*. Последняя в значительной мере обуславливается извилистостью рек. Рассмотрим этот процесс на примере развития одного колена излучины реки (рис. 75).

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,

Рис. 75. Схема образования прирусловой отмели:

a — 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* — намытый берег (прирусловая отмель); *6* — коренные берега, сложенные песчано-глинистой толщей с включением грубообломочного материала;

I—I, II—II — линии профилей



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, 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, образует *прирусловую отмель* (рис. 76).

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

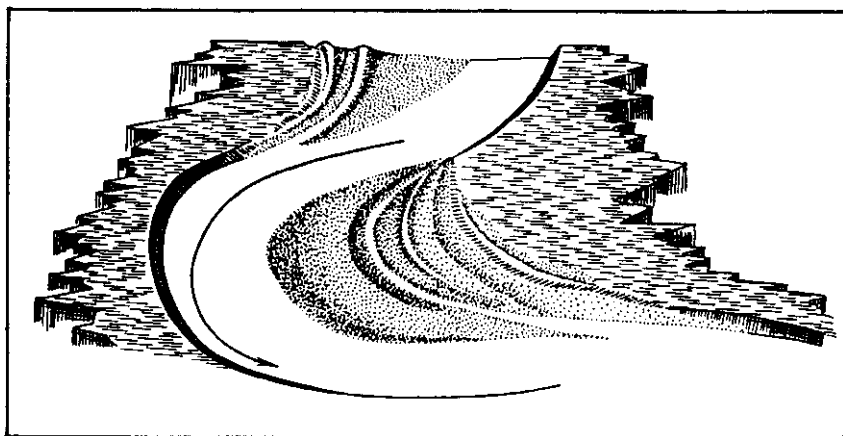


Рис. 76. Растущая прирусловая отмель у выпуклого участка берега (по Е.В. Шанцеру)

(за счет причленения 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 в зависимости от водности реки и высоты половодий (приложение 12).

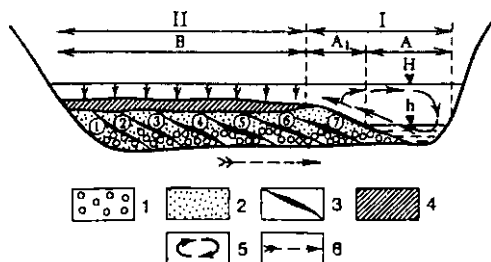
Образовавшаяся прирусловая отмель заливается водой только в половодье. Высота полых вод над отмелью и скорость их течения значительно меньше, чем в пределах меженного русла реки. Они не мешают появлению на отмели растительности, которая, в свою очередь, начинает оказывать сопротивление движению полых вод и понижать скорость их течения. В пределах затопленной отмели создаются условия, благоприятствующие оседанию из воды взвешенных (глинистых) частиц, особенно на участках, удаленных от стрежня. С течением времени песчаные отложения расширяющейся прирусловой отмели оказываются перекрытыми более тонким материалом (суглинком, супесью). Прирусловая отмель превращается в пойму (рис. 77).

Строение и рельеф поймы. Как видно из процесса образования поймы, в ее строении принимают участие различные типы аллювиальных отложений. В основании, на контакте с коренными породами, залегает *перлювий* (от лат. *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 *русовой аллювий*, представленный преимущественно песками, часто с включением гальки и гравия,

Рис. 77. Схема, иллюстрирующая формирование поймы (по Е. В. Шанцеру):

I — зона размыва и намыва влекомых наносов поперечными циркуляционными токами; цифры в кружках (1—7) — последовательно образующиеся слои руслового аллювия; II — зона осаждения взвешенных наносов и образования пойменного аллювия; А — русло; А₁ — прирусловая отмель;

В — пойма; Н — уровень полых вод; h — уровень межени; русловой аллювий: 1 — крупнозернистые пески, гравий, галька; 2 — мелко- и тонкозернистые пески; 3 — прослой заиления; 4 — пойменный аллювий; 5 — токи поперечной циркуляции воды в русле; 6 — направление смещения русла



и характеризующийся, как правило, хорошо выраженной косой слоистостью (рис. 78). 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 подмывает 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 выступы коренного берега постепенно срезаются, образуется широкая ящикообразная долина, ширина которой равна ширине пояса меандрирования, характерного для той или иной реки (рис. 79). В такой долине русло занимает небольшое пространство. Большая часть плоского дна долины занята поймой, в пределах которой река формирует свободные меандры. В результате синхронных перемещений излучин в продольном и поперечном направлениях они могут претерпевать сложные изменения формы. Так, если в процессе смещения в продольном направлении нижнее крыло излучины попадает в область залегания устойчивых против эрозии

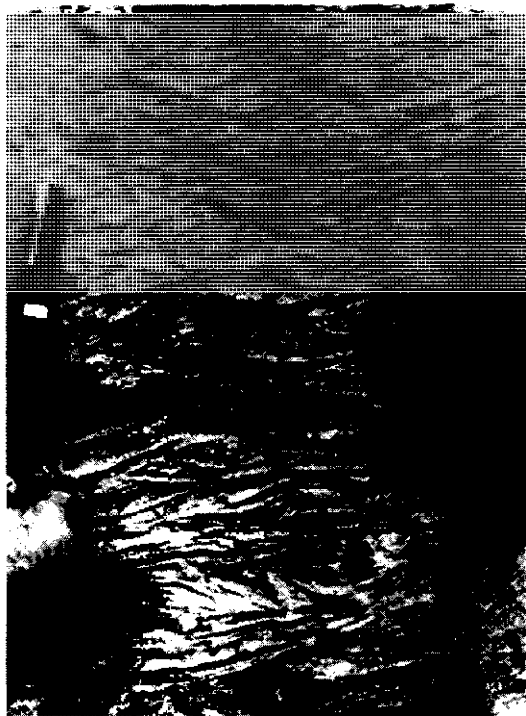


Рис. 78. Перекрестная (плетенчатая) слоистость руслового аллювия

Рис. 79. Схема формирования поймы и меандрового пояса:

А, Б, В, Г, Д, Е, Ж — стадии развития речной долины

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 в результате стачивания шпоры и сближения крыльев (рис. 80, А). Если преобладает процесс бокового перемещения, сегментная излучина вследствие размыва вогнутых берегов превращается в омеговидную (рис. 80, 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 происходит быстрое углубление русла, и сюда переходит основное течение реки. Верхняя часть петли прорванной излучины 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 формируются особый тип аллювиальных

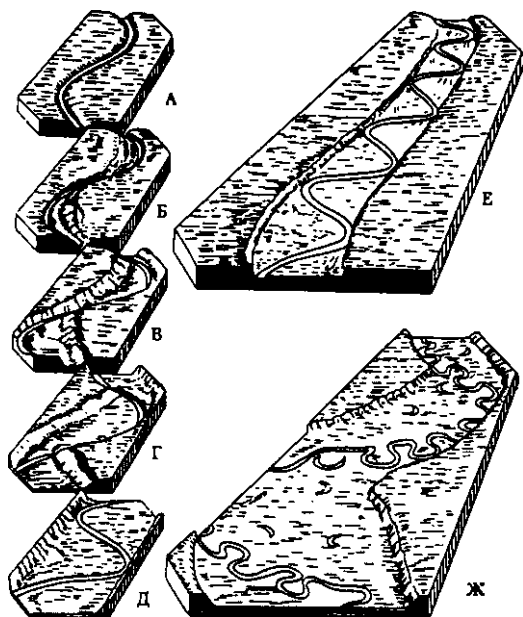
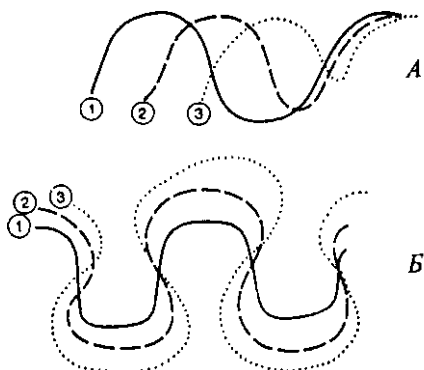


Рис. 80. Переформирование излучин:

А — сжатие и «стачивание» колена меандра; Б — образование омеговидных меандров и «перезимы» их шеек вследствие размыва вогнутых берегов; 1, 2, 3 — последовательные положения русла



отложений — *старичный аллювий*. Так как осаждение материала в озерах-старицах в течение большей части года происходит в спокойной среде, старичный аллювий складывается преимущественно илами и глинами и характеризуется тонкой горизонтальной слоистостью. Среди глин и илов встречаются песчаные линзы, образующиеся в период прохождения через старицу полых вод. В верхней части старичных отложений часто залегает торф, свидетельствующий о болотной стадии развития озера-старицы.

Из изложенного видно, что образование поймы и слагающих ее различных фаций 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 пойменный остров, способствует размыву и отступанию обоих берегов одновременно. При отмирании рукавов пойменные острова причленяются к берегу, наращивая береговую пойму.

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. Старичный аллювий в них практически отсутствует, а пойменный имеет малую мощность и ограниченное распространение. 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 разных рек различна, но она не может превышать разницу высот между положением коренного ложа в самом глубоком месте данной реки и максимальным уровнем половодья, если в работу реки не вмешиваются посторонние процессы. Такую мощность аллювия называют *нормальной*.

Итак, в строении пойм равнинных рек выделяются три типа аллювиальных фаций: *русловая*, слагающая нижнюю часть поймы, *пойменная*, покрывающая русловую фацию, и *старичная*. В основании руслового аллювия иногда наблюдается *грубообломочная фация перлювия*.

По динамическим условиям образования В.В. Ламакин выделяет аллювий инстративный, перстративный и констративный.

Инстративный (выстилаемый) аллювий образуется в условиях невыработанного продольного профиля реки, когда боковая эрозия

сопровождается глубинной, о чем свидетельствует наклоненное коренное ложе долины, сопровождающееся иногда небольшими уступами. В этой фазе развития долины наблюдается отрицательный баланс рыхлого материала — в реку наносов поступает меньше того количества, которое она может перенести. Инстративный аллювий представлен преимущественно русловой фацией и слагает эрозионные террасы.

Перстративный (перестилаемый) аллювий образуется в условиях выработанного или почти выработанного продольного профиля, т.е. в состоянии динамического равновесия между количеством поступающего в реку и выносимого ею рыхлого материала. В процессе смещения свободных меандров река перебивает, сортирует и переотлагает наносы. Основание перстративного аллювия в поперечном профиле долины характеризуется ровной, почти горизонтальной поверхностью. Перстративный аллювий имеет нормальную мощность и представлен всеми описанными выше фациями (рис. 81), слагает эрозионно-аккумулятивные террасы.

Констративный (настилаемый) аллювий характеризуется повышенной мощностью, многократным чередованием в разрезе русловых, пойменных и старичных фаций аллювия, наложением друг на друга аллювиальных пачек, из которых каждая построена по типу перстративного аллювия. Он слагает аккумулятивные террасы. Образуется в связи с прогибанием земной коры или перегрузкой реки наносами, обусловленной особенностями физико-географических условий (рис. 82).

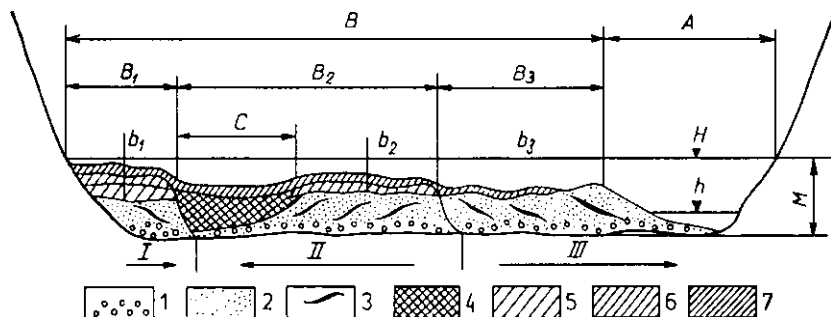


Рис. 81. Схема разреза аллювия равнинной реки в перстративную фазу аккумуляции (по Е.В. Шанцеру):

А — русло и прирусловая отмель; В — пойма; V_1 – V_3 — разновозрастные участки поймы, образовавшиеся за три последовательные стадии развития меандров (стрелки под рисунком — соответствующие этим стадиям направления смещения русла); b_1 – b_3 — стадии накопления пойменного аллювия; Н — горизонт паводковых вод; h — горизонт межи; М — нормальная мощность аллювия; I, II, III — русловой аллювий; 1 — гравий и галька, 2 — пески, 3 — прослои заиления; 4 — старичный аллювий; 5, 6, 7 — пойменный аллювий (последовательные стадии накопления)

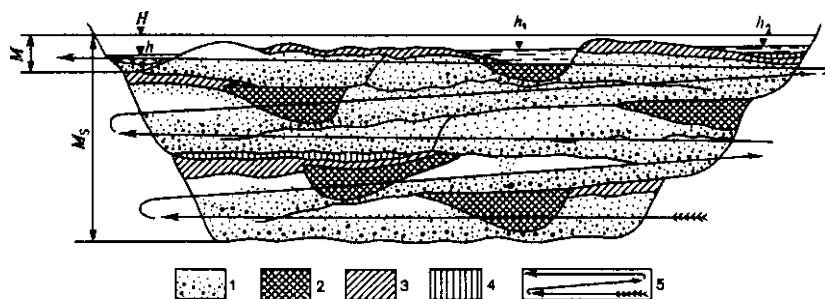


Рис. 82. Схема констративной фазы аллювиальной аккумуляции (по Е.В. Шанцеру): 1 — русловый аллювий; 2 — старичный аллювий; 3 — пойменный аллювий; 4 — отложения вторичных водоемов поймы; 5 — общее направление миграции русла; Н — горизонт полых вод; h — горизонт межи в русле; h_1 , h_2 — горизонты межи в старицах; М — нормальная мощность аллювия; M_s — общая мощность аллювия

По набору и распространению различных фаций аллювия, их составу, строению и мощности судят о динамической фазе развития поймы — инстративной, перстративной или констративной — и соответственно об эрозионном, эрозионно-аккумулятивном или аккумулятивном ее генезисе.

Сформировавшиеся поймы не являются омертвевшими формами рельефа. Изменение поймы и ее рельефа протекает особенно интенсивно во время высоких половодий (на пойме и в русле устанавливается единое течение). Представим себе массив поймы, огибаемой пологой дугой русла реки (рис. 83). Пересекая затопленный массив поймы, поток размывает уступ в верхней его части.

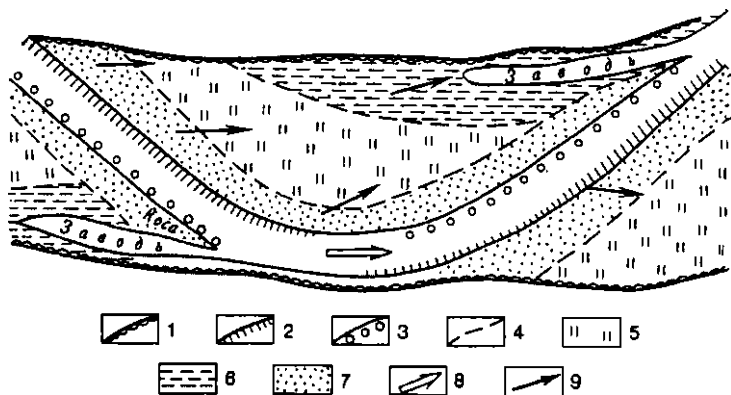


Рис. 83. Схема массива поймы (по Н.И. Маккавееву):

1 — высокие незатопляемые 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

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 форма — *коса*, которая отделяет от русла *заводь*, часто наблюдаемую в низовьях пойменных массивов.

Наносы, принесенные потоком на пойму, аккумулируются на ее поверхности. Наиболее интенсивная аккумуляция происходит 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: *прирусловую, центральную и притеррасную* (см. рис. 83).

Кроме описанных форм рельефа, возникающих в процессе формирования поймы (прирусловые валы, старицы, гривы и др.), поверхность поймы может быть осложнена комплексом форм рельефа, связанных как с деятельностью реки, так и с деятельностью других экзогенных агентов. Например, после ледохода на реках при высоких уровнях воды поверхность поймы может оказаться прорезанной глубокими бороздами, выпаханнкими 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 золовых гряд*, резкость и очертания которых постепенно сглаживаются в направлении от прирусловой к центральной пойме. Наиболее высокие дюны в половодье выступают над водой в виде хаотически расположенных островов.

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 врезаемых меандров и отчленения участка коренного склона долины или надпойменной террасы, бывшего частью шпоры. 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 выравнивается.

Типы пойм. Различия в рельефе и строении пойм равнинных рек положены в основу их классификаций. Так, по характеру рельефа различают: сегментно-гривистые, ложбинно-островные и параллельно-гривистые.

Сегментно-гривистые поймы характерны для меандрирующих рек. Рельеф их подробно рассмотрен при описании формирования поймы как одного из основных элементов речной долины. Подчеркнем лишь, что сложный рельеф таких пойм является результатом процесса переформирования меандров и расширения долины в результате боковой эрозии (приложение 12).

Ложбинно-островные поймы характерны для рек, дробящихся на рукава.

Параллельно-гривистые поймы обычно возникают у крупных рек с широкими долинами. Они обусловлены тенденцией реки смещаться все время в сторону одного из склонов. Это может вызываться в одних случаях влиянием силы Кориолиса, в других — тектоническими движениями. Особенностью рельефа параллельно-гривистых пойм является наличие длинных продольных (параллельных руслу) грив и разделяющих их межгривных понижений. В межгривных ложбинах иногда располагаются цепочки вытянутых вдоль

долины озер. Примером параллельно-гравистой поймы может служить участок поймы Оки ниже Рязани. Ширина развитых здесь грив достигает 200 м, относительная высота — 6—8 м. Параллельно-гравистые поймы односторонние (в отличие от сегментной), т.е. развиты только у одного из берегов долины.

У рек, пересекающих предгорные наклонные равнины, возникают *обвалованные поймы*. 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 (естественными дамбами) высотой до 3 м, а иногда и более. Во время высоких половодий вода прорывает валы и заливают значительные территории. Наличие дамб и приподнятость русла создают благоприятные условия для заболачивания прилегающих пространств и образования *плавней* (плавни в низовьях Терека и Кубани).

Своеобразный тип пойм может сформироваться при контрастном типе накопления аллювия. Ширина пойм в этом случае может быть обусловлена величиной заполнения наносами ранее образованного вреза и в меньшей степени связана с боковой эрозией реки (см. рис. 82, 84, 88, А). Вследствие перегрузки наносами русла рек блуждают по дну долины, дробясь на многочисленные рукава. Отличительной чертой пойм таких рек служит их выравнинность, отсутствие или слабое развитие гравистого рельефа, наличие множества причудливо извивающихся староречий (рис. 84).

По строению различают поймы аккумулятивные и цокольные. К *аккумулятивным* относятся поймы с нормальной или повышенной 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 наложения пойменного аллювия (при контрастном типе его накопления) на сниженные участки ранее образованных террас или коренных бортов.

Зачатком цокольной поймы может служить *бечевник*, образующийся в основании подмываемого высокого берега, сложенного достаточно устойчивыми к эрозии породами. Это откос крутизной от 5—10 до 30°, выработанный в породах, слагающих склон долины, и прикрытый сверху 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

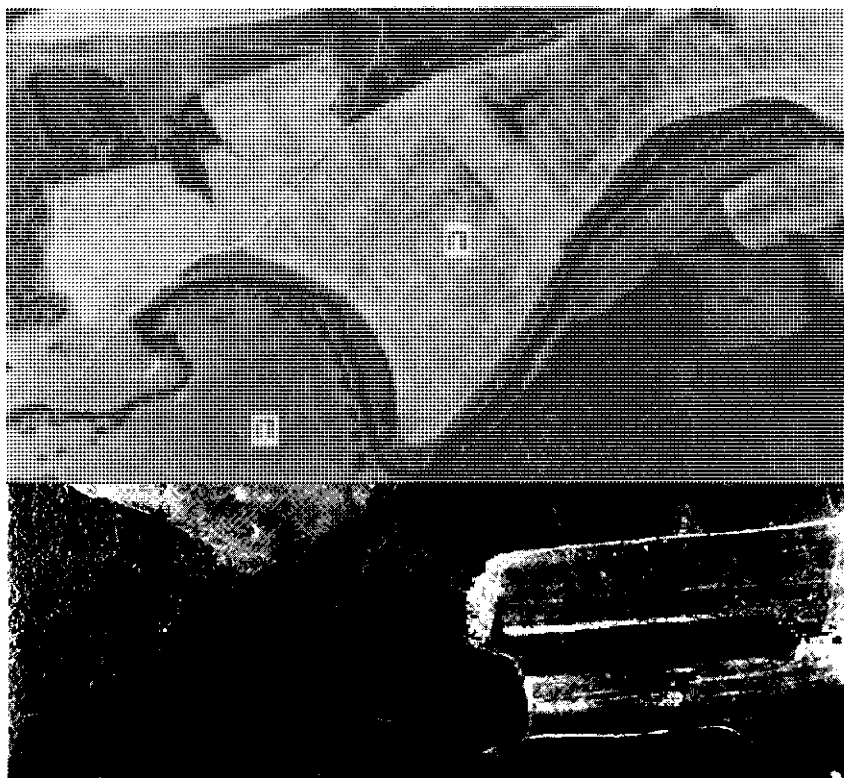


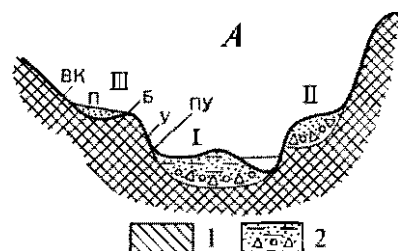
Рис. 84. Выровненный рельеф поймы (П) при констративном типе накопления аллювия

служит меженный уровень воды в реке. Ширина бечевника различна и зависит как от крутизны откоса, так и от высоты половодий.

В заключение характеристики поймы следует отметить, что в долинах рек может наблюдаться *несколько пойменных уровней*. Чаще развиты два: *высокая* (зрелая) и *низкая* (молодая) *пойма*. 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 более или менее четко выраженными в рельефе уступами. Такие *ступенеобразные формы рельефа*, протягивающиеся



Б

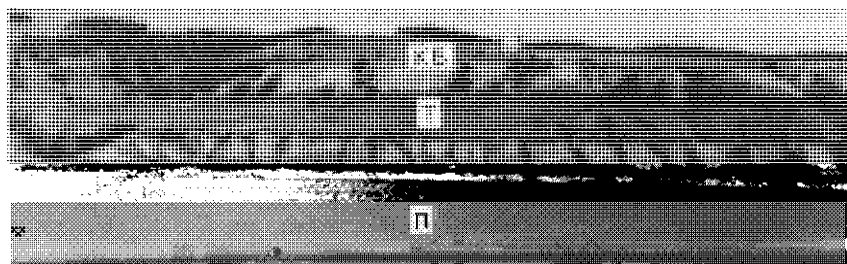


Рис. 85. А. Схема строения речных террас:

1 — коренные породы; 2 — аллювиальные отложения. Элементы террасы: П — площадка террасы; Б — бровка; У — уступ; ВК — внутренний край (тыловой шов); ПУ — подножие уступа. I — пойма (аккумулятивная); II — первая надпойменная терраса (цокольная); III — вторая надпойменная терраса (эрозионная). Б. Долина реки с поймой (П) и I надпойменной террасой (Т). КБ — коренной берег (Фото Г.И. Рычагова)

вдоль одного или обоих склонов долины на десятки и сотни километров, в строении которых принимают участие аллювиальные отложения, называют *речными террасами* (рис. 85). Террасы свидетельствуют о том, что когда-то река текла на более высоком гипсометрическом уровне и что они являются ничем иным, как древними поймами, вышедшими из-под влияния реки в результате глубинной эрозии. Причин, ведущих к образованию террас, много, главные из которых рассмотрим ниже.

1. Как известно, *живая сила потока* зависит (при прочих равных условиях) 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 углублять свою долину, вырабатывать новый профиль равновесия, соответ-

ствующий новому режиму. Прежняя пойма выходит из-под влияния реки и превращается в надпойменную террасу. Так как транспортирующая и эрозионная способности потока растут в большей степени, чем расход воды, интенсивность глубинной эрозии увеличивается вниз по течению. В низовьях реки глубинная эрозия ограничивается положением базиса эрозии, поэтому максимум ее наблюдается в среднем течении реки. В результате образуется *терраса хордового типа* (рис. 86, 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 его увеличение, вызванное регрессивной эрозией, практически не будет сказываться на эрозионной способности реки. В конечном счете на месте прежней поймы образуется терраса, относительная высота которой вверх по реке убывает (рис. 86, В). Водопады и пороги в долине реки могут приостановить продвижение регрессивной эрозии и ограничить протяженность 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

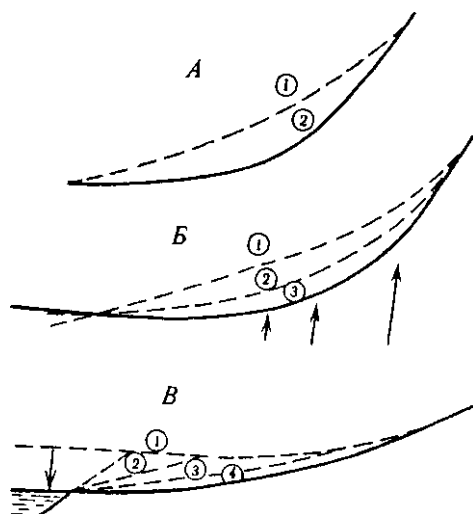


Рис. 86. Врезание реки и образование хордовой террасы вследствие увеличения расхода воды (А); образование хордовых террас в результате преимущественного поднятия верховьев речного бассейна (Б) (длина направленных вверх стрелок означает различие скоростей поднятия); образование террас при понижении базиса эрозии (В) (стрелка показывает направление изменения уровня моря); 1, 2, 3, 4 — последовательные положения продольного профиля. Сплошная жирная линия — профиль поймы реки, пунктирные линии — профили террас

приведет к интенсивной аккумуляции несомого рекой материала вследствие удлинения русла и уменьшения уклона продольного профиля.

3. Образование террас может быть связано с *эпейрогеническими движениями*. Эпейрогеническое поднятие территории, по которой протекает река, приводит к увеличению уклонов, а следовательно, и усилению эрозионной способности реки. Река начинает углублять свою долину, ее прежняя пойма постепенно превращается в надпойменную террасу, которая по своему типу также является хордовой; относительная высота ее имеет максимум в среднем течении реки (рис. 86, Б). Если низовье реки остается стабильным или опускается, а на остальной части бассейна, испытывающей поднятие, река врезается, то образуются *ножницы террас*: на погружающейся территории ранее образованные террасы оказываются погребенными под более молодыми аккумулятивными толщами (рис. 87).

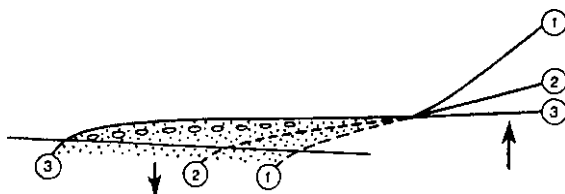


Рис. 87. "Ножницы" террас:

1, 2, 3 — соответствующие уровни "дневных" (наблюдаемых в рельефе) и погребенных террас. Стрелками показано направление тектонических движений

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 морфологически выраженных 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. 85).

Террасы могут быть *эрозионными*, *эрозионно-аккумулятивными* (*цокольными*) и *аккумулятивными*. Более или менее просто определяются аккумулятивные террасы по очень большой мощности аллювия, достигающей нескольких десятков и даже сотен метров. Это намного больше нормальной мощности аллювия, которая даже у крупных современных рек редко превышает 20—30 м. Определение генетической категории террас (эрозионные, эрозионно-аккумулятивные) осложняется тем, что в отличие от современной нормальную мощность древнего аллювия непосредственно определить нельзя. Только ряд косвенных признаков (соотношение фаций древнего аллювия, его состав, рельеф коренного ложа и др.) позволяет судить об эрозионном или эрозионно-аккумулятивном генезисе изучаемых террас. У эрозионных террас аллювий имеет незначительную мощность, представлен преимущественно русловой фацией, ложе аллювия (поверхность цоколя) наклонено в сторону бровки террасы. У эрозионно-аккумулятивных террас хорошо развиты все фации аллювия, поверхность цоколя горизонтальная. Цоколь террас может быть скрытым, когда она находится ниже меженного уровня, и открытым, когда лежит выше межи и в подмываемых берегах выходит на дневную поверхность (см. рис. 85). Он может быть сложен дочетвертичными породами (часто их называют *коренными*), различными (не аллювиальными) генетическими типами четвертичных отложений и, наконец, аллювием более древних террас.

При наличии нескольких террас соотношение их между собой в поперечном профиле долины может быть разным. Различают террасы наложенные, вложенные и врезанные. Различие в соотношении террас вместе с динамическими типами аллювия характеризуют развитие эрозионно-аккумулятивной деятельности рек при формировании долин.

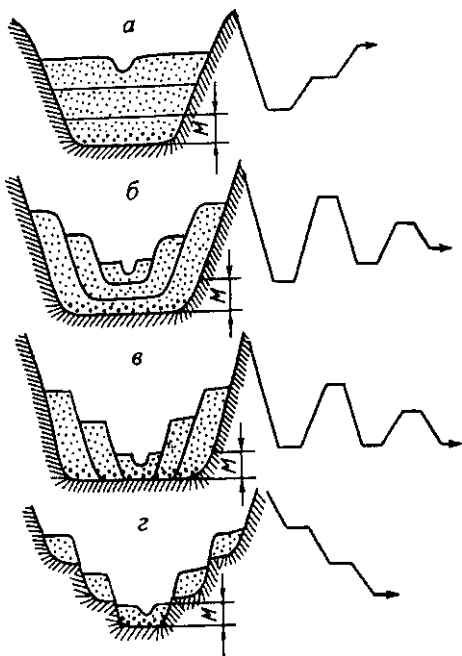
Наложённые террасы состоят из налегающих друг на друга разновозрастных аллювиальных толщ (рис. 88, *а*), так что верхняя молодая терраса — «дневная», а более низкие (и более древние) — погребённые. Такие террасы образуются в результате преобладания аккумулятивной деятельности реки.

Вложенные террасы — все «дневные». Образуются в результате чередования эрозионной и аккумулятивной деятельности рек или сокращения нормальной мощности аллювия. Основания аллювиальных толщ вложенных террас могут располагаться на разной высоте или на одном уровне (рис. 88, *б, в*).

Врезанные террасы — дневные, их аллювий полностью или частично прислонен к породам цоколя более высоких террас (рис. 88, *г*). Образуются в результате преобладания глубинной эрозии рек.

Рис. 88. Типы соотношения речных террас и отвечающие им фазы развития долины. М — нормальная мощность аллювия (по А.И. Спиридонову)

Различают также *террасы цикловые*, образующиеся в результате перестройки выработанного или относительно выработанного продольного профиля реки. Их обособление происходит в связи с изменением общих, чаще всего тектонических или климатических, условий на большой территории, т.е. цикловые террасы характеризуют крупные этапы, или циклы, в развитии долины. Вместе с ними в долинах встречаются и так называемые *локальные террасы*, ко-



которые возникают в результате локальных изменений продольного профиля эндогенными или экзогенными процессами: образования складки или разрывного нарушения на каком-то участке реки, подпруживания реки лавовым потоком, обвалом или конусом выноса бокового притока и др. Цикловые террасы прослеживаются по всей долине или на большей ее части, локальные террасы характеризуются небольшой протяженностью, изменчивостью строения и морфометрических показателей.

Чтобы определить возраст террасы, необходимо тем или иным способом определить возраст (абсолютный или относительный) слагающего ее аллювия.

Каждая терраса раньше была поймой, поэтому на ней встречаются те же формы рельефа, что и на пойме. Однако они выражены обычно менее четко в связи с воздействием последующих экзогенных агентов. Поверхность террас часто наклонена в сторону реки за счет снижения (размыва) прибрежной 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.

В долинах рек наблюдаются 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. гл. 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. При благоприятных условиях может возникать скопление тех или иных минералов — *аллювиальных россыпей*. К числу характерных минералов аллювиальных россыпей 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 крутостенная эрозионная форма в горах, с отвесными или даже нависающими склонами. Ширина теснин (по бровкам) равна или даже уже их днищ (рис. 89). Ущелье отличается от теснины V-образным или ящикообразным поперечным профилем, часто с выпуклыми склонами. Каньон морфологически сходен с ущельем: V-образный поперечный профиль, часто характеризуется ступенчатостью склонов, обусловленной препарировкой стойких пород. Типичным каньоном является долина р. Колорадо в 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 связано с моноклинальным залеганием пород, а также с некоторыми другими причинами, которые будут рассмотрены ниже.

Рис. 89. Теснина в предгорьях Дагестана (Фото Г.И. Рычагова)

В более поздние стадии развития долины, когда в ее формировании важную роль играет боковая эрозия, образуется *ящикообразный поперечный профиль*. Такая долина имеет широкое плоское дно, 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, которые касаются не только различия в поперечном и продольном профилях долины, но и морфологии террас. Так, на участках интенсивного врезания, обусловленного поднятием территории, всегда отмечается нарастание высот террас над дном 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, обтекаются 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 различные способы их образования. Сквозная долина может быть *антецедентной* (см. рис. 14) или *эпигенетической*. Существуют и другие типы сквозных долин.

Рассмотрим несколько подробнее образование эпигенетических долин. Они возникают не только на участках платформ, испытывающих медленные устойчивые тектонические поднятия, о чем говорилось выше, но и в результате изменений физико-географических условий, ведущих к чередованию этапов врез и заполнения речных долин. При этом вновь начавшийся эрозионный врез может не совпасть или неполностью совпасть с направлением ранее существовавших долин, а спроектироваться (наложиться) на их склоны или бывшие междуречья. В результате возникают *эпигенетические и погребенные долины*. Последние не находят прямого отражения в современном рельефе, но оказывают косвенное влияние на его облик. Там, где эпигенетические долины совпадают с погребенными, они имеют, как правило, широкие, хорошо разработанные долины, так как “режутся” в легко размываемых аллювиальных отложениях погребенных долин. Там же, где они наложились на ранее существовавшие склоны или междуречья, сложенные более стойкими к размыву породами, долины их становятся уже, приобретают иногда каньонообразную форму. В результате чередования расширенных и суженных участков эпигенетические долины в плане имеют *четковидную форму*.

Погребенные долины встречаются часто и в разных физико-географических условиях. Широко развиты они, например, в областях, подвергавшихся оледенениям, где вследствие неравномерного накопления ледниковых отложений после таяния ледников происходила интенсивная перестройка гидрографической сети.

На рис. 90 изображена погребенная долина р. Протвы (левый приток Оки), возникшая после отступления московского ледника. Она была заполнена во время валдайского оледенения, а новая долина, заложившаяся в послевалдайское время, оказалась смещенной к северу по отношению к погребенной. На месте же последней располагается вторая надпойменная терраса, сформировавшаяся в позднечетвертичное (валдайское) время. Как видно из рисунка, погребенная долина была на 10 м глубже современной.

Изучение погребенных речных долин имеет очень большое значение как при решении практических задач (поиски россыпей, подземных вод, строительных материалов, решения инженерных задач и др.), так и при изучении истории формирования рельефа.

Существенное влияние на морфологию долин оказывают состав и характер залегания горных пород в бассейне реки.

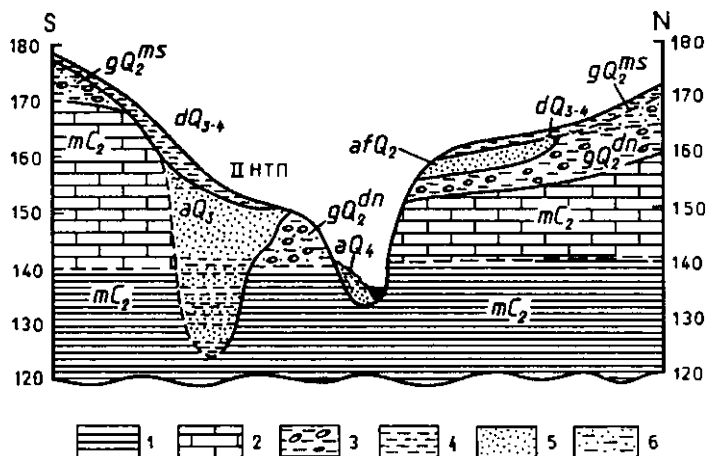


Рис. 90. Погребенная долина реки:

1 — глина; 2 — известняк; 3 — валунный суглинок (морена); 4 — суглинок; 5 — песок; 6 — переслаивание песка и суглинка; mC_2 — морские отложения среднекаменноугольного возраста; gQ_2^{dn} — ледниковые отложения днепровского возраста; gQ_2^{ms} — ледниковые отложения московского возраста; afQ_2 — аллювиально-флювиогляциальные отложения среднечетвертичного возраста; aQ_3 — аллювиальные отложения позднечетвертичного возраста, выполняющие древнюю долину; $dQ_{3.4}$ — делювиальные отложения позднечетвертичного-голоценового возраста; aQ_4 — голоценовые аллювиальные отложения (горизонтальный масштаб условный)

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 простираем тектонических структур (осей складок, линий разломов) или простираем стойких и податливых пород. Это долины, “приспособившиеся” к геологической структуре. Другие долины секут геологические структуры под каким-либо углом. В зависимости от соотношения осей геологических структур и направления долин различают *долины продольные, поперечные и диагональные*. Первые на значительном протяжении характеризуются однообразным (свойственным для той или иной реки) профилем и шириной долины, спрямленным течением. Поперечные и диагональные меняют морфологический облик в профиле и плане очень часто. Примерами поперечных долин могут служить консеквентные реки куэстовых областей, antecedentные и эпигенетические долины. Продольный профиль поперечных и диагональных долин характеризуется большей невыработанностью, чем профиль долин продольных рек.

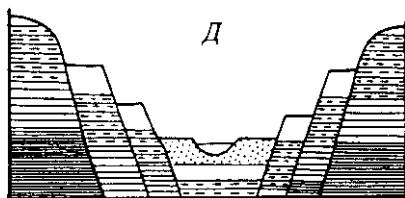
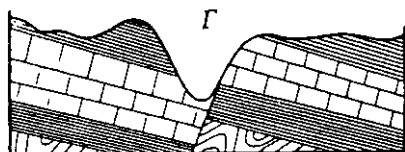
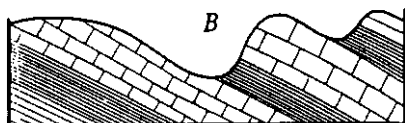
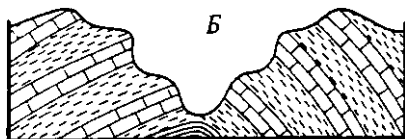
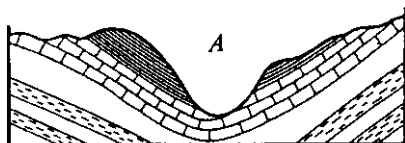


Рис. 91. Тектонические типы долин
(по И.С. Шукину):

А — синклинальная долина; Б — антиклинальная долина; В — моноклиальная долина; Г — долина, заложившаяся по разлому; Д — долина-грабен

В зависимости от типа геологических структур, в которых заложены продольные долины, различают долины синклинальные, антиклинальные, моноклиальные, долины, совпадающие с линиями продольных разломов, и долины-грабены. Каждый из этих типов долин характеризуется своими, свойственными только ему, морфологическими чертами и характером процессов, протекающих на их склонах (рис. 91).

Существенно меняется морфологический облик долин в случае перехвата рек. *Перехватом рек* называют обезглавливание, захват одной рекой стока соседней реки. Это происходит в том случае, если река, имеющая более глубоко врезанную долину, достигает путем пятящейся эрозии русла другой реки либо в ее головной части

(головной перехват), либо в какой-нибудь другой части течения (боковой перехват) и направляет водный поток перехваченной реки в свое русло.

Существует третий вид перехвата — *перехват соприкосновения*, когда долины двух соседних рек, в результате боковой эрозии, могут прийти в соприкосновение друг с другом, и, как следствие, река, имеющая более глубоко врезанную долину, перехватит воду реки, днище которой располагается на более высоком гипсометрическом уровне. Теоретически легко себе представить соприкосновение долин Волги и Дона в районе Волгограда. В этом случае Волга обезглавит нижнее течение Дона, так как днище ее долины в предполагаемом месте соприкосновения лежит примерно на 30 м ниже днища долины Дона (рис. 92).

Морфологическими признаками перехвата служат: крутой изгиб, значительные уклоны и сужение долины, не обусловленные

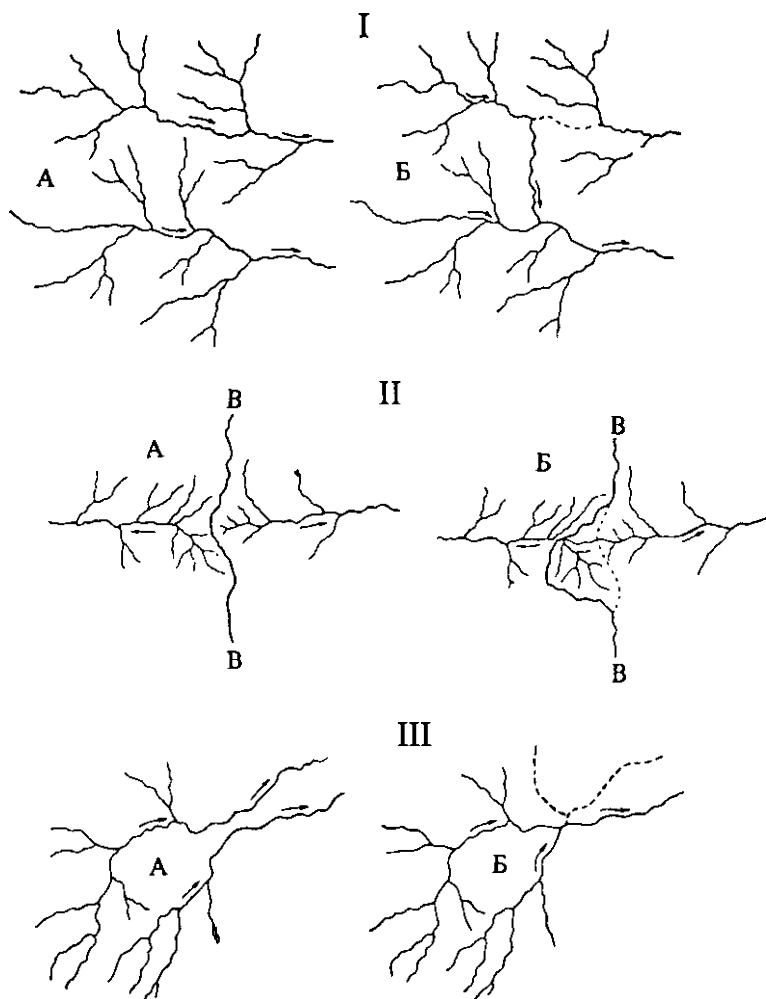


Рис. 92. Схемы перехватов рек:

I — боковой перехват; II — вершинный перехват; III — перехват соприкосновения.

А — намечающийся перехват; Б — осуществившийся перехват; В — водораздел

геологическими причинами; сухая долина на продолжении русла (вниз по течению) отчлененного участка реки; перестройка меандров у перехваченной реки в результате уменьшения ее водности и несоответствие ширины ее долины существующему потоку; появление в аллювии реки-«перехватчицы» гальки таких пород, которые отсутствуют в аллювии более древних террас и, напротив, наличие в аллювии обезглавленной реки гальки пород, которые в данный момент в пределах ее бассейна не встречаются (рис. 93).

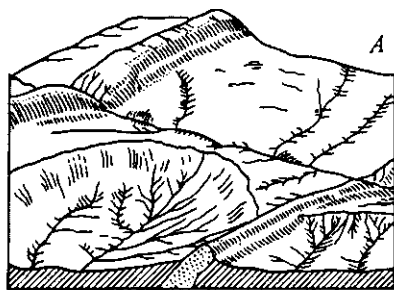


Рис. 93. Морфологические изменения долин в результате бокового перехвата:

А — намечающийся перехват;
Б — осуществившийся перехват



Асимметрия долин

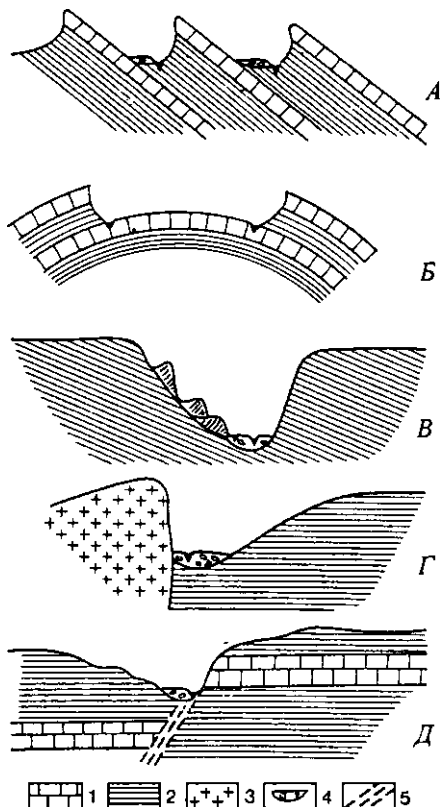
Выше упоминалось, что поперечный профиль речных долин нередко бывает асимметричным. Причины асимметрии долин разные. Двигаясь вниз или вверх по долине, очень часто можно наблюдать увеличение крутизны то левого, то правого склона. Это, как правило, зависит от того, к какому склону долины подходит русло 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*, 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 — непосредственным влиянием новейших тектонических движений. Общеизвестна асимметрия субсквентных долин куэстовых областей, у которых структурный

Рис. 94. Асимметрия долин рек, обусловленная неоднородностью субстрата и геологической структуры: долины, заложившиеся по простираанию 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 древнюю поверхность оказываются выведенными породы различной стойкости (Д):

1 — известняки; 2 — глины; 3 — граниты; 4 — аллювий; 5 — зона разлома



(бронированный) склон обычно более пологий, чем противоположный аструктурный, где на поверхность выходят головы моноклинально залегающих пластов (рис. 94, А). Такова же причина асимметрии долин, возникающих на склонах антиклиналей, в строении которых принимают участие породы разной прочности (рис. 94, Б).

Асимметрия склонов возникает неизбежно, если долина заложилась вдоль сброса, крылья которого сложены породами различной устойчивости (рис. 94, Д), или по контакту магматических и осадочных пород (рис. 94, Г). К тектонической группе причин, обуславливающих асимметрию долин, можно отнести и так называемую *топографическую теорию* А.А. Борзова, А.В. Нечаева, по которой перекося исходной ровной поверхности, вызванный неравномерным поднятием или деформацией, приводит к неравенству стока со склонов долин, перпендикулярных уклону. В результате склон долины, совпадающий с направлением уклona топографической поверхности, будет разрушаться и выветриваться быстрее (рис. 95). Возможны и другие варианты воздействия тектонических движений и образуемых ими структур на возникновение асимметрии речных долин.

Однако имеется много примеров асимметрии долин, которые никак нельзя объяснить только геологическими причинами. Известно, например, что большинство крупных рек северного полушария имеют *крутой правый берег и пологий левый*. Это объясняется

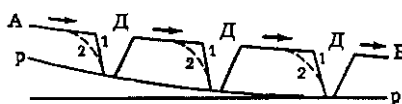


Рис. 95. Топографическая теория формирования асимметрии речных долин (по А.А. Борзову):

А—Б — первичная наклонная равнина;
 р—р — продольный профиль врезанной в нее консеквентной реки; Д—Д — долины притоков консеквентной реки; стрелками показано направление стока с междуречных пространств; 1, 2 — последовательные положения склонов долин притоков

силой Кориолиса, отклоняющей течение рек вправо (в южном полушарии — влево). Таковы на большом протяжении долины рек Волги, Днепра, Оби, Енисея, Лены, Амура, Параны и др.

Асимметрия речных долин может возникнуть и в результате деятельности склоновых процессов. Так, асимметрия склонов может образоваться из-за многочисленных оползней, возникающих на склоне, совпадающем с наклоном пластов (рис. 94, В). К этой же группе факторов относится влияние преобладающих ветров или преобладающих влажных (приносящих осадки) ветров. Большое значение в формировании асимметрии склонов имеет *инсоляционная асимметрия* (особенно в перигляциальных условиях), обусловленная экспозицией склонов.

При длительном развитии рельефа асимметрия склонов речных долин увеличивается, что приводит к асимметрии междуречий.

Речная и долинная сеть. Речные бассейны

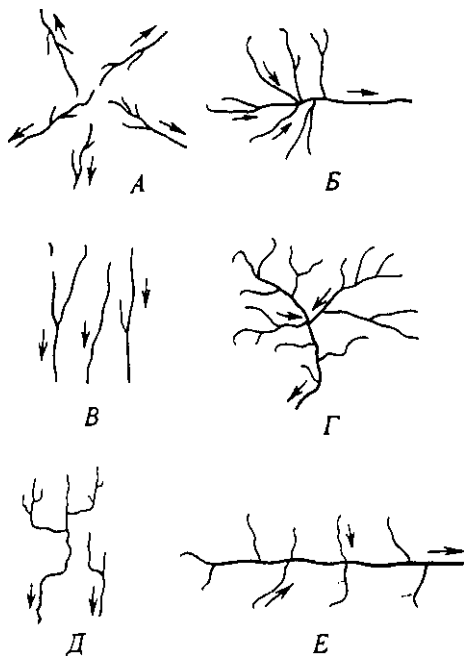
Совокупность речных долин в пределах некоторой территории называется *речной* или *долинной сетью*. Совокупность водотоков различной величины, изливающих воды одним общим потоком в море или озеро, называют *речной системой*. В каждой речной системе различают *главную реку*, впадающую в водный бассейн (озеро, море, океан), и ее притоки. У притоков могут быть свои притоки, у тех, в свою очередь, свои и т.д. Поэтому принято различать притоки первого, второго, третьего порядков и др.

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, 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, дважды перистый, решетчатый (ортогональ-

Рис. 96. Типы речной сети:

А — радиальный, центробежный;
 Б — радиальный, центростремительный;
 В — параллельный;
 Г — древовидный;
 Д — ортогональный, решетчатый;
 Е — перистый



ный), параллельный, радиальный, кольцевидный типы (рис. 96). *Древовидный тип* характеризуется тем, что главная река и ее 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 короткие — поперечные, обычно приуроченные к зонам разломов (бассейн р. Белой на западном склоне Южного Урала, р. Урал в верхнем течении). *Параллельный тип* характеризуется параллельным течением рек в одном или противоположном направлении. Он возникает в пределах складчатых областей, особенно на их периферии, на наклонных поверхностях освободившихся из-под уровня моря равнин, на участках, сложенных породами различной прочности, круто наклоненных или стоящих на головах. *Радиальный тип* образуют реки, имеющие центробежную или центростремительную систему. Он характерен для вулканов центрального типа, межгорных впадин. *Кольцевидный* или *вилообразный тип* возникает по периферии соляно-купольных структур или в пределах брахиантиклиналей, 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, повествующим об основных чертах тектоники: о простирании складчатости или линий разломов, о соотношении систем трещин в породах и т.п., т.е. иметь непосредственный практический интерес. Так, радиальный тип долинной сети может быть характерен для соляных куполов или для брахиантиклиналей, а в некоторых случаях — и для крупных “трубок взрыва”. Соляные купола и брахиантиклинали нередко представляют собой нефтегазоносные структуры. С трубками взрыва, как сказано выше, связаны месторождения алмазов и др.

Типы эрозионного и эрозионно-денудационного рельефа и факторы, его обуславливающие

Эрозионный рельеф характеризуется очень большим разнообразием. Это разнообразие зависит от геологического строения, тектонического режима и физико-географических условий той или иной территории. Так как формы рельефа, образуемые в результате деятельности постоянных или временных водотоков, подвергаются воздействию других экзогенных процессов, главным образом склоновых, правильнее говорить не об эрозионных, а об *эрозионно-денудационных типах рельефа*. Эрозионно-денудационный рельеф развит во всех природных зонах и климатических поясах, кроме арктического и антарктического, где главными рельефообразующими агентами являются снег и лед, и низменных равнин аридных и семиаридных областей, где ведущая роль в формировании рельефа принадлежит ветру. И хотя эрозионные формы встречаются и здесь, они не определяют облик рельефа. Эрозионно-денудационный рельеф наиболее широко распространен в горах и на равнинах (особенно возвышенных) в условиях гумидного и семигумидного климата. Различие физико-географических условий, в которых образуется эрозионный рельеф, не может не находить отражения в его морфологии, так как в процессе формирования в разных природных зонах он подвергается воздействию разных экзогенных агентов и сочетается с разными формами рельефа, созданными другими экзогенными агентами.

Эрозионно-денудационный рельеф можно характеризовать с разных точек зрения: густоты и глубины расчленения, соотношения с геологическими структурами, ориентировки эрозионных форм и их морфологии.

Густота эрозионного расчленения определяется главным образом климатом и характером пород, слагающих ту или иную террито-

рию. Рельефообразующая роль климата обусловлена количеством осадков, их типом, режимом и временем выпадения. Климат оказывает не только прямое, но и косвенное влияние на характер эрозионных процессов через растительный покров. Влияние горных пород на густоту расчленения связано с их инфильтрационными свойствами, т.е. способностью переводить поверхностный сток в подземный. Глубина эрозионного расчленения зависит от *гипсометрического положения местности* (этим определяется более глубокое расчленение гор) и *тектонического режима*, т.е. развивается рельеф по восходящему или нисходящему типу. Тектонический режим влияет и на густоту расчленения.

Геологические структуры, особенно сложенные породами разной стойкости к воздействию экзогенных агентов, часто обуславливают плановый рисунок гидрографической сети и, в совокупности с денудационными процессами, определяют морфологию эрозионно-денудационного рельефа.

Рассмотрим некоторые наиболее характерные и достаточно широко распространенные типы эрозионно-денудационного рельефа на территории бывшего СССР.

Долинно-балочный рельеф. Он характерен для равнин южной части лесной (за пределами распространения реликтового ледникового рельефа), лесостепной и отчасти степной зон, сложенных супесями, суглинками и глинами. Особенно четко выражен в пределах возвышенных пластово-денудационных равнин (северные части Среднерусской и Приволжской возвышенностей, сыртовая область Заволжья¹). *Общий облик рельефа — увалистый*, благодаря чередованию речных долин и балок с вытянутыми полого-склоновыми возвышенностями (увалами) с плоской или слегка выпуклой вершинной поверхностью. Долинно-балочный рельеф развит и севернее — в лесной зоне, но здесь его облик меняется в связи с тем, что междуречья заняты холмисто-западинным рельефом ледникового происхождения.

Овражно-балочный рельеф. Он развит в южной части лесостепной и в степной зонах в пределах пластово-денудационных возвышенных равнин, сложенных рыхлыми легкоразмываемыми (лёссами или лессовидными суглинками) породами. Может развиваться и на плотных коренных породах. Кроме *речных долин* и *мелких эрозионных форм*, основными формами рельефа здесь являются *овраги* и *балки*, часто образующие сложно разветвленные системы (южные части Среднерусской, Приволжской и Подольской возвышенностей, Ергени) (приложение 2).

¹ От *тырк.* сырт — возвышенность.

Широко развит овражно-балочный тип рельефа в предгорьях и на наклонных делювиально-пролювиальных шлейфах у подножия среднеазиатских гор, где этому способствуют значительные уклоны местности, разреженный растительный покров в условиях семиаридного климата и ливневой характер выпадающих осадков. Такие густорасчлененные поверхности в Средней Азии получили название *адыров* (*адырный тип рельефа*).

Плоскогорный тип рельефа. Он формируется в условиях столовой (горизонтальной или близкой к ней) структуры при наличии стойких (бронирующих) пластов (Ставропольская возвышенность). Морфологический облик этого типа рельефа был охарактеризован выше. При наличии в прорезаемых реками толщах осадочных пород серии стойких пластов, разделенных более податливыми, возникает *пластово-ступенчатый рельеф колорадского типа*. В условиях тектонического покоя и длительного воздействия эрозионно-денудационных процессов плоскогорный рельеф может превратиться в *рельеф островных столово-останцовых возвышенностей* (см. рис. 3, приложение 4), а при разрушении бронирующего пласта — в *рельеф островных округловершинных останцовых холмов*.

Рельеф типа “дурных земель” — бедленд (от англ. bad lands). Он характеризуется резко и сложнорасчлененным рельефом, развитым преимущественно в низкогорьях. Образуется главным образом в областях с семиаридным и аридным климатом на водоупорных глинистых породах (предгорья Тянь-Шаня, Копетдага). Крутостенные, ветвящиеся овраги располагаются здесь так близко друг к другу, что склоны их пересекаются, образуя острые гребни. Ровные площадки — остатки бывших междуречий — почти не сохранились (рис. 97).

Куэзовый тип рельефа образуется в моноклинально залегающих пластах различной стойкости. При больших уклонах моноклинально залегающих пород различной стойкости формируется **шатровый тип рельефа**.

В областях со складчатой структурой формируется сложный эрозионно-денудационный рельеф с различным соотношением геологических структур с морфологией современного рельефа (см. рис. 7).

Описанными типами эрозионно-денудационного рельефа его разнообразие не исчерпывается. Важно показать его взаимосвязь с геологическим строением той или иной территории, ее тектоническим режимом, физико-географическими условиями и характером первичного рельефа как фактора рельефообразования. Понимание этих взаимосвязей позволяет на основе анализа крупномасштабных топографических и геологических карт определить тип эрозионно-денудационного рельефа; дать прогноз его разви-

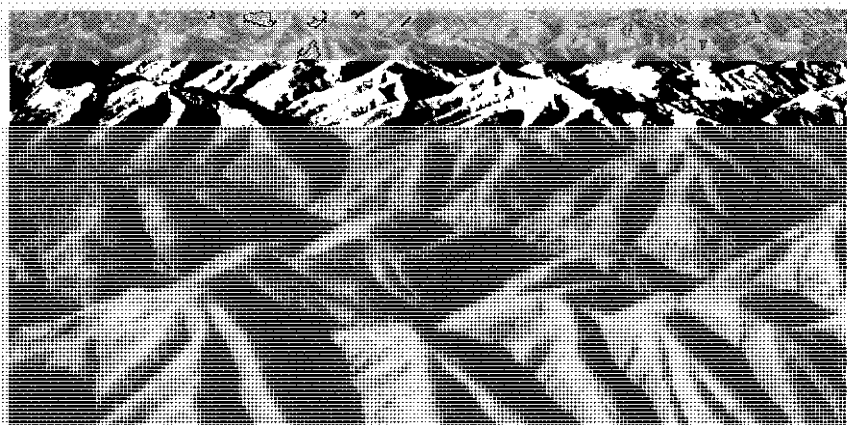


Рис. 97. Бедленд

тия в естественных условиях и под влиянием хозяйственной деятельности человека и, таким образом, наметить пути наиболее рационального использования территорий с разными типами эрозионно-денудационного рельефа.

Устья рек

Устья крупных рек, впадающих в море, океан или озеро, имеют различный характер. Наиболее типичным устьевым образованием является *дельта реки*. Дельтой называется аккумулятивная форма, создаваемая рекой на участке впадения ее в конечный водоем. Дельта обычно характеризуется ветвлением реки на отдельные рукава, хотя бывают дельты и не имеющие рукавов. Сравнительно редко встречаются такие 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*. Псевдodelьта, например, у р. Невы — острова, на которых расположена значительная часть Санкт-Петербурга, сложены не аллювием Невы, а молодыми морскими отложениями.

Простейшим видом дельты является *клювовидная дельта*, состоящая из трех основных элементов: приустьевого участка русла реки и двух приустьевых кос по обе стороны от него. Образование кос связано с уменьшением скорости течения на участке впадения реки в водоем, в то время как на стрежне еще продолжает сохраняться течение, препятствующее отложению аллювия (дельта

р. Тибр в Италии). Этот тип дельт обычно характерен для небольших рек и начальных стадий их образования (рис. 98, А).

Следующий по стадии развития тип дельты — *лопастная дельта*. У американских и английских авторов этот тип называется

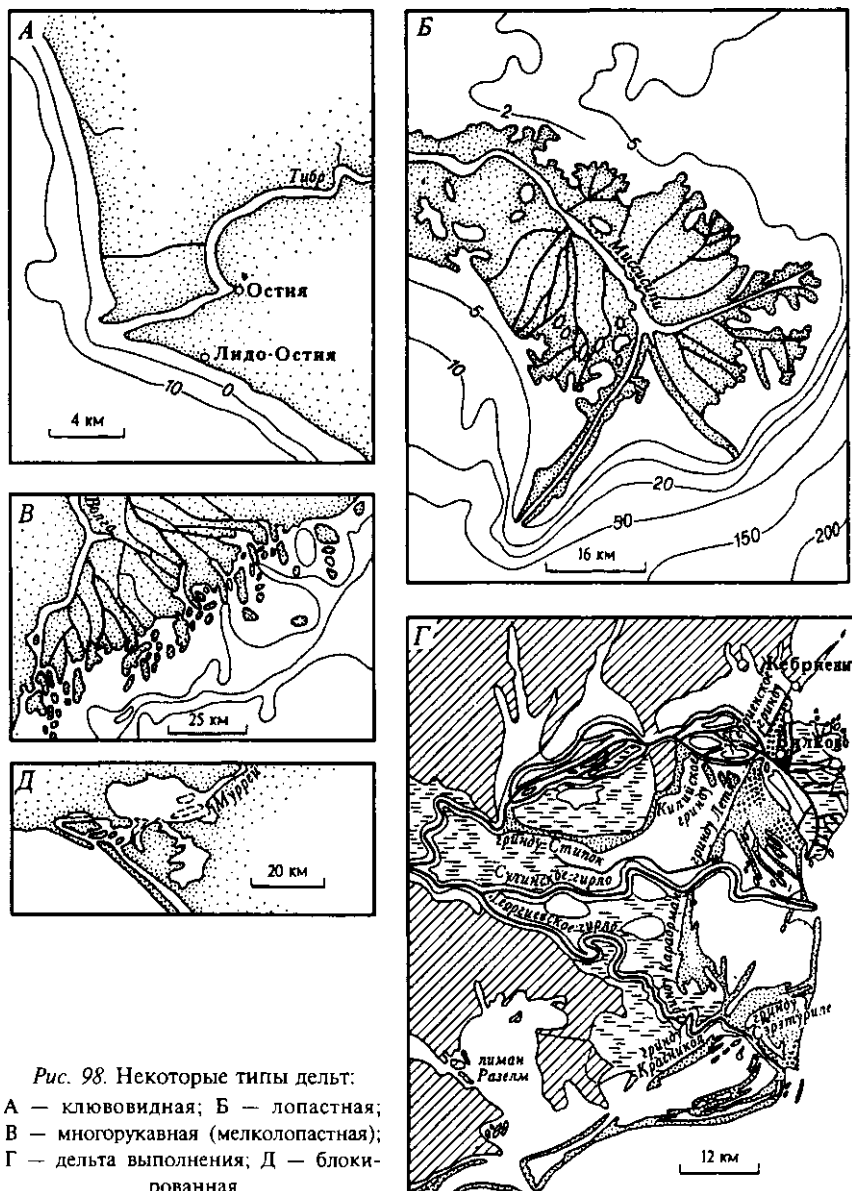


Рис. 98. Некоторые типы дельт:

- А — клювовидная; Б — лопастная;
 В — многорукавная (мелколопастная);
 Г — дельта выполения; Д — блоки-
 рованная

еще “птичья лапа”. Образованию лопастной дельты предшествует фуркация русла на два-три рукава. Причины фуркации могут быть разными: различия в уклонах местности, в геологическом строении, но наиболее важные 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 донной 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 дельта Миссисипи (рис. 98, 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. 98, 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 таких дельт протекает при совместном участии флювиальных и волновых процессов, причем последние способствуют образованию *островных баров* на некотором расстоянии от края формирующихся рукавов дельты. В результате рельеф такой дельты принимает своеобразные черты. Приустьевые косы смыкаются с барами, образуя ячеистый рисунок положительных форм рельефа — *валов*. Между ними остаются пониженные пространства, занятые болотами и озерами. Типичной дельтой выполнения является дельта Дуная (рис. 98, Г). При значительном воздействии волнения морской край дельты приобретает выровненный контур, как это наблюдается, например, в дельтах Нигера и Муррея, подверженных мощному воздействию прибоя. Формируется блокированная дельта (рис. 98, Д).

Встречаются и другие морфологические типы речных устьев. Это *эстуарии* (воронкообразные, сужающиеся к вершине, заливы, преобразованные воздействием речного, волнового и приливного

факторов) и *лиманы* (вытянутые заливы, с извилистыми в плане, невысокими берегами; характерны для северо-западного побережья Черного моря).

Многие большие реки строят свои дельты в крупных тектонических депрессиях, поэтому дельтовые отложения могут достигать огромной мощности (например, в дельте Миссисипи — несколько тысяч 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 русловые и пойменные отложения, отложения *авандельты* (подводного склона дельты), морские отложения. Кроме того, в разрезе дельтовой формации можно встретить линзы озерных отложений, эоловые осадки в виде погребенных дюн, торфяники. Отложения древних дельт нередко таят горючие полезные ископаемые — нефть и газ. Так, нефть, извлекаемая более 100 лет из так называемой продуктивной толщи в Азербайджане, приурочена к дельтовым отложениям среднего плиоцена.

Площадь дельты нередко может достигать 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 значительным, что вдоль берега из этих отложений может образоваться *прибрежная аллювиальная равнина*. Такова, например, прибрежная равнина североазербайджанского побережья Каспийского моря.

Речные аккумулятивные террасы крупных рек также могут достигать больших размеров. Сильно развитые в ширину аллювиальные террасы или комплекс таких террас называют *аллювиальными равнинами*. Широкие *аллювиально-пролювиальные равнины* формируются и в горах, если река протекает по крупному грабену или синклинию.

Таким образом, *реки — мощный фактор аккумулятивного выравнивания рельефа*. Если к этому добавить, что педипланация и пенеппленизация рельефа невозможны без участия рек в этих процессах (поскольку именно они удаляют продукты разрушения склонов), то становится понятным огромное значение их в общем процессе выравнивания рельефа, формирования облика земной поверхности и переносе 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” (от названия плато Карст, или Крас, в Словении) 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 в областях распространения карбонатных пород может существенно возрастать и, если это еще сочетается с благоприятными геологическими условиями, возникают наиболее выразительные и занимающие обширные пространства *карстовые ландшафты*, приуроченные именно к карбонатным породам. Поэтому, имея в виду преимущественную приуроченность карстовых образований к областям развития известняков, можно считать, что наиболее изучен и наиболее распространен именно карбонатный (чаще известняковый) карст.

Сущность карстовых процессов заключается в растворении породы атмосферными, 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 (диоксид углерода) 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 . Объясняется это тем, что карбонаты Ca и Mg , довольно трудно растворимые в воде, образуют с угольной кислотой легко растворимые бикарбонаты $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ и $\text{Mg}(\text{HCO}_3)_2$.

К другим важнейшим условиям, определяющим развитие карста, относятся: 1) *рельеф* — на горизонтальных и пологонаклонных поверхностях, как правило, карстовые образования возникают быстрее и представлены разнообразнее, чем на крутых склонах; 2) *чистота и мощность известняков* — чем чище и мощнее толща известняков, тем интенсивнее они подвержены карстообразованию; 3) *структура породы* — грубообломочные или ракушечные известняки карстуются гораздо меньше, чем однородные мелкозернистые известняки; 4) *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 разложения растительных остатков вода обогащается CO_2 , гуминовыми кислотами, азотной кислотой и др.); 5) *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 диоксидом углерода, 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. 99). Верхняя зона охватывает толщу породы от ее выхода на поверхность до зеркала грунтовых вод. Это *зона аэрации*, или *зона вертикальной циркуляции*, в которой преобладает периодическое (во время дождей или таяния снега) свободное гравитационное движение воды.

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

Нижняя зона — *зона постоянного полного насыщения*, верхняя граница которой является наинизшим уровнем зеркала грунтовых вод, нижняя — водоупорным горизонтом. Циркуляция в ней преимущественно горизонтальная. По окраинам карстовой области

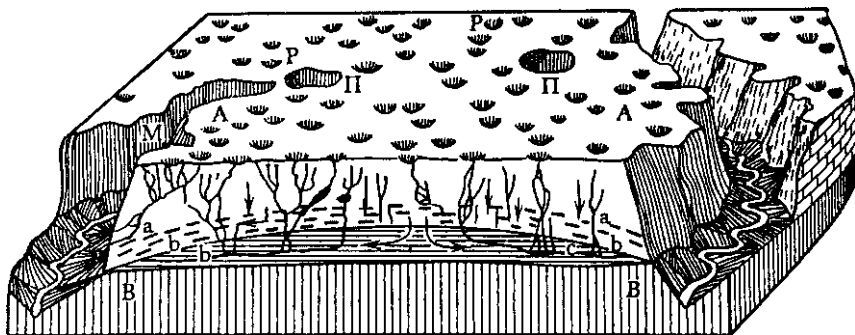


Рис. 99. Идеальный карстовый массив (по И.С. Шукину):

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

эта зона дает 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 Vaucluse во Франции).

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 *покрытый карст* (Н.А. Гвоздецкий

выделяет еще *задернованный* и *погребенный карст*). Голый карст чаще всего свойственен горным территориям, где наиболее интенсивно идут процессы денудации, покрытый — равнинам. Наибольшее разнообразие форм рельефа и наибольшая активность карстовых процессов обычно свойственны 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 другу, если четко выражено падение слоев и трещиноватость пород совпадает с направлением падения. При более сложной системе трещиноватости карры располагаются беспорядочно, пересекаются, разветвляются и вновь сливаются. Глубина борозд может достигать 2 м.

Покрытые каррами пространства называют *карровыми полями* (рис. 100). По мере расширения трещин гребни становятся уже, надламываются и распадаются на отдельные обломки. Такие старые карровые поля нередко представляют собой 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 прибоя на карстующиеся породы.



Рис. 100. Карры

При растворении известняков всегда остается нерастворимая часть, представленная глинистым материалом часто красного или кирпичного цвета. Этот элювиальный материал, накапливаясь на поверхности пород, образует своеобразную кору выветривания, характерную для карстовых областей, — так называемую *терра-росса* (красная земля). При значительном накоплении в трещинах глинистый материал *терра-росса* может полностью закупорить их, и тогда процесс каррообразования прекращается.

При интенсивной вертикальной циркуляции воды процесс растворения карстующихся пород приводит к образованию *поноров* — каналов, поглощающих поверхностные воды и отводящих их в глубину закарстованного массива. Размеры и форма поноров разнообразны и зависят от степени их разработанности. На поверхности поноры выражены зияющими трещинами или отверстиями, в глубине ими начинается сложная система каналов вертикальной циркуляции воды.

Расширение устьев поноров в процессе дальнейшего поверхностного растворения приводит к образованию *карстовых воронок*. Размеры и формы воронок зависят от возраста, типа карстующихся пород и их залегания: от щеле- и блюдцеобразных до колодцеобразных (рис. 101). В покрытом карсте воронки образуются не только за счет растворения, но и в результате *механического выноса* — *суффозии* — в поноры залегающих с поверхности нерастворимых пород. Такие воронки называют *карстово-суффозионными*, или *воронками просасывания*. Замкнутые карстовые впадины небольших размеров (диаметром редко до сотни метров) в западноевропейской литературе носят название *долины*.

Карстовые формы рельефа обычно беспорядочно разбросаны по поверхности карстового массива (рис. 102, приложение 15) или сосредоточены вдоль определенных линий, обусловленных направлением подземного стока или залеганием карстующихся пород. Эти формы не являются “застывшими”, они могут переходить одна

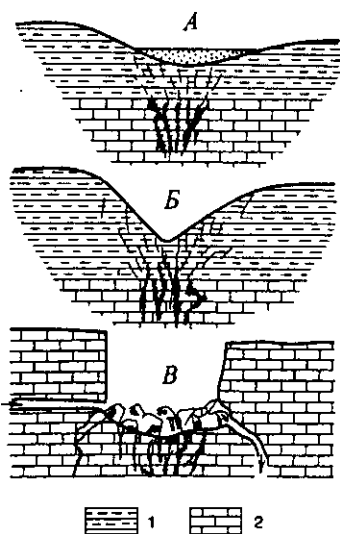


Рис. 101. Типы карстовых отрицательных форм рельефа:

А — блюдцеобразная западина просасывания; Б — воронка просасывания; В — карстовый колодец провального происхождения; 1 — некарстующиеся породы; 2 — карстующиеся породы

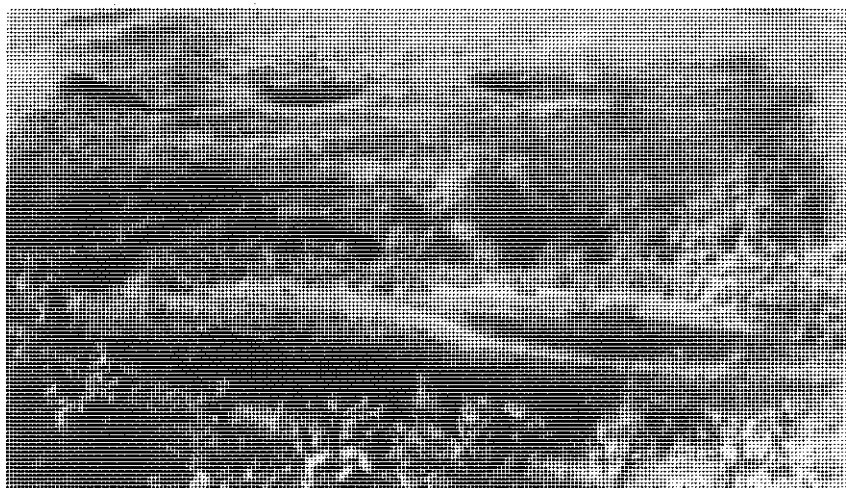


Рис. 102. Беспорядочно разбросанные карстовые воронки на пологом склоне

в другую. Так, карстовое блюдце в результате углубления может перейти в карстовую воронку (см. рис. 101), а карстовый колодец — в результате выполаживания склонов — в карстовую воронку (рис. 103).

Если стенки понора продолжают растворяться, то канал становится достаточно большим и превращается в *естественный колодец* или *естественную шахту*. Карстовые шахты и колодцы нередко достигают очень большой глубины (нескольких десятков или сотен метров). Одна из таких шахт-«пропастей» в Пиренеях (Пьер-Сен-Мартен) достигает глубины 1332 м, а пропасть Снежная на Кавказе — 1370 м. Общее направление шахт-пропастей близко к вертикальному, но отдельные их участки могут быть почти горизонтальными или наклонными. Шахты часто закладываются

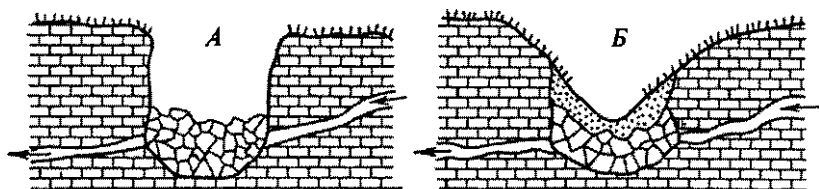


Рис. 103. Превращение колодцеобразного провала (А) в воронкообразную западину (Б)

на пересечении нескольких систем трещиноватости. При дальнейшем растворении стенок шахты могут превратиться в достаточно широкие *подземные ходы и пещеры*.

Естественными колодцами нередко называют формы типа естественных шахт, но меньших размеров. Некоторые исследователи закрепляют термин “колодец” за формами, которые образуются не за счет поверхностного выщелачивания, а путем обрушения свода над подземной полостью. В таких случаях возникают отрицательные формы рельефа цилиндрической формы, с вертикальными стенками и загроможденным обломками дном. Часто такие колодцы располагаются рядами, как бы отмечая на поверхности направление подземных галерей, над которыми они образуются.

Провальные, или поверхностные, воронки, сливаясь, образуют *слепые овраги* или формы довольно причудливых очертаний, получившие название “*увалá*”. Известны, например, увалá до 700 м в поперечнике при глубине до 30 м. Такие образования представляют собой как бы переходные формы к еще более крупным карстовым ваннам — *полям*.

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

Происхождение полев 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. 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 часто встречаются поля с сухим дном, а иногда с многочисленными карстовыми формами, либо приуроченными к поверхности дна поля, либо погребенными под продуктами выветривания.

Возможны и другие случаи образования полев. Прежде всего выделяют поля *тектонического происхождения*. Это грабены или мульды, получившие черты карстовых образований со всеми свойствами 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 его строении принимают участие и некарстующиеся 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.

Формирование крупной карстовой котловины (поля) может произойти 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 своеобразных форм рельефа: это *естественные мосты* — остатки обрушившегося свода подземной галереи, соединяющие два противоположных склона поля. Таково, например, происхождение Ракбахского поля в Хорватии. По дну этого поля протекает река, которая появляется с одной стороны поля и уходит вновь в подземную полость в противоположной части поля.

Г. Лун, 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 котловин 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 реки*, 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 склонов долин поддерживается как за счет подмыва и коррозии основания склонов, так и слабого развития делювиальных процессов на склонах. Это обусловлено быстрым переводом поверхностного стока на окружающих долину пространствах в подземный.

3. *Постоянно текущие реки*, долины которых врезаются до уровня грунтовых вод. Этими водами они в основном и питаются. Морфология долин рек сходна с долинами рек предыдущего типа, но имеются и различия. Склоны долин рек часто (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 р. Биюк-Карасу в Крыму). Встречаются долины, не имеющие устья, т.е. они не открываются в другую долину или в какой-то водоем, а заканчиваются тупиком. Такие долины принято называть *слепыми*. От слепых следует отличать *полуслепые*, тоже замкнутые на нижнем конце, однако 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, прорезавшие не только всю толщу карстующейся породы, но и углубившиеся в подстилающие водоупорные породы*. Они характеризуются не только постоянным, но все увеличивающимся водотоком за счет питания многочисленными ключами, выходящими по линии контакта известняков и доломитов 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. 99). На склонах долин могут быть развиты оползни и блоки отседания.

5. *Подземные, или пещерные, реки*, протекающие по системе подземных галерей. Они зарождаются в пределах карстового массива или начинаются за его пределами. Иногда подземные реки выходят на поверхность из гротов в виде мощных (воклюзных) источников.

У всех рек карстовых областей наблюдается перемещение действующих поноров 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 *подземная река*. 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 только одно входное отверстие. На противоположном конце она заканчивается 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 — *проходные пещеры*.

Во многих пещерах на днищах, стенках или сводах образуются натечные формы. С потолка пещеры в виде сосулек свешиваются 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 (сталагматы)*. Близко расположенные сталактиты, сливаясь, создают *натечные занавеси*. Стены пещер также бывают 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 в более высоких пещерных горизонтах. Наличие подземных рек и озер также нередко препятствует возникновению натечных образований, так как при больших периодических подъемах уровня воды вся пещера оказывается заполненной водой.

В некоторых пещерах накапливается лед. Такие пещеры называют ледяными или холодными. Ледяные пещеры известны в Крыму,

Дагестане и в других местах. Наиболее крупная 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 (рис. 104).

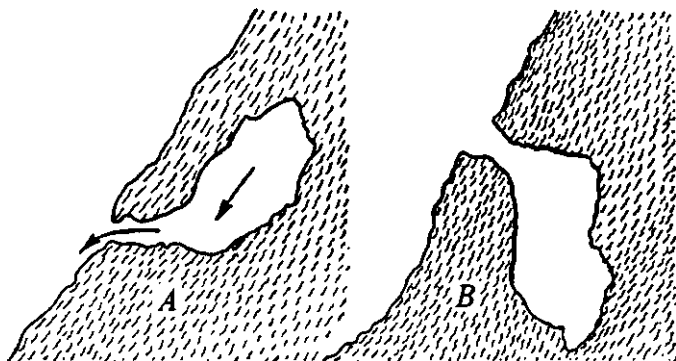


Рис. 104. Теплая (А) и холодная (В) пещеры (по И.С. Шукину)

Гипсометрия многих пещер, по которым протекают реки, находится в тесной связи с высотным положением днищ долин, дренирующих карстовый массив. При углублении долин (например, при тектоническом поднятии местности) устья пещерных рек высыхают, пещеры становятся сухими, 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 сотен и даже 1000 м), заполняются водой и осадками и превращаются в *погребенный карст*.

Зонально-климатические типы карста

Карстовый процесс — прежде всего *денудационный* процесс, поэтому он протекает по-разному в разных климатических зонах. Большая часть приведенного выше материала относится к голому карсту, который наиболее типичен для областей со средиземноморским субтропическим климатом. Карстовым процессам здесь благоприятствует не только геологическое строение, но и климат. Ливневый характер атмосферных осадков и наличие засушливого

сезона способствуют интенсивному воздействию дождевых вод на поверхность карбонатных 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).

Карст тропических областей отличается рядом климатически обусловленных особенностей. Большинство исследователей основное внимание уделяют положительным формам рельефа, образующимся в ходе карстовых процессов в условиях тропического гумидного климата. И.С. Шукин отмечал, что зрело развитый карст тропиков и такой же карст умеренных широт морфологически представляют как бы негативные отриски друг друга. Если для карста умеренных областей характерен ландшафт более или менее одновысотных плато, усеянных многочисленными отрицательными формами рельефа, то для тропического карста — развитие положительных форм рельефа в виде башен или конусов, воздымающихся над некоторым средним уровнем, т.е. *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 результате 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, называемая *окраинной равниной карста*.

Абсолютная высота окраинных равнин различна. В приморских областях она может определяться уровнем моря, в других — уровнем некарстующихся пород, лежащих под известняками, а третьих — уровнем грунтовых вод. Обычно такая равнина подвержена периодическому затоплению. Как будет показано ниже, именно действию этих вод и обязан своими особенностями тропический карст.

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 днищ долин, становится ясным, что образование и той, и другой поверхности 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 существу является *педиментом карстового происхождения*, а положительные формы рельефа в ее пределах — разновидность денудационных останцов.

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

Куполовидный карст характеризуется 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 крутостенными 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. Куполовидный карст нередко бывает представлен в центральной части карстового массива, а по периферии развиты другие формы, например конический или башенный карст. 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 характерны крутостенные, изолированные друг от друга возвышенности, напоминающие башни или столбы, относительная высота которых может достигать 300 м и более. 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 застаивается вследствие развития достаточно мощного покрова элювия типа *терра-росса* на дне понижений. Вода агрессивно воздействует на подножия склонов башен. Обычно башни пронизаны пещерами и естественными шахтами, их вершинные поверхности изъедены каррами и карстовыми воронками. Здесь можно встретить и достаточно обширные плоскодонные понижения типа *полюев*, 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 (рис. 105).

Развитие *карстово-денудационной поверхности выравнивания* идет исключительно в ширину за счет съедания склонов возвышенностей и их полного уничтожения. Уничтожению башен спо-

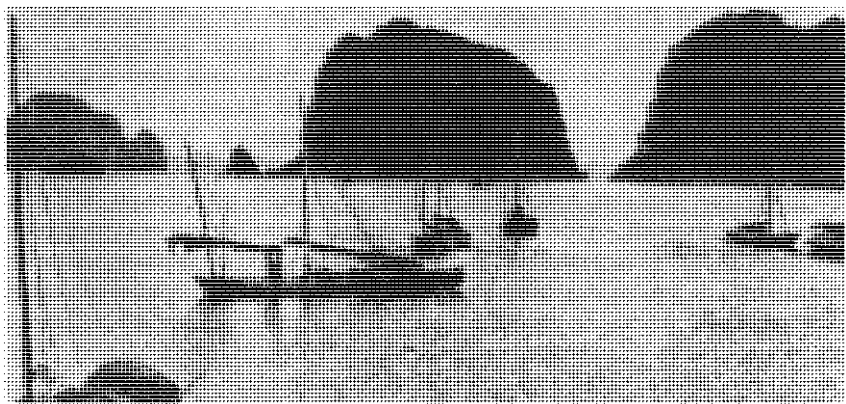


Рис. 105. Затопленный башенный карст (Вьетнам. Фото Ю. Клейнера)

собствует 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. 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, а подножия возвышенностей уже не подвергаются воздействию застаивающихся дождевых вод. Склоны их выполаживаются за счет склоновых процессов (рис. 106).

Процессы поднятия и тектонической стабильности в пределах одной и той же карстовой области могут чередоваться. В результате такого чередования образуется *отчетливо выраженная ярусность вершинных поверхностей карстовых положительных форм рельефа*.

Котловинный карст 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.



Рис. 106. Конический карст (Вьетнам. Фото Ю. Клейнера)

Следует заметить, что для тропического карста развитие обычных для карстовых областей форм рельефа (типа воронок, колодцев, полей и др.) не менее характерно, чем положительных форм. 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 CO_2 происходит быстрее и поэтому в условиях теплого климата вода должна быть менее агрессивной, чем в умеренной и холодной зонах. Однако пышная растительность тропических стран — мощный источник поступления диоксида углерода 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 рельефа

Наряду с настоящим карстом в некоторых районах встречаются процессы и формы рельефа, внешне очень похожие на карст. 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* (рис. 107).

Суффозия в карбонатных или засоленных глинах и суглинках ведет к образованию просадочных впадин, так называемых *блюдец*. В сильно карбонатных суглинках и глинах при условии хорошо развитой трещиноватости возникают глубокие подземные ходы

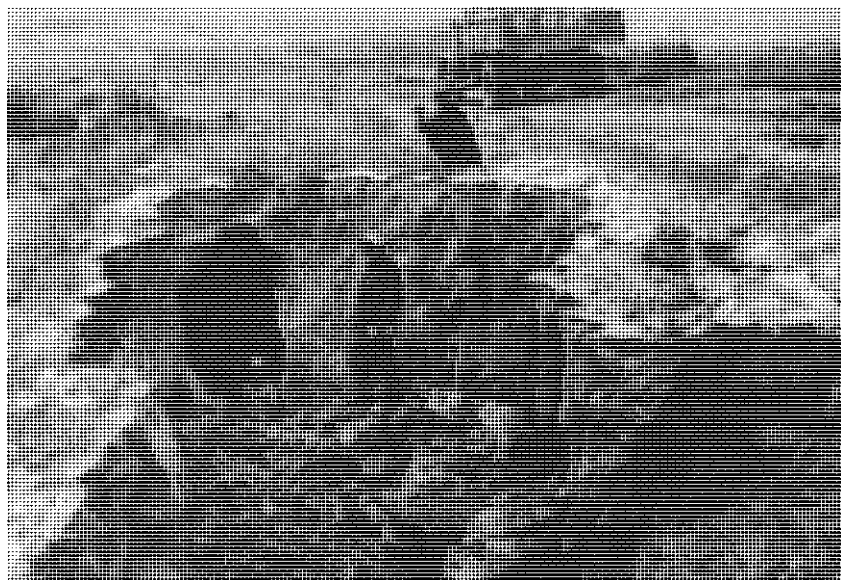


Рис. 107. Глинистый карст. Овраг, образовавшийся в результате провала кровли над суффозионной пещерой (предгорья Заилийского Алатау. Фото М.Ж. Жандаева)

и провалы, очень напоминающие настоящий карст. Такие резко выраженные образования и называются глинистым карстом.

Термокарст имеет совершенно иную природу. При термокарсте также образуются различные провальные и просадочные формы, но они связаны с таянием погребенного льда или протаиванием мерзлых пород в областях распространения вечной мерзлоты (см. гл. 17).

К псевдокарстовым явлениям относится также способность некоторых 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.

Следует отметить, что карстовые процессы, обусловленные воздействием на горные породы и минералы природных вод, нельзя отделить от процессов химического выветривания, происходящих в зоне гипергенеза: окисления, гидратации, гидролиза и растворения. Все эти процессы идут с участием воды.

Когда говорят о карстовых явлениях, обычно имеют в виду хорошо или довольно хорошо растворимые горные породы (каменная

соль, гипс, известняки, доломиты и др.). Следует, однако, заметить, что в природе абсолютно нерастворимых горных пород и минералов нет. Приведенный выше (с. 131) пример гидролиза силикатов, происходящего с участием воды, свидетельствует о том, что растворяющему действию воды (совместно с уголекислотой) подвержены и магматические, и метаморфические породы. Это так называемый *брадикарст* — *силикатный карст* (от греч. *bradys* — слабый, медленный).

О растворяющем воздействии подземных вод на минералы, считающиеся в обычных условиях нерастворимыми, свидетельствует, например, нахождение среди карбонатных пород пластов, прослоек, конкреций, секреций и других образований, представленных двуокисью кремния, выпавшей из насыщенных кремнеземом подземных вод, циркулирующих по трещинам и порам карбонатных пород. Насыщение этих вод кремнеземом происходит, в частности, в результате растворения скелетных образований губок (широко распространенных морских беспозвоночных животных) — кремнеземных иголок (спикул).

С выходом на поверхность подземных вод, насыщенных растворенными в них минеральными веществами, связано образование *кремнистых* и *известковых туфов* (*гейзеритов* и *травертинов*) с сопутствующими им натечными образованиями самой разнообразной формы (см. рис. 20).

С деятельностью подземных вод связано нахождение в толщах горных пород специфических образований — *псевдоморфоз*. Так называют минеральные агрегаты, форма которых не соответствует слагающему их веществу. Наглядными примерами псевдоморфоз являются *окаменелости*, в которых органическое вещество животного или растительного происхождения замещено каким-либо минералом, сохранившим полностью или частично не только внешний облик первоначальной формы, но нередко и внутреннее строение (например, *окаменелое дерево*).

Подземным водам с растворенными в них веществами принадлежит ведущая роль в *цементации* рыхлых поверхностных образований различного состава и генезиса. С деятельностью подземных вод как фактора химического выветривания связано образование новых минералов, в том числе ценных полезных ископаемых (см. с. 131, 136).

Глава 16

**ГЛЯЦИАЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ
И ГЛЯЦИАЛЬНЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА.
ФЛЮВИОГЛЯЦИАЛЬНЫЙ РЕЛЬЕФ**

Гляциальные рельефообразующие процессы обусловлены деятельностью льда. Обязательным условием для развития таких процессов является оледенение, т.е. длительное существование масс льда в пределах данного участка земной поверхности. Оледенение возможно лишь в том случае, если данный участок находится в пределах хионосферы. *Хионосфера* (от греч. *chion* — снег и *sphaira* — шар) — условное понятие, под которым подразумевается слой тропосферы с положительным балансом твердых атмосферных осадков независимо от того, достигает нижняя граница хионосферы поверхности Земли или нет.

С нижней границей хионосферы часто отождествляют *снеговую границу*, или *снеговую линию*, в горах, т.е. высотный уровень, выше которого снег и другие твердые осадки могут сохраняться на горизонтальных незатененных поверхностях хотя бы в виде отдельных небольших пятен в течение всего года, т.е. накопление твердых осадков преобладает над их таянием и испарением. Различают *климатическую снеговую границу* (или *истинную*) и *сезонную* (или *временную*), а также *местную снеговую границу*, реальное положение которой зависит от экспозиции склонов, их крутизны, наветренные они или подветренные, от характера рельефа данного конкретного участка склона и других факторов.

Высотное положение снеговой границы находится в прямой зависимости от климата. Так, в Андах, в районе Магелланова пролива она располагается на высоте 900 м, а на широте южного тропика — выше 6700 м. Наиболее высокое положение снеговой границы наблюдается в тропическом поясе. В экваториальном поясе она располагается несколько ниже из-за большого количества осадков и менее высоких среднегодовых температур (на горе Килиманджаро высота снеговой границы 5500 м). От экватора по направлению к северу и югу высота снеговой границы снижается: на Шпицбергене она наблюдается на высоте 600 м, на северных островах Земли Франца-Иосифа — на высоте 50 м, а вблизи полюсов опускается до уровня моря.

Верхняя граница хионосферы является функцией влажности воздуха и реально существует лишь в центральных частях Антарктиды и Гренландии.

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.

Условия образования и питания ледников.

Типы ледников

Ледниками называют устойчивые во времени накопления льда на земной поверхности. Они возникают 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. Скорость движения ледника может колебаться от нескольких сантиметров до нескольких десятков метров в сутки. Поскольку и уклон 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 водяных паров из воздуха на поверхности ледника.

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

Различают два основных типа ледников: *горные* (или *ледники стока*) и *покровные* (*ледники растекания*). Первые занимают преимущественно отрицательные элементы рельефа в горах. Движение льда в них происходит главным образом под действием силы тяжести — вниз по склону. Покровные ледники могут занимать площади в миллионы квадратных километров, погребая под собой даже горный рельеф, и в целом имеют выпуклую форму поверхности. Лед в них растекается от центра (где наблюдается макси-

мальная мощность) к периферии. Продолжением ледниковых покровов иногда служат плавучие шельфовые ледники, частично опирающиеся на дно моря (распространены главным образом в Антарктиде). Переходными от горного к покровному служат *сетчатый* и *предгорный* типы оледенений, а также *ледяные “шапки” островов*. Сетчатый тип оледенения (архипелаг Шпицберген) характеризуется сетью сквозных ледниковых долин с ледниковыми куполами на водораздельных участках, чередующихся с выступающими из-под льда одиночными скалами и крутосклонными гребнями в виде *нунатаков*¹.

Предгорный тип оледенения (аляскинский) в настоящее время встречается редко и только в областях с обильным снежным питанием (Аляска, горы Святого Ильи). Ледники этого типа спускаются по обособленным горным долинам на предгорную равнину, где сливаются в единую ледяную лопасть (ледник Маляспина).

Покровное оледенение характерно для арктического и антарктического климатических поясов. Наибольшие площади ледниковых покровов занимают в Антарктиде и Гренландии. Из общей площади современных ледниковых покровов (14,4 млн км²) 85,3% приходится на наземный покров Антарктиды, 12,1% составляет покров Гренландии и 2,6% распределяются между малыми ледниковыми покровами северной части Канадского архипелага, Исландии, Шпицбергена и других островов Арктического бассейна. Максимальной мощности (до 4 км и более) достигает ледниковый покров Антарктиды в его центральной части. У края мощность ледника сокращается, и здесь выступают отдельные участки каменного ложа. Такие выходы в Антарктиде называют “оазисами” (оазис Бангера в окрестностях российской антарктической станции “Мирный”).

Покровные ледники Гренландии и Антарктиды стекают в море через понижения в прибрежном рельефе. Такие потоки льда называются *выводными ледниками*. При обламывании концов выводных и шельфовых ледников образуются огромные глыбы плавучего льда — *айсберги*. Подхваченные морскими течениями айсберги перемещаются в более низкие широты и постепенно тают. В процессе таяния содержащийся в них обломочный материал освобождается и осаждается на морском дне. Это следует иметь в виду при палеогеографических реконструкциях: нахождение грубообломочного материала на больших глубинах еще не является доказательством того, что этот участок морского дна когда-то располагался в прибрежной полосе моря.

¹ *Нунатаки* (от эскимос. нун — одинокий, так — вершина) — одиночные скалы, поднимающиеся над поверхностью ледника и обтекаемые им.

Все типы современных ледников занимают свыше 16 млн км², или около 11% поверхности суши. Общий объем льда и вечного снега оценивается в 27—30 млн км³. Подсчитано, что полное таяние ледников и снежных масс могло бы повысить уровень Мирового океана примерно на 60 м. Самый большой ледниковый покров — Антарктический площадью примерно 13,5 млн км². Гренландский ледник занимает 1,7 млн км² из 2,2 млн км² всей поверхности острова.

Занимая огромные площади суши, ледники играют существенную роль в экзогенном морфогенезе. Рельефообразующая роль ледников особенно возрастала в эпохи оледенений, когда в результате похолодания климата, вызванного понижением летних или среднегодовых температур, увеличивалось количество твердых осадков. Это приводило к снижению (депрессии) снеговой границы, сопровождавшемуся увеличением оледенения горных стран и образованием громадных ледниковых покровов на равнинах Северной Америки и Евразии.

В зависимости от соотношения приходной и расходной частей ледникового баланса выделяется несколько фаз в развитии ледника: *наступление*, *стационарное положение* и *отступление*. С каждой из этих фаз связан определенный комплекс ледниковых форм рельефа. В фазу наступания активный лед производит основную разрушительную работу, при стационарном положении ледника и при его отступании формируется преимущественно аккумулятивный ледниковый рельеф.

Формы горно-ледникового рельефа

Ледники горных стран характеризуются большим морфологическим разнообразием, обусловленным разнообразием горного рельефа и условиями питания ледников. И.С. Щукин выделяет следующие типы горных ледников:

- *фирновые* и *снежные пятна* — линзообразные накопления неподвижного снега и фирна в неглубоких понижениях пологих склонов;
- *ледники ступенеобразных поверхностей* у подножия крутых теневых склонов, питающиеся лавинами, сходящими с этих склонов;
- *висячие ледники* — небольшие ледники, залегающие на крутых склонах без заметного ограждения по краям возвышениями коренного склона;
- *каровые ледники* — занимающие сравнительно небольшие, кресловидные понижения с крутыми задней и боковыми стенками;

- *кальдерные ледники*, занимающие понижения кальдер;
- *ледники вулканических конусов* — покрывают вершины вулканов (ледниковые шапки Эльбруса и Казбека на Кавказе и др.);
- *ледники плоских вершин* — встречаются на высоко приподнятых денудационных поверхностях;
- *переметные ледники* — стекают в противоположных направлениях, но имеют единую область питания, располагающуюся в седловине хребта;
- *возрожденные (регенерированные) ледники* — образуются в тех случаях, когда на пути ледника встречается высокий крутой уступ. Целостность ледяного потока в этом случае нарушается, от него откалываются глыбы, падающие к подножию уступа. Если глыбы не успевают растаять, они спаиваются и образуют новый ледник на более низком гипсометрическом уровне;
- *норвежский тип ледников (ледяные шапки)* — переходный от горных ледников к покровным. Ледники этого типа приурочены к платообразным вершинным поверхностям, где образуют выпуклые шапки. Лед в таких шапках растекается во все стороны и, достигнув края плато, спускается с него отдельными языками;
- *долинные ледники*, занимают горные долины. При слиянии нескольких долинных ледников образуются *древовидные* и *дендритовые* ледники.

И.С. Щукин выделяет еще ледники так называемого *туркестанского типа*, которые не имеют областей питания, а зарождаются в долинах за счет снега, приносимого лавинами. Сетчатый и предгорный тип оледенения были рассмотрены выше.

В горах образование ледников начинается со стадии снежника или фирнового пятна. В понижении рельефа на участке склона, располагающегося чуть выше снеговой границы, накопившийся за зиму снег не успевает растаять за лето. На следующий год здесь накапливается новая порция снега и т.д. Накапливающийся снег постепенно превращается в фирн, а затем в лед. Наличие устойчивого скопления льда обуславливает интенсивное развитие морозного выветривания горных пород как на дне понижения, занятого льдом, так и на его границе со стенками понижения¹. Талые воды, образующиеся при таянии льда в дневное время летом, обеспечивают вынос продуктов выветривания. В результате

¹ Разрушение горных пород под действием снега в полярных и высокогорных областях называется *нивацией* (nivis — снег). Необходимое условие при этом — колебание температуры воздуха около 0°C и поступление воды от тающего снега.

Рис. 108. Схема формирования кара
(по В. Девису)

дно понижения углубляется, задняя и боковые его стенки становятся круче (ледник как бы вгрызается в собственное ложе), и с течением времени на месте бывшего слабо выраженного в рельефе склона понижения образуется чашеобразное углубление с крутыми, часто отвесными стенками и пологовогнутым дном. Такая креслоподобная форма рельефа называется *каром*. Ледник вступает в новую стадию развития — *стадию карового ледника* (рис. 108, 1, 2).

Постепенно кар разрастается за счет отступления стенок под действием морозного выветривания, гравитационных склоновых процессов и ледника, который выносит обломочный мате-

риал, поступающий со склонов кара. Разрастаясь, соседние кары могут слиться и образовать более крупную и сложную форму рельефа — *ледниковый цирк*. Таким образом, кары и цирки являются результатом разрушительной работы ледника и склоновых процессов (рис. 108, 3, приложения 16, 17).

Наиболее благоприятны для карового расчленения подветренные склоны большой крутизны северной экспозиции. Более резко выраженные кары возникают и сохраняются в скальных породах. В менее устойчивых породах они теряют морфологическую выраженность и по внешнему облику напоминают водосборные воронки. Кары и цирки обычно служат основными источниками питания долинных ледников. При частичном слиянии соседних цирков в рельефе могут сохраниться отдельные скалистые гребни и пики — *карлинги* (рис. 108, 4). Ледниковые цирки, карлинги и скалистые гребни — наиболее характерные формы рельефа гор, охваченных современным *оледенением*. Такой рельеф получил название *альпийского*. Так как развитие горного оледенения зависит от положения снеговой границы, альпийский рельеф может встречаться в горах различной высоты (рис. 109).

Разрастание ледниковых цирков в стороны может привести (в условиях тектонического покоя и стабильности климата) к “ссыданию” горных хребтов и пиков на уровне окраинных частей



Рис. 109. Альпийский рельеф с долинным ледником (Альпы, район Монблана)

фирновых бассейнов¹ цирков и образованию эквиплена — рода педиплена, высотное положение которого определяется высотой снеговой границы в пределах той или иной горной страны. Идеальный пример развития гляциального горного рельефа и образования эквиплена показан на рис. 110.

В плейстоцене снеговая граница неоднократно изменяла свое высотное положение как в результате разных по интенсивности оледенений, так и в результате тектонических движений. Поэтому в горах на разных уровнях создавались серии цирков, образовавшие 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.

Следующая стадия развития горного оледенения — образование долинного ледника. По мере накопления льда его масса уже не уместается в каре (цирке), и лед начинает медленно спускаться вниз по склону. В качестве трассы стока лед обычно использует

¹ Фирновый бассейн — область питания ледника, лежащая выше снеговой границы.

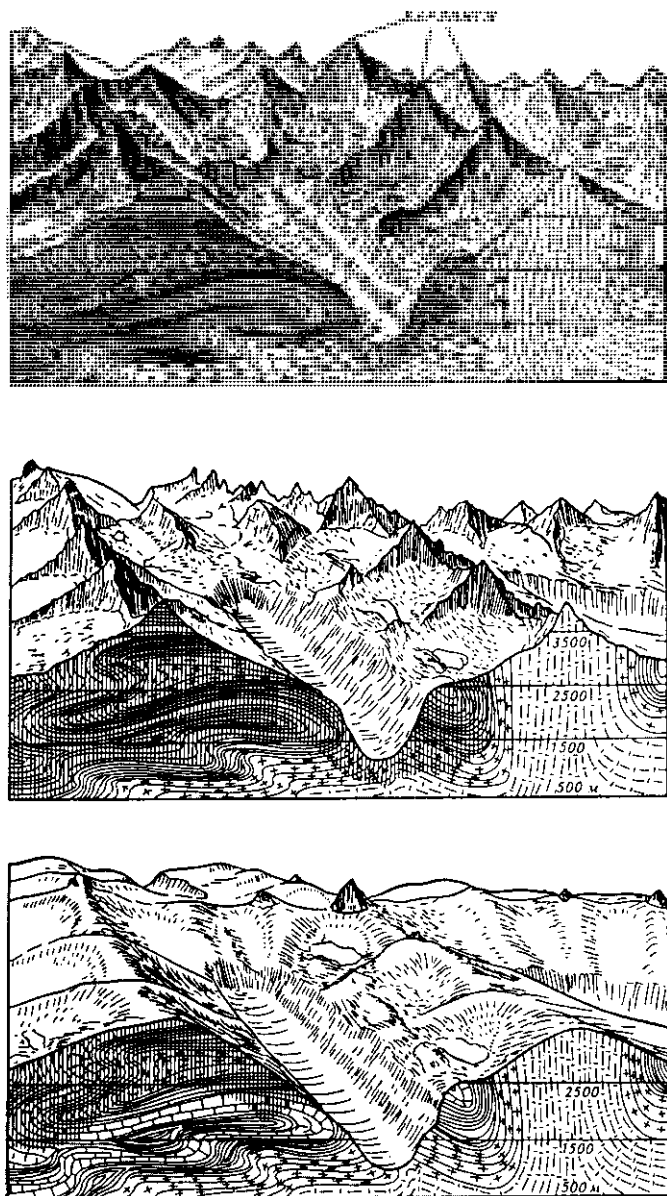


Рис. 110. Последовательные стадии развития гляциального горного рельефа и образование эквиплена

какую-либо эрозионную форму. Долинные ледники характеризуются своеобразным комплексом форм нано-, микро- и мезоформ рельефа их поверхности. В долинных ледниках четко различаются области питания и абляции. Как следует из сказанного выше, областями питания долинных ледников являются кары или цирки. Поверхность ледника в областях питания имеет вогнутую форму вследствие питания краевых частей не только за счет твердых атмосферных осадков, но и за счет лавин, сходящих с окружающих кар крутых склонов (рис. 111, б). Выпадение осадков в твердом виде даже летом приводит к тому, что в области питания лед всегда прикрыт сверху снегом или фирном. Гидрографическая сеть в области питания ледника, возникающая летом при таянии снега и фирна, относится к радиальному центростремительному типу. Вогнутая поверхность ледника в области его питания находит отражение в рисовке горизонталей на топокартах: с поверхности ледника на окружающие его скалы горизонтали переходят плавно и выпуклостью обращены к задней стенке кара или цирка.

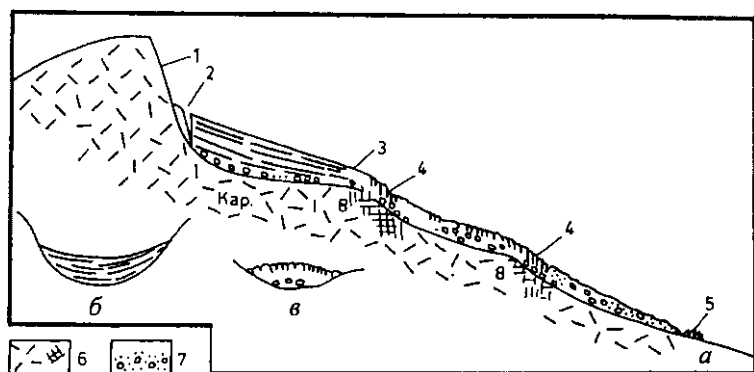


Рис. 111. Продольный (а) и поперечные (б, в) профили долинного ледника: б — в области питания; в — в области абляции; 1 — задняя стенка кара; 2 — бергш-рунд; 3 — фирновая линия; 4 — ледопады; 5 — конечная морена; 6 — коренные породы; 7 — внутренние и донная морены; 8 — ригели

На мощных фирновых и снежных полях областей питания ледников низких широт встречаются оригинальные формы, названные “снегами кающихся”. Под влиянием инсоляции снежная или фирновая масса приобретает вид многочисленных стоящих бок о бок наклонных конических фигур, издали напоминающих толпу коленопреклоненных человеческих фигур в белом. Высота их может достигать 5—6 м.

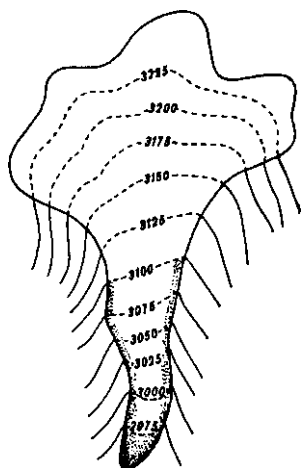


Рис. 112. Определение высоты снеговой линии по методу Гесса (по И.С. Жукину)

Вследствие движения карового ледника вниз по склону в его тыловой части образуется трещина, параллельная верхнему краю ледника — *бергшрунд*. В трещину поступает большая часть обломочного материала, скатывающегося с крутых склонов кара. За счет этого материала образуются *донная* и *внутренняя морены*.

Область абляции характеризуется выпуклой поверхностью, так как таяние ледника на границе его с окружающими склонами происходит быстрее, чем в осевой части (рис. 111, в). Это отражается в рисунке гидрографической сети (напоминающей центробежный тип) и рисунке горизонталей: при переходе их со склонов на поверхность ледника образуется резкий перелом, выпуклостью они направлены к концу ледника. Отмеченные закономерности в рисунке горизонталей позволяют по топокартам определить границу фирновой линии¹, *границу областей питания и абляции ледника*, которая соответствует положению климатической снеговой границы (рис. 112).

Для поверхности ледника в области абляции характерен комплекс микро- и мезоформ рельефа. Прежде всего это различные по величине и ориентировке трещины: *поперечные*, образующиеся на крутых участках ложа ледника, вызывающих *ледопады* (рис. 113, А); *диагональные*, связанные с разной скоростью движения краевых и центральной частей ледника; *радиальные* (рис. 113, Б), наблюдающиеся на расширенных концах ледника из-за его растекания.

На поверхности ледника в области *абляции* широко развиты *боковые* и *срединные морены*, а концы ледников могут быть покрыты сплошным чехлом морены. Наличие на поверхности ледника обломков разной величины может привести к образованию так называемых *ледниковых столов* (крупный обломок, задерживая таяние льда под ним, оказывается поднятым над окружающей поверхностью на ледяной ножке) (рис. 114) и *ледниковых стаканчиков* (мелкие обломки способствуют более быстрому таянию льда под ними, поэтому они как бы вдавливаются в лед).

Долинные ледники оказывают существенное воздействие на ложе и борта понижений, по которым они движутся. Эрозионные

¹ *Фирновая линия* — нижняя граница фирнового покрова ледника.

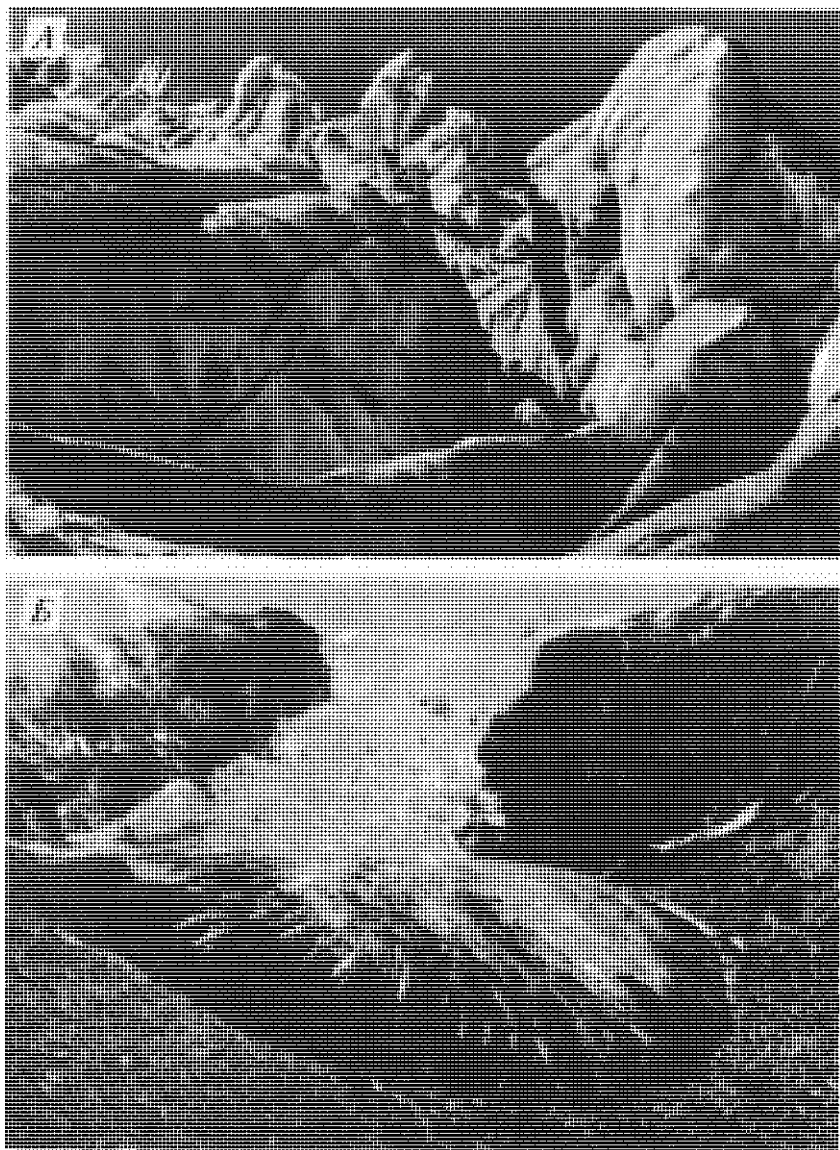


Рис. 113. А. Рельеф ледника в области ледопада. Б. Радиальные трещины на конце ледника



Рис. 114. Ледниковый стол на поверхности ледника
Шокальского (Фото А. Судакова)

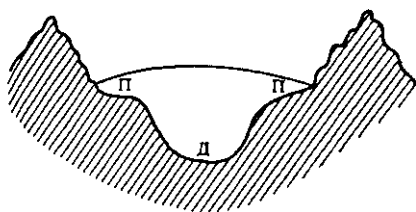
долины, подвергшиеся воздействию ледника, приобретают корытообразную форму, поэтому их называют *трогами*¹. Подобно карам и циркам, трог — характерный элемент альпийского рельефа экзарационного происхождения (см. рис. 110). Кроме корытообразного профиля для трогов характерны и другие морфологические черты, отличающие их от обычных (эрозионных) речных долин. Для троговых долин свойственны большая спрямленность, сглаженность нижних частей склонов, отполированность выступов твердых кристаллических пород, образующих на склонах и дне специфичные формы рельефа — *бараны лбы*. Они имеют асимметричный продольный профиль: их склоны, обращенные в сторону ледника (проксимальные), более пологие, чем противоположные — дистальные. На поверхности бараньих лбов наблюдаются ледниковые царапины, шрамы.

¹ От нем. *trog* — буквально корыто.

Продольный профиль троговых долин часто неровный, для него характерно чередование пологих и крутых, а иногда даже участков, имеющих обратное падение. Поперечные скалистые пороги (или ступени) троговых долин называются *ригелями* (от нем. *riegel* — преграда). Образование ригелей связано с неравномерностью экзарационного процесса, которая чаще всего определяется различным литологическим составом и степенью трещиноватости пород ложа ледника (см. рис. 111).

В поперечном профиле трогов выделяются своеобразные перегибы на склонах — *плечи трогов* — это наклоненные к долине, более или менее выровненные площадки, иногда покрытые морской. Площадка заканчивается *бороздой сглаживания*, выше которой склоны долины не несут следов ледниковой обработки (рис. 115).

Рис. 115. Поперечный профиль трога:
Д — дно долины; П — плечи трога



Существуют разные точки зрения на происхождение плеч трога: одни считают, что это остатки склонов речных долин, ниже которых (плеч) они были углублены и получили большую крутизну в результате экзарационной работы ледника, другие — что это остатки днищ более древних трогов, по мнению третьих, плечи трога — это результат интенсивных нивальных процессов, происходящих на контакте льда со склонами долины и обуславливающих подрезание и отступление склонов, расположенных выше поверхности ледника.

Нет единой точки зрения относительно образования и троговых долин. Участие ледника в формировании троговой долины не подлежит сомнению, однако его роль в этом процессе трактуется неоднозначно. 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 с другом свидетельствует в пользу точки зрения первой группы исследователей. Так, если в типичных речных системах все долины притоков соединяются с главной рекой на одном с ней уровне (в условиях однородных или сходных по устойчивости

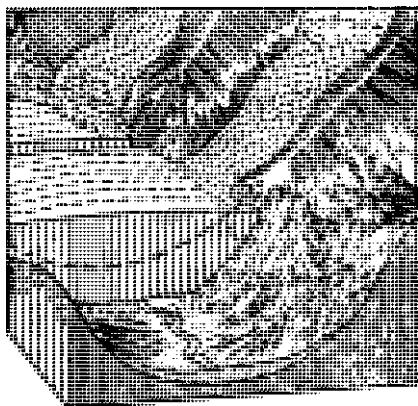


Рис. 116. Висячая боковая долина трога и устьевая ступень (по В. Девису)

горных пород), то в трогах боковые долины обычно являются “висячими”. Они открываются в главную долину высоко над ее уровнем, на склонах долины. Боковые долины часто также являются трогами (рис. 116). Крутой уступ, отделяющий главную долину от боковой, с которого приток низвергается водопадом или каскадом, называется *устье-*

вой 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. Однако существуют и другие точки зрения на образование висячих долин и уступов в верховьях трогов.

Характерная черта троговых долин — *холмисто-западинный рельеф их днщ*, возникновение которого обусловлено неравномерным отложением *основной морены*, а также наличием нескольких зон конечно-моренных образований. На склонах трога часто наблюдаются так называемые *террасы оседания*, представляющие собой сохранившиеся в рельефе *боковые морены ледников*, заполнявших долины. Моренные террасы оседания, протягивающиеся вдоль склонов трогов так же, как и их плечи, по внешнему облику напоминают речные террасы и являются разновидностями псевдо-террас.

Все 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 поперечного профиля трогов конусы осыпей, а также конусы выносов временных водотоков и лавин, образующиеся у подножия их крутых склонов. Эти гравитационные процессы могут

придать корытообразный профиль и тем речным долинам, которые не подвергались воздействию ледника.

Несомый ледником материал откладывается (аккумулируется) там, где преобладает абляция. У активных (наступающих) ледников за счет *донной, срединной, боковой и внутренних морен* образуется *конечная морена*. Она имеет вид гряды, повторяющей в плане очертания края ледника. При интенсивном таянии и отступании ледника образуется несколько конечных морен, маркирующих ту или иную задержку в отступании края ледника. При этом обнажается дно трога, покрытое донной мореной, на которую проецируется *абляционная морена*, образующаяся из боковой, срединной и внутренней морен при таянии ледника. Возникает *холмисто-западинный рельеф основной морены*. Особый тип накопления образуют так называемые *напорные морены*. Они возникают при интенсивном наступании ледников после их временного отступления. Ледник, наступая на отложенную им ранее конечную морену, деформирует ее, двигая впереди себя. При значительном давлении ледник может оторвать выступающие блоки коренных пород, залегающих под мореной, и нагромоздить их вместе с деформируемым моренным материалом. В результате образуются высокие (десятки метров) валы, в вертикальном разрезе которых можно наблюдать складчатость, перемятость отложений. Такие нарушения называются *гляциодислокациями*.

Конечно-моренные гряды часто служат естественными плотинами, выше которых (если край ледника несколько отступил) располагаются озера с резкими колебаниями уровня, обусловленными интенсивностью таяния снега и льда или ливневыми дождями в верхней части долины. Если поступающая вода не успевает фильтроваться через конечно-моренную гряду, уровень озера начинает повышаться. При прорыве плотины и размыве слагающего ее рыхлого обломочного материала возникает сель. Сели подобного типа — очень частое явление в горах. Такой сель возник 15 июня 1973 г. в верховьях р. Малая Алмаатинка, когда озеро у края ледника Туюксу прорвало конечно-моренную гряду. Сель двинулся на Алма-Ату. Мощность селя была очень велика. Только благодаря возведенной в 1968 г. селезащитной плотине в урочище Медео сель был задержан и город не пострадал.

В эпоху плейстоценовых оледенений, вызванных похолоданием климата, интенсивность горного оледенения сильно возрастала. Некоторые долинные ледники выходили за пределы гор, концы их расширялись, они принимали *булавовидный облик*. В результате осцилляции края ледника образовывалась система конечно-моренных гряд, понижения перед которыми после таяния ледника

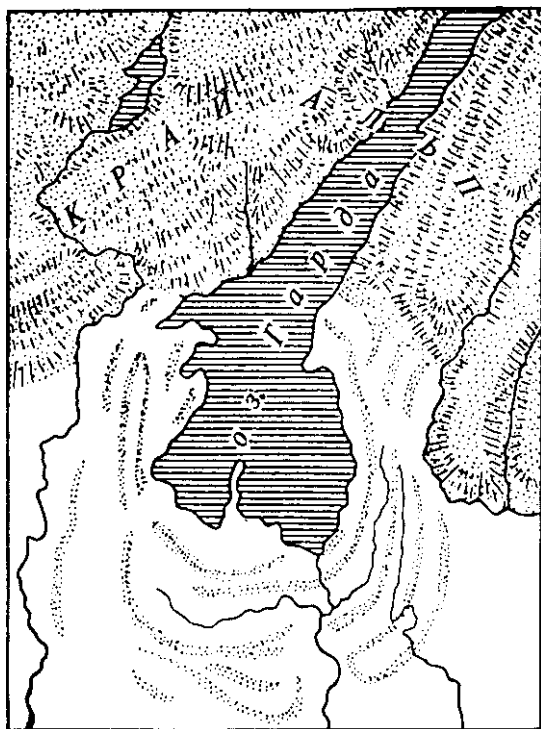


Рис. 117. Моренный амфитеатр оз. Гарда (по Кейзеру)

в некоторых случаях оказались заняты озерами. Так возникли Цюрихское, Фирвальдштетское и другие озера на северном склоне Альп, озера Гарда, Комо, Маджоре у южного склона (рис. 117).

При таянии ледника возникают водные потоки, которые также выполняют определенную геоморфологическую работу. Эти потоки названы *флювиогляциальными*¹. Они наблюдаются на поверхности ледника, внутри или под ледником, несут много обломочного материала и отлагают его либо у края ледника, либо в тех каналах, по которым текут.

При отступании ледника водно-ледниковые аккумулятивные образования, возникшие на его поверхности или в толще льда, проецируются на донную морену. Отложения водно-ледникового материала и конечной морены могут занимать большие пространства, особенно при покровном оледенении. За счет стока талых ледниковых вод горных ледников образуются *флювиогляциальные террасы*, которые (если их проследивать вверх по долине) соче-

¹ От *лат.* fluvius — река, поток и glacies — лед.

няются с определенными, соответствующими им по возрасту, стадияльным конечными моренами. Отложения террас образуются за счет размыва и переотложения морен.

В горах, вершины которых поднимаются выше снеговой границы, наряду с экзарационной работой льда протекает процесс *альтипланизации*¹ — вершинного нивального выравнивания. Совокупность действия *нивации*, *солифлюкции* и *гравитационных процессов* при определенных тектонических условиях обуславливает выравнивание вершин и образование на склонах *ступенчатого рельефа нагорных террас* (рис. 118). Нагорные террасы — площадки размером от нескольких метров до нескольких километров, ограниченные крутыми уступами высотой от одного до нескольких десятков метров. Площадкам свойствен слабый наклон, они покрыты глыбами, щебнем и мелкоземом, а образуются 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) абсолютная высота большинства вершин не превышает некоторого определенного уровня. Полагают, что нивальные процессы и процессы выветривания ставят предел росту горных вершин, который называют *верхним уровнем денудации*, или *уровнем вершин*. Предельный рост гор в высоту, т.е. положение верхнего уровня денудации, зависит от следующих факторов: 1) скорости тектонического поднятия, 2) климата, определяющего “набор” и интенсивность денудационных процессов, 3) стойкости слагающих горных пород.

Рельеф областей покровных плейстоценовых оледенений

Покровные ледники, в отличие от горных, занимают целые острова и континенты. Из-за большой мощности (в Гренландии более 3 км и в Антарктиде 4 км) на их распространение и характер поверхности подледниковый рельеф в центральных частях покровов не оказывает существенного влияния. Поверхность покровных ледников, как правило, плоско-выпуклая, в виде щита (рис. 119). Покровные ледники распространены в арктическом и антарктическом климатических поясах, где снеговая граница опускается до уровня моря или находится немного выше его. Движение покровных ледников происходит радиально, за счет растекания льда

¹ От *лат.* *altus* — высокий: *plano* — выравнивание.

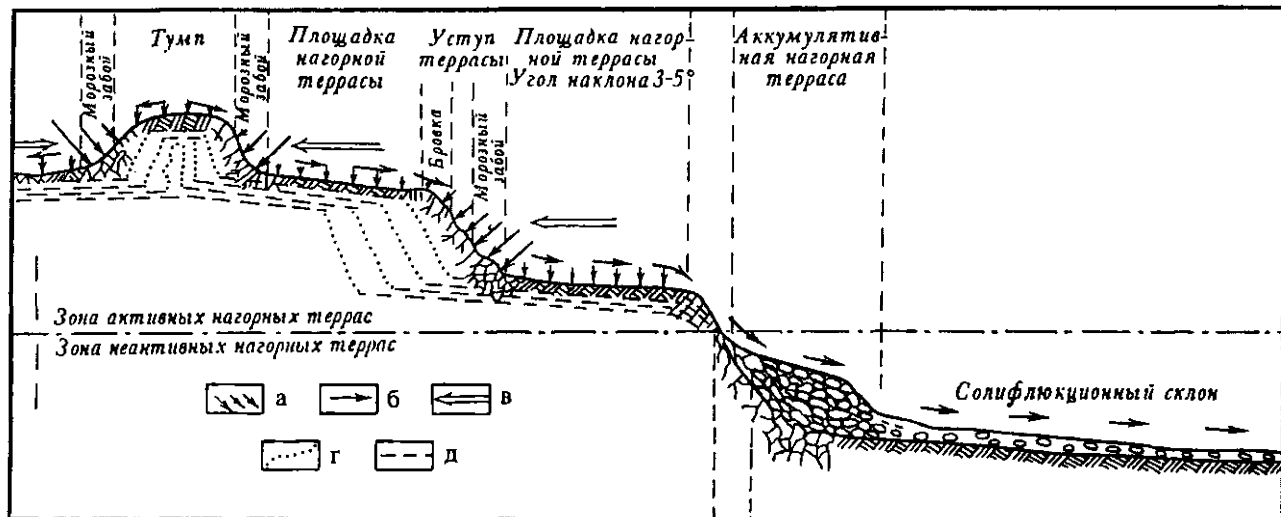


Рис. 118. Схема образования нагорных террас (по С.Г. Бочу и И.И. Краснову):

а — морозное выветривание (размер стрелок указывает на различную интенсивность процесса); *б* — солифлюкционный перенос рыхлых продуктов выветривания; *в* — направление отступления уступов нагорных террас; *г* — последовательные стадии отступления нагорной террасы; *д* — последовательные стадии снижения площадок нагорных террас под воздействием морозного выветривания и солифлюкционного сноса

Рис. 119. Ледниковый покров

Гренландии:

I — план; II — профиль
по линии А—В (по И. Марцинеку)

от центра щита к периферии, в связи с разницей давления. Динамика покровного ледника в несколько идеализированном виде представлена на рис. 120. В центральной части располагается область питания, где ежегодный расход на таяние меньше, чем количество выпадающих осадков. Следствием этого является увеличение мощности ледникового покрова. По мере удаления от области питания абляция увеличивается, мощность льда становится меньше, краевые части ледника начинают приспособляться к подледному рельефу, как это происходит в юго-восточной части Гренландии. В зависимости от соотношения приходной и расходной частей баланса ледника его край не остается в стационарном положении, осциллирует.

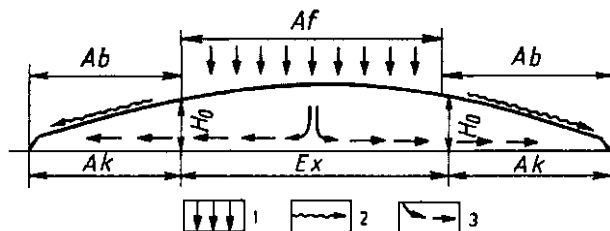
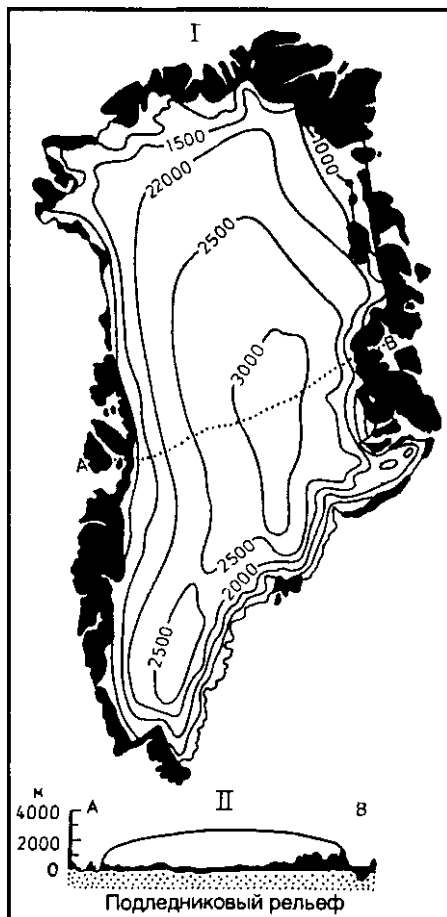


Рис. 120. Схема динамики ледникового щита (по Е.В. Шанцеру):

АГ — область питания ледника; Ab — область абляции; Ex — зона экзарации; Ak — зона ледниковой аккумуляции; H_0 — максимальная мощность льда, при которой возможно подледное накопление основной морены; 1 — приход снежных осадков; 2 — поверхностное стаивание; 3 — движение льда

Поверхность ледников обычно разбита трещинами, возникающими по разным причинам: влияние рельефа подледникового ложа, различная скорость движения отдельных частей ледника и др. Трещины затем расширяются и углубляются под действием талых ледниковых вод, возникающих на поверхности ледника летом. Так возникают надледниковые каналы, достигающие глубины в десятки и даже сотни метров. За счет талых вод образуются внутриледниковые и подледниковые каналы, или тоннели, в которых вода находится под большим давлением и, двигаясь под напором, производит большую эрозионно-аккумулятивную работу. В областях распространения покровных оледенений (в частности, в Антарктиде) встречаются значительные по площади подледниковые озера.

В течение четвертичного времени площадь покровного оледенения неоднократно значительно расширялась. Льды покрывали огромные пространства на территории Северной Америки и Евразии. Во время максимума распространения четвертичного оледенения оно покрывало более 40 млн км² (около 30% площади суши), т.е. почти в три раза превышало площадь современного оледенения.

В настоящее время на территории Восточно-Европейской равнины выделяют не менее шести оледенений (снизу вверх): *донское, окское, днепровское, московское, калининское, осташковское*; соответственно пять межледниковий: *беловежское (мучапское), лихвинское, одинцовское (рославльское), микулинское, молодого-шекснинское*. Это наиболее принятая, но не единственная точка зрения о палеогеографических событиях четвертичного периода на территории Восточно-Европейской равнины. До настоящего времени нет единого мнения ни о числе четвертичных оледенений, ни о границах их распространения, ни о названиях ледниковых и межледниковых эпох, что видно из табл. 1 и из сравнения рис. 121 и 122.

До сих пор идут, например, споры о том, было ли калининское оледенение, а среди признающих два позднеплейстоценовых оледенения — какое из них (калининское или осташковское) было больше по площади. Среди исследователей нет единого мнения ни о числе среднеплейстоценовых оледенений, ни о том, было ли московское оледенение самостоятельным или это стадия днепровского оледенения. Остается спорным вопрос, какое из среднечетвертичных оледенений было максимальным.

Следует, однако, отметить, что в последние годы появились достаточно убедительные данные, свидетельствующие о том, что и в среднем, и в позднем плейстоцене территория Восточно-Европейской равнины дважды подвергалась покровным оледенениям, а максимальными среди них были калининское (поздний плейстоцен) и днепровское (средний плейстоцен) оледенения.

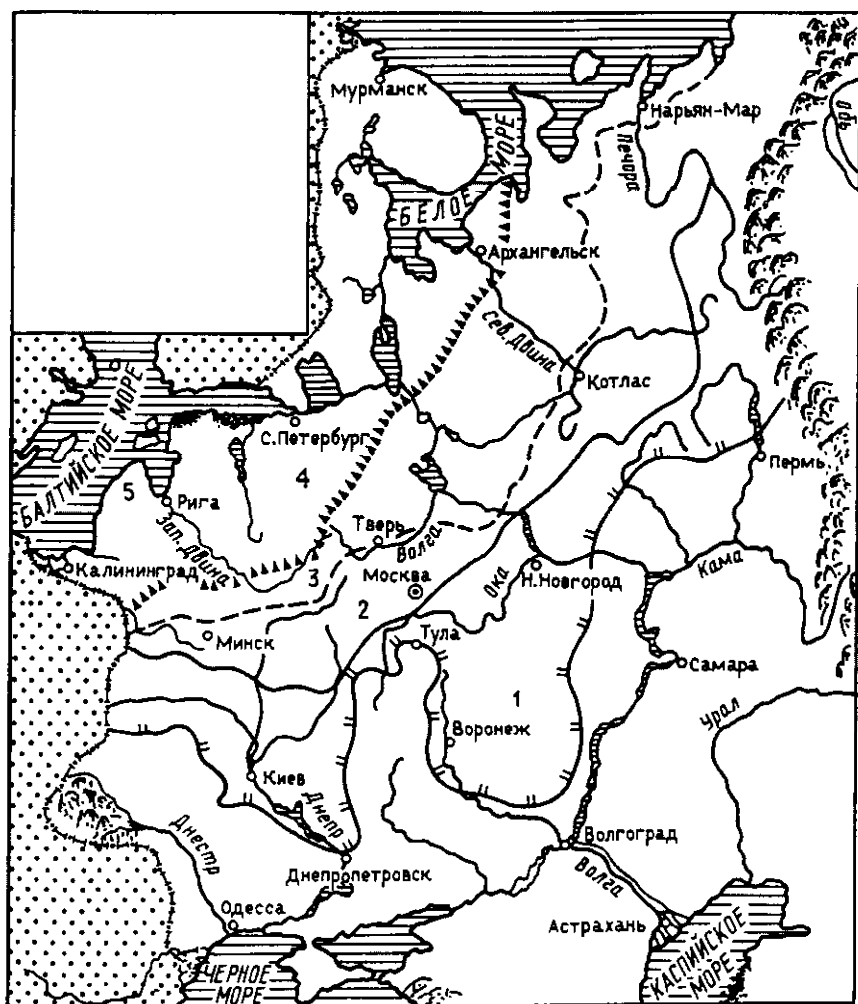


Рис. 121. Распространение четвертичных оледенений в пределах европейской части России. Границы оледенений:

1 — днепровского; 2 — московского; 3 — ранневалдайского; 4 — поздневалдайского (по Н.В. Короновскому)

Таблица 1

**Стратиграфические схемы четвертичной системы Восточно-Европейской равнины
по данным разных авторов (ледниковые этапы затемнены)**

Четвертичная	Система	Региональная схема европейской части СССР, МСК ¹ , 1964 г.		И.И. Краснов, Е.П. Заррина, 1986 г.		Схема II МСС ² С.Л. Бреслав, А.А. Величко, С.М. Шик и др., 1986 г.		С.М. Шик, 1993 г. (с небольшими сокращениями)		А.А. Величко, В.В. Писарева, М.А. Фаустова, 2002 г.			
	Верхний			Горизонты								Палеогеографические события <i>среднего плейстоцена</i> Восточно-Европейской равнины	
		Современный		Голоценовый		Голоценовый		Голоценовый					
		Валдайский	Осташковский	Валдайский	Осташковский	Валдайский	Осташковский	Осташковский					
			Молого-Шекснинский		Ленинградский		Мончаловский	Мончаловский					
			Калининский		Подпорожский		Калининский	Калининский					
	Микулинский	Микулинский	Микулинский	Микулинский	Микулинский	Средний плейстоцен Днепропсковое оледенение Потепление Похолодание Межледниковье (Каменское) Первый ледниковый этап (Печерский) Лихвинское межледниковье							
	Средний	Московский	Московский (Сожский)	Подмосковный	Московский			Московский					
		Одинцовский (Рославльский)	Шкловский		?			"Большой лихвин" Лихвин S.S. ³ Смоленский брод					
		Днепровский	Днепровский										
		Лихвинский	Лихвинский		Лихвинский								
Нижний	Окский	Окский (Березинский)	Окский	Окский									
	Беловежский	Беловежский (Мучапский)	Мучапский	Мучапский									

Окончание табл. 1

Система	Отдел	Региональная схема европейской части СССР, МСК ¹ , 1964 г.	И.И. Краснов, Е.П. Заррина, 1986 г.	Схема П МСС ² С.Л. Бреслав, А.А. Величко, С.М. Шик и др., 1986 г.	С.М. Шик, 1993 г. (с небольшими сокращениями)	А.А. Величко, В.В. Писарева, М.А. Фаустова, 2002 г.
		Беловежский	Довской (ледниковый)	Довской	Довской	
			Ильинский	Ильинский	Ильинский	
			Покровский (ледниковый)	Покровский	Покровский	
			Михайловский (Петропавловский)	Петропавловский	Петропавловский	

¹ МСК — межведомственный стратиграфический комитет.² МСС — межведомственное стратиграфическое совещание.³ S.S. — истинный лихвин.

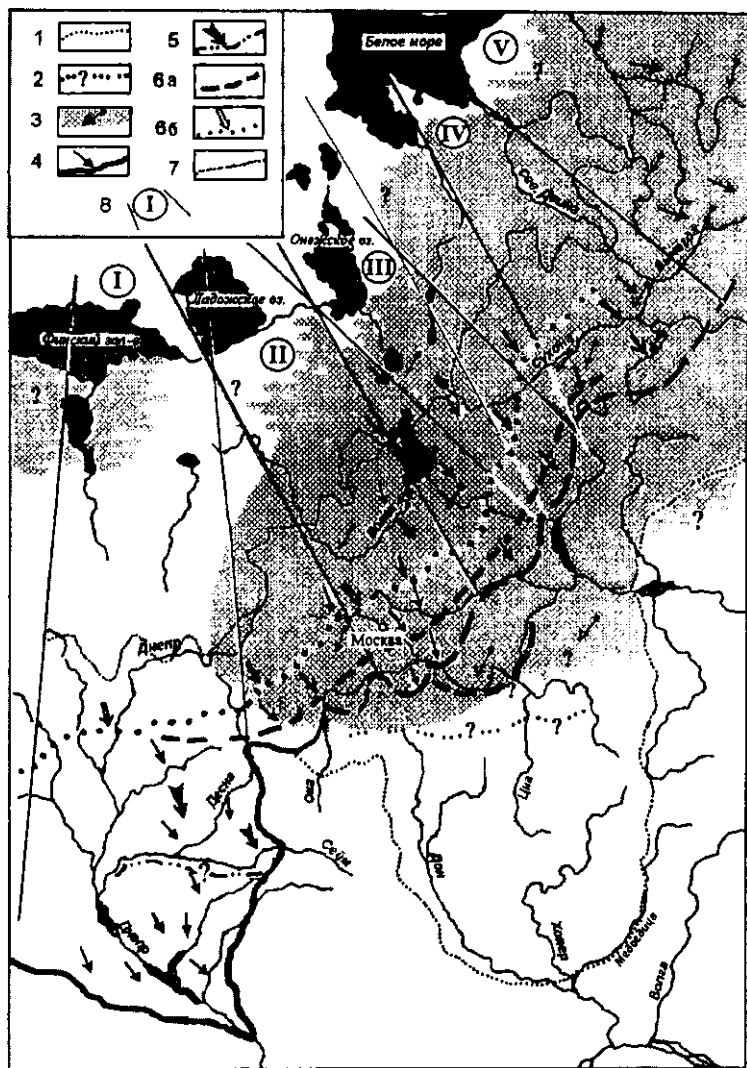


Рис. 122. Распространение плейстоценовых ледниковых покровов на территории Восточно-Европейской равнины

(по А.А. Величко, В.В. Писаревой, М.А. Фаустовой, Ю.Н. Грибченко, 2002):

1 — граница донского оледенения; 2 — предполагаемая граница окского оледенения; 3 — предполагаемая область распространения печорского оледенения, границы стадий днепровского оледенения; 4 — максимальной стадии, 5 — предполагаемая граница раннеднепровской стадии; 6 — границы московской стадии оледенения (а — бронницкой максимальной, по В.В. Писаревой, М.А. Фаустовой, б — икшинской, по Ю.Н. Грибченко); 7 — граница валдайского оледенения; 8 — питающие провинции и конусы разноса эрратических пород ледниковыми потоками максимальной стадии днепровского оледенения: I — балтийско-ладожская, II — ладожско-онегская, III — прионежская, IV — беломорская, V — кольская

Рассмотрим несколько других дискуссионных вопросов, касающихся четвертичных оледенений на территории Восточно-Европейской равнины. Так, нет аргументированного объяснения существования печорского покровного ледника в восточной части равнины и отсутствия его в западной (см. рис. 122). Нет обоснования далеко продвинувшегося на юг (до устьев рек Хопер и Медведица) донского ледника и отсутствия одновозрастных ледниковых отложений в пределах Днепровской низменности (см. рис. 122). Исходя из того, что Восточно-Европейская равнина располагается в зоне западного переноса воздушных масс (а с ними и влаги с Атлантики), в западной части равнины условия для возникновения и распространения на юг ледников были более благоприятны, чем в восточной части, о чем свидетельствуют границы всех последующих средне- и позднечетвертичных оледенений.

В соответствии с приведенной выше идеализированной схемой динамики ледникового щита (рис. 120), в областях древнего покровного оледенения устанавливалась определенная зональность геоморфологических процессов, черты которой находят отражение в современном рельефе территорий. Довольно четко выделяются зона преобладающей ледниковой денудации (экзарации, от лат. *exaratio* — выпаживание) и зона преобладающей ледниковой аккумуляции. Употребление слова “преобладающий” не случайно, так как в области денудации встречаются и аккумулятивные формы, так же как в области аккумуляции — денудационные (рис. 123).

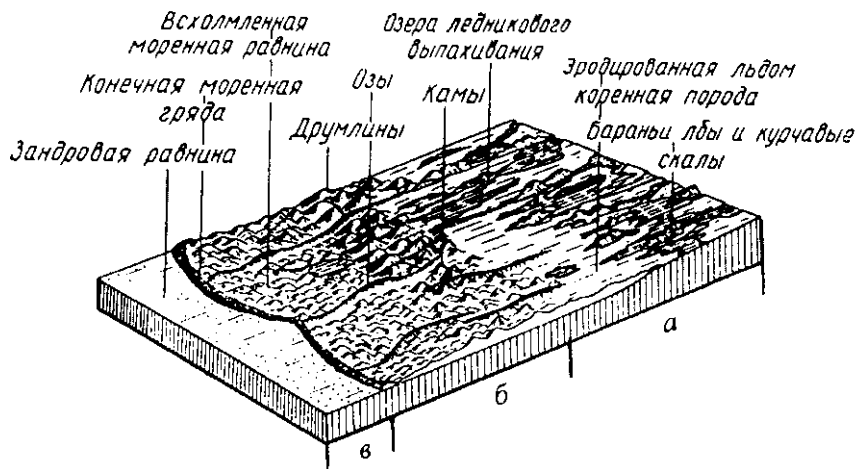


Рис. 123. Схема соотношения ледникового и водноледникового рельефа.

Области: а — преобладающей ледниковой денудации; б — преобладающей ледниковой аккумуляции; в — перигляциальная

Ниже дана краткая характеристика строения названных зон на примере восточноевропейской части европейского ледникового покрова.

Зона преобладающей ледниковой денудации. Для древнего ледникового покрова зоной преобладающей ледниковой денудации была Фенноскандия. 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 интенсивной ледниковой обработке. Из денудационных форм рельефа прежде всего следует отметить *скалистые гряды* с ледниковой обработкой, так называемые *сельги* и вытянутые параллельно им *ванны выпаживания*, в настоящее время занятые озерами или болотами (приложение 18). Озер особенно много, за что Финляндию и Карелию называют “странами тысяч озер”.

К более мелким денудационным формам с ледниковой обработкой относятся описанные выше бараньи лбы, скопление которых образует рельеф “*курчавых скал*”. На склонах гряд и бараньих лбов выделяются *ледниковые “шрамы”* — царапины, по направлениям которых можно судить о направлении движения ледника. С направлением движения ледника совпадает ориентировка многих гряд и разделяющих их ванн выпаживания.

Специфична морфология речных долин области преобладающего ледового сноса. Они, как правило, неглубоко врезаны, имеют невыработанный продольный профиль, на них много порогов и быстрин, но отсутствуют более или менее значительные водопады (следствие сглаживающей работы ледника). В плане речные долины имеют четковидное строение, многие из них являются протоками, соединяющими соседние озера.

Морфологический анализ ледникового рельефа в области преобладания ледниковой денудации позволяет выделить *центральноледниковую зону* с относительно слабой экзарационной деятельностью (низменные и возвышенные равнины, примыкающие к северной части Ботнического залива) и *зону интенсивной экзарации*, приуроченную к склонам ледниковых щитов (южная и юго-восточная части Финляндии и Карелия).

В пределах описываемой области имеются и аккумулятивные формы. Примером таких аккумулятивных ледниковых и водноледниковых образований являются хорошо выраженные две, местами три *параллельные гряды краевых ледниковых образований* в южной части Финляндии, протягивающиеся на расстоянии около 300 км. Эти Северная и Южная Сальпаусселькя гряды сложены

ледниковыми и водно-ледниковыми отложениями и выражены в рельефе в виде асимметричных плосковершинных возвышенностей с относительными высотами 80 м и более. Абсолютные высоты гряд колеблются от 100 до 220 м. Высокие краевые образования оказали подпруживающее влияние на поверхностный сток, направленный к югу. С этим в значительной мере связано большое количество озер севернее Сальпаусселькя и небольшое их число — южнее. Образовались гряды во время последней задержки валдайского ледникового покрова незадолго до его полного исчезновения (примерно 10 тыс. лет тому назад).

К северу, а местами и к югу от этой гряды часто встречаются узкие, похожие на железнодорожные насыпи прямолинейные или извилистые *озовые гряды*. Они протягиваются на десятки, а с перерывами до сотни километров при ширине от нескольких десятков до 150 м и более. Высота озов достигает 50, редко 100 м, углы наклона склонов 30° и более. Озы, направление которых совпадает с направлением движения ледника, называют радиальными, озы, параллельные фронту ледника, — поперечными или маргинальными (рис. 124). Последние характеризуются большой шириной и мощностью и часто трудно отличимы от конечных морен. Интересно, что расположение озов совершенно не зависит от совре-

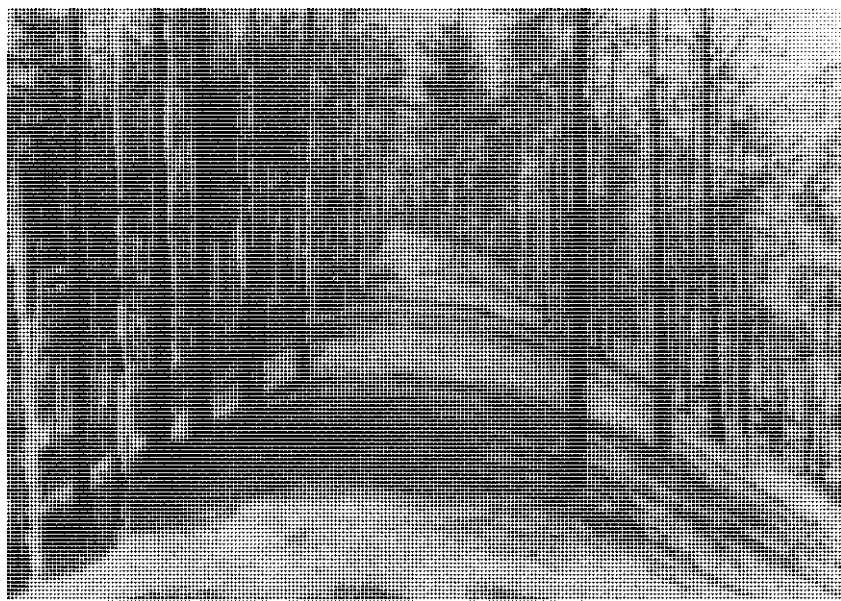


Рис. 124. Прямолинейный оз

менного рельефа. Они могут пересекать селги, перегораживать озера и т.д. Озы рассматривают как аккумулятивные формы флювиогляциального происхождения. Об этом свидетельствует слагающий их материал, представленный косослоистыми песками с гравием и галькой, часто встречаются скопления валунов. Происхождение озов выяснено еще недостаточно. Согласно одним взглядам, большинство радиальных и часть поперечных озов — отложения потоков, текших в трещинах ледника, внутри ледника или под ним. После таяния ледника скопившийся в русле потоков материал проектировался на поверхность подледникового ложа. Согласно другим взглядам, озы — это дельтовые выносы ледниковых потоков, которые последовательно наращивались по мере отступления края ледника. При длительных остановках ледника дельты смежных потоков могли сливаться, так возникли маргинальные озы. В современных ледниках нет типичных примеров образования озов. По данным С.В. Калесника, озоподобные тела наблюдаются у края ледника Маляспина и в Норвегии, где они связаны с выходами подледниковых потоков.

Озы используются для добычи строительных материалов, прокладки дорог по их наиболее возвышенным частям, поскольку зачастую только озы могут быть использованы для этих целей в лабиринте озер и болот, занимающих едва ли не большую часть территории Финляндии.

Зона преобладающей ледниковой аккумуляции приурочена к нижней части склонов ледниковых щитов и их сниженным краевым частям.

Отражение рельефообразующей деятельности древних ледниковых покровов в современном рельефе этой зоны различно в связи с длительностью переработки ледникового рельефа другими экзогенными процессами, с одной стороны, и воздействием последующих оледенений — с другой. Отсюда следует, что чем моложе покровное оледенение, тем лучше сохранился сформированный им рельеф.

Специфика деятельности наиболее древних плейстоценовых ледниковых покровов, например окского, заключалась в том, что он наступал на сильно расчлененную доледниковую поверхность северо-западной части Восточно-Европейской равнины. Это повлияло на направление и скорость движения льда и водно-ледниковых потоков. В эпоху наступания такой ледник даже в краевых частях производил значительную разрушительную работу, углубляя существовавшие в рельефе понижения, в которых экзарационная деятельность ледника была более значительной в связи с большей мощностью льда и более рыхлым материалом, слагаю-

щим понижения. В результате были сформированы глубокие долинообразные понижения, ложе которых располагается на десятки и даже сотни метров ниже современного уровня моря. Так, ложе Днепровско-Двинской ложбины ледникового выпахивания на территории Белоруссии наблюдается на отметках от -44 до -128 м, а Нарвско-Неманской — от -80 до -140 м. В преобразовании ложа ледника важную роль играли талые воды. Накапливаясь в понижениях ложа, часто наследующих доледниковые долины, они могли создавать глубокие эрозионные понижения. Этому способствовал огромный гидростатический напор. По-видимому, особенно благоприятные условия для водной эрозии создавались перед выступами коренного ложа, обращенными против движения льда. Этот вывод напрашивается в связи с приуроченностью наиболее глубоких и протяженных долинообразных понижений к подножию *глинта*¹ (предглинтовая ложбина), уступу карбонового плато (Привалдайская ложбина), северному склону Клинско-Дмитровской возвышенности (Главная Верхневолжская ложбина). Дно ложбин располагается на отметках от -100 до -150 м, а протяженность достигает сотен километров.

С деятельностью *реннеплейстоценовых оледенений*, согласно А.А. Асееву, связано образование значительной части *гляциодислокаций*², *отторженцев*³ и некоторых *аккумулятивных форм на междуречьях*, которые в той или иной степени находят отражение и в современном рельефе, особенно в Белоруссии и странах Балтики, где мощность только окской морены достигает 50—60 м.

С эпохой деградации ледников связано заполнение ранее выработанных эрозионно-экзарационных долинообразных понижений и нивелировка глубоко расчлененного доледникового рельефа. Поэтому днепровский ледник наступал на более сглаженный рельеф, чем тот, который существовал в начале плейстоцена.

Днепровская ледниковая эпоха была эпохой максимального оледенения. Край ледника спускался далеко на юг по долинам Днепра и (возможно) Дона. Аккумулятивный рельеф днепровского оледенения в современном рельефе выражен слабо. Это связано с тем, что зона наиболее интенсивного аккумулятивного рельефо-

¹ Глинт — протяженный крутой обрыв структурного плато, возникший в результате денудации (например, Балтийско-Ладожский известняковый глинт, протягивающийся от побережья Балтийского моря до южного берега Ладожского озера).

² Гляциодислокации — нарушение залегания горных пород под давлением ледника (складки, небольшие надвиги и др.).

³ Отторженец — глыба горных пород размером от нескольких метров до сотен метров, перенесенная ледником на десятки и сотни километров от места коренного залегания горной породы.

образования днепровского ледникового покрова совпадала с периферией московского и валдайского оледенений, отложения которых маскируют аккумулятивный рельеф днепровского возраста, в том числе многочисленные гляциодислокации и отторженцы, созданные в днепровское время. Южнее, в периферической части днепровского оледенения, аккумулятивные формы редки. В качестве следов его существования здесь сохранились валунные суглинки основной морены. Только на склонах благоприятно ориентированных или сужающихся к югу долин возникали крупные гляциодислокации и морены напора (Каневские, Сешинские дислокации и др.). При таянии ледника первоначально обнажались возвышенности, на поверхности которых возникали сезонные разливы вод или озера. В них отлагался тонкий материал, давший начало так называемым покровным лёссовидным суглинкам, кроющим днепровскую морену. В дальнейшем мертвый лед распался на отдельные глыбы, талые воды собирались в протавившие древние долины — формировались *долинные зандры*. На обширных плоских низменностях формировались *флювиогляциальные зандровые равнины* (от *исл.* sand — песок).

Значительно лучше сохранились следы предпоследнего — *московского оледенения*, южная граница которого проходила в окрестностях Москвы. Здесь наблюдается холмисто-западинный рельеф основной морены, почти сплошной покров ледниковых отложений, ряд конечно-моренных образований, основной пояс которых охватывает широкую полосу от Белорусской возвышенности на западе до возвышенностей в верховьях Вычегды на северо-востоке. В центре эта зона соответствует Смоленско-Московской возвышенности. Краевые образования морфологически и генетически очень разнородны, что свидетельствует о смене гляциодинамических условий во времени, связанных с рельефом коренного ложа. Цепи холмов и гряд то дугообразно выгибаются по прилегающим понижениям, то расходятся, то сливаются вновь. В их формировании принимали участие и активный, и “мертвый” лед, о чем свидетельствуют напорные и аккумулятивные конечные морены, озы и камы. *Камами* называют холмы высотой от 2—5 до 30 м и более, сложенные слоистыми флювиогляциальными или лимногляциальными отложениями. Холмы имеют вид округлых конусовидных куполов, часто с плоскими вершинами. Склоны холмов обычно крутые — до 15° и более. Считают, что камы по генезису близки к озам, но образовались в расширениях внутриледниковых и подледниковых потоков. Согласно другой точке зрения, камы сформировались на месте бывших надледниковых или подледниковых озер (*лимнокамы* — от *греч.* limpē — озеро). В обоих случаях, как полагают многие исследователи, формиро-

вание камов происходило в условиях *дегляциации*, т.е. распада и таяния ледников, когда образовывались обширные участки “мертвого” (потерявшего способность к движению) льда (рис. 125).



Рис. 125. Камы Северной Карелии (Фото Г.С. Биске)

Там, где ледник достигал обширных плоских понижений со свободным стоком в дистальном направлении, у его края формировались *зандровые равнины* (Припятское полесье, Средневожская низменность). Там, где сток был затруднен, возникали *приледниковые озера* (бассейн Северной Двины, Печоры) или же *обходные ложбины стока талых вод* (на северных склонах Средне-Русской возвышенности, Северных Увалов).

Отступление ледника сопровождалось омертвением его периферии и формированием *напорных и насыпных конечно-моренных гряд* на контакте активного и мертвого льда (рис. 126, приложение 21).

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 называется *холмисто-западинный моренный* (приложение 20). Довольно многочисленны озера, приуроченные к западинам. Много конечно-моренных образований, фиксирую-

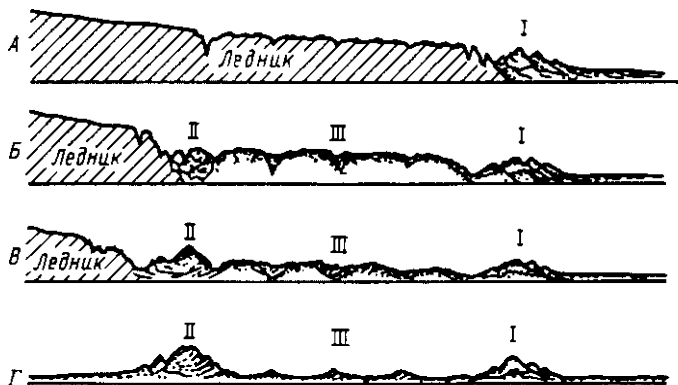


Рис. 126. Схема последовательности формирования краевых ледниковых образований (по В. Гудялису):

А — образование фронтальных отложений конечных морен (I) у края активного ледника; Б — превращение краевой зоны ледника (III) в поле мертвого льда, прекращение образования I гряды конечных морен и начало формирования II гряды конечных морен вдоль границы активного и мертвого льда; В — окончательное формирование II гряды конечных морен и дальнейшее таяние мертвого льда (III); Г — окончательное оформление краевых ледниковых образований в связи с растаиванием мертвого льда и проявлением термокарстовых и солифлюкционно-делювиальных процессов; фронтальные ледниковые образования I и II почти одновременные, т.е. после прекращения формирования I гряды сразу начинается образование II. Рельеф зафронтальной части (III) по возрасту значительно моложе I и II гряд конечных морен

ших стадии отступления ледника. В северной части описываемой области (в окрестностях Санкт-Петербурга и в Эстонии) сохранился своеобразный друмлинный ландшафт (приложение 19). Друмлинами называют вытянутые длиной от нескольких сотен метров до 2—3 км асимметричные продолговатые холмы, ширина которых колеблется от 100—150 до 400 м, а высота — от 5 до 45 м. Длинные оси друмлинов расположены в направлении движения льда; крутыми у друмлинов могут быть как склоны, обращенные в сторону движения ледника (чаще), так и противоположные (дистальные). Друмлины сложены моренным материалом. Предполагают, что их образование связано с заполнением обломками трещин в краевой части ледника и последующим проецированием этих скоплений на поверхность основной морены. В некоторых случаях в друмлинах вскрывается ядро из коренных пород, поэтому возможно, что механизм их образования подобен формированию напорных морен: ледник останавливался перед выступом коренных пород или древних ледниковых отложений и сгружал моренный материал перед препятствием и за ним.

Петрографический состав аккумулятивных форм валдайского оледенения в пределах Восточно-Европейской равнины позволяет

сделать вывод, что слагающий их материал был принесен из двух областей питания: Шведско-Финско-Карельской и Баренцево-морской. Морфологически единый ледниковый покров из-за неровности подледного рельефа делился на потоки и лопасти, обычно приуроченные к понижениям предвалдайского рельефа. Ледниковые потоки и лопасти очерчены краевыми образованиями, фиксирующими этапы их дегляциации. Повсеместно наблюдается сочетание краевых форм активного и мертвого льда. Первые представлены дугами напорных и насыпных конечно-моренных гряд, котловинами ледникового выпахивания, гляциодислокациями и отторженцами. Среди вторых преобладают озы, камы, в том числе *лимногляциальные* (холмы и массивы с плоской вершиной, сложенные мелко- и тонкозернистыми озерно-ледниковыми отложениями; их формирование происходило в проталинах, окруженных полями мертвого льда).

В связи с преобладающим уклоном предледниковой поверхности на север и северо-запад у края валдайского ледника в ряде мест возникали приледниковые озера (в Прибалтике, в бассейнах Северной Двины и Печоры).

После исчезновения ледниковых покровов ледниковый рельеф подвергся и продолжает подвергаться переработке главным образом склоновыми и флювиальными процессами. Происходит сглаживание первичноледникового рельефа: выполаживание склонов моренных холмов, заполнение моренных западин, зарастание озер и превращение их в болота, расчленение моренной равнины эрозионной сетью. На месте *первичноледникового рельефа* возникают *вторичные моренные и моренно-эрозионные равнины*.

Глубина переработки моренного рельефа проявляется не только в изменении ледниковых форм, но и в морфологии речных долин. Так, в пределах Финляндии, территория которой освободилась из-под ледника примерно 10 тыс. лет тому назад, реки, как было сказано выше, слабо врезаны, 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, в речных долинах отмечаются одна-две террасы. В зонах аккумуляции более древнего московского оледенения для речной сети характерны зрелые долины со значительным числом террас, ледниковый рельеф во многих местах сильно переработан последующими процессами. В области распространения еще более древнего днепровского оледенения ледниковый рельеф переработан полностью, здесь сформировалась *эрозионно-денудационная равнина*.

Рельеф перигляциальных областей

Под *перигляциальной зоной* (от греч. *peri* — возле, около и лат. *glacies* — лед) в первоначальном смысле понимали полосу суши, непосредственно примыкающую к ледниковым покровам, характеризующуюся специфическим климатом и процессами рельефообразования, связанными в той или иной степени с деятельностью ледника. Со временем, однако, объем понятия расширился, ограничение близостью к ледниковому краю исчезло, и термин стал прилагаться ко всем районам, природные условия которых определяются экстремально холодным климатом, обуславливающим специфику рельефообразующих процессов.

В перигляциальной зоне создавались формы рельефа, связанные с деятельностью талых вод, растекавшихся от края ледника. На деятельность этих вод большое влияние оказывал приледниковый рельеф: при уклоне поверхности в направлении от ледника и выровненности рельефа сток был свободным. Блуждая около края ледника, талые воды формировали *водораздельные зандры*. Удаляясь от ледника, они концентрировались в более или менее значительные потоки, часто наследовали не полностью погребенные доледниковые речные долины и формировали *долинные зандры*, остатки которых в современном рельефе представлены террасами речных долин. Поверхности зандровых равнин могут быть плоскими, слегка волнистыми, за счет слияния распластанных конусов выноса, или холмисто-западинными, если приносимый водными потоками материал отлагался поверх еще не совсем растаявших глыб мертвого льда. По мере таяния погребенного льда на поверхности возникали просадочные понижения. Зандры сложены галечниками, гравием, песками — продуктами перемыва морен.

В пределах перигляциальной зоны широко распространены *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, текущими перпендикулярно краю ледника, другие — текущими параллельно его краю. 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 в настоящее время заняты Вислой, Одрой, Эльбой и другими более мелкими реками (рис. 127). Ложбины стока выполнены мощными толщами флювиогляциальных песков и галечников.

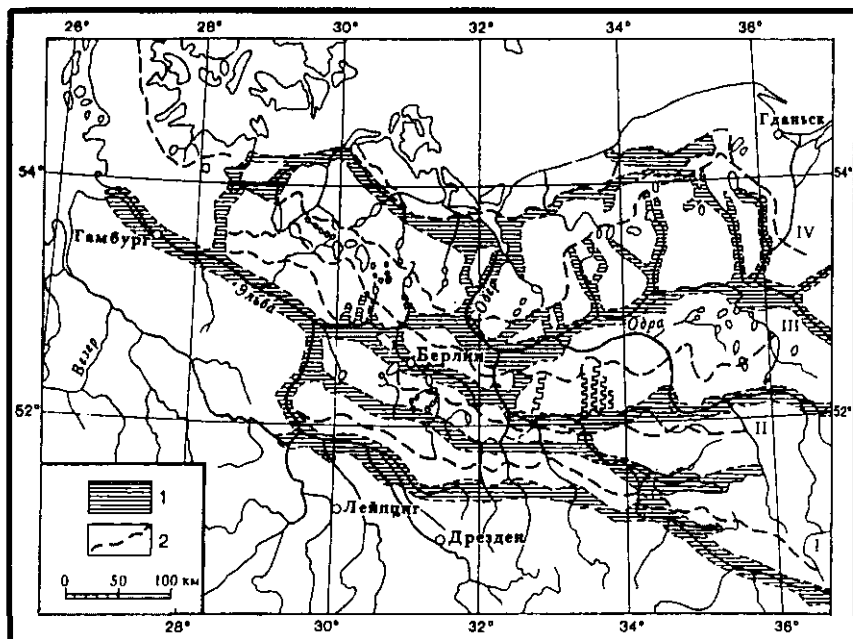


Рис. 127. Древние долины стока талых ледниковых вод вдоль края ледников в пределах Северо-Германской и Польской низменностей (по И.С. Щукину):

1 — долины стока талых ледниковых вод; 2 — конечно-моренные гряды

В некоторых местах у края ледника образовывались приледниковые озера, от которых в современном рельефе кое-где сохранились береговые валы и уступы, а также плоские пространства (бывшие днища), сложенные озерными отложениями, в том числе такими характерными для этих озер образованиями, как *ленточные глины* (рис. 128).

Широкое развитие в перигляциальной зоне песчаных отложений, не закрепленных растительностью, способствовало образованию эоловых форм рельефа, среди которых наиболее распространены *параболические дюны* (форма материковых дюн). 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 возникала дуга, открытая навстречу ветру. Внутренний склон дуги пологий (2—12°), внешний — крутой (16—30°). Длина дюн достигает нескольких километров, высота 10—20 м. В процессе развития некоторые параболические дюны превратились в *параллельные валообразные*

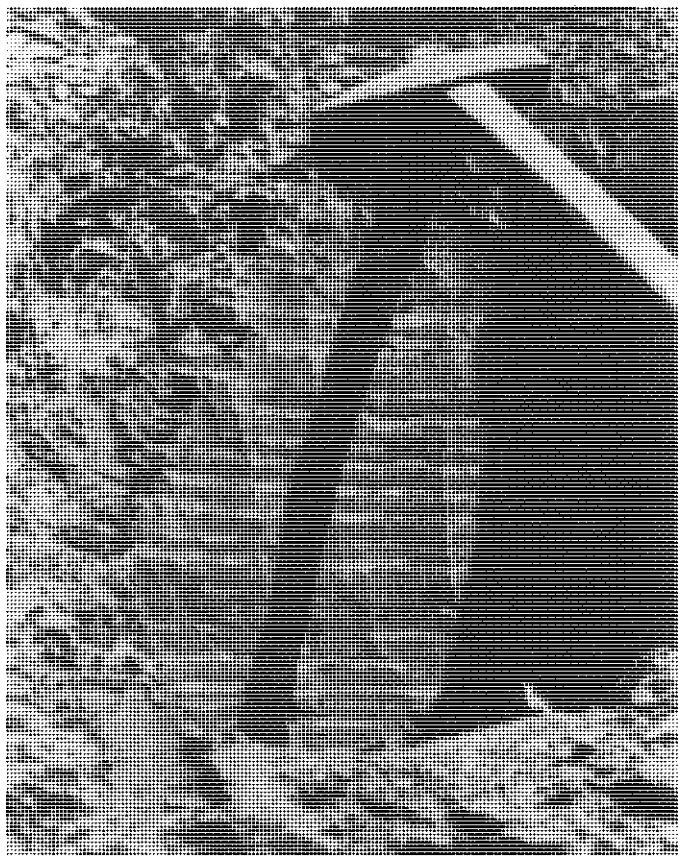


Рис. 128. Ленточные глины (Фото Г.И. Рычагова)

дюны, встречающиеся на территории Швеции, Польши, России (в Полесье, Ленинградской, Тверской, Нижегородской областях и др.), т.е. там, где при современных климатических условиях рельефообразующая деятельность ветра невозможна или ничтожна.

По представлениям многих ученых, с деятельностью ветра связано также образование лёсса и лёссовидных суглинков, покрывающих значительные площади в пределах перигляциальной зоны Восточно-Европейской равнины к югу от границы валдайского оледенения, за исключением поверхностей позднеплейстоценовых речных террас и аллювиально-зандровых равнин.

Важным фактором рельефообразования в перигляциальной зоне была вечная мерзлота, граница которой (по данным А.А. Величко) в поздневалдайское время проходила через Днепропет-

ровск и Волгоград. Распространению ее способствовал суровый, резко континентальный климат с низкими температурами и слабо развитым снежным покровом. В связи с развитием вечной мерзлоты на огромных пространствах формировались специфичные формы рельефа, характеристика которых будет дана в гл. 17. Реликты этих форм сохранились и в современном рельефе (см. ниже).

Наличие вечной мерзлоты в условиях специфичного ландшафта тундро-степи способствовало усилению склоновых процессов, особенно делювиального смыва и солифлюкции. Поступление большого количества материала со склонов и из краевой зоны ледников обуславливало интенсивную аккумуляцию в речных долинах — формирование *перигляциального контрастивного аллювия*, мощность которого у крупных рек достигала нескольких десятков метров.

В межледниковья в связи с изменением климата процессы склоновой денудации ослабевали, живая сила водотоков освобождалась от переноса избыточных масс обломочного материала, начиналось врезание долин. В процессе дальнейшей выработки долины, в результате преобладания боковой эрозии, шло образование перстративного аллювия.

Таким образом, чередование ледниковых и межледниковых эпох оказало существенное влияние на формирование речных долин и их террасовых комплексов далеко за пределами распространения оледенений.

Развитие вечной мерзлоты в перигляциальной зоне значительно повлияло на возникновение асимметричных склонов балок и небольших речных долин, ориентированных субширотно: плохо прогреваемые и более увлажненные склоны северной экспозиции выполаживались быстрее из-за более интенсивной деятельности криосолифлюкционных процессов.

В заключение характеристики рельефообразующей деятельности ледников следует отметить, что консервация влаги в ледниках приводила к понижению уровня океана, выходу из-под уровня моря значительных площадей шельфа и формированию на них субазрального (в том числе ледникового) рельефа. Таяние ледников вызывало подъем уровня Мирового океана, затопление сформировавшегося в континентальных условиях рельефа и в итоге образование различных морфологических типов ингрессионных берегов (подробнее см. ниже).

Понимание закономерностей формирования ледникового рельефа имеет не только научный интерес, но и большое практическое значение, так как с ледниковыми отложениями связаны многочисленные месторождения строительных материалов, довольно

крупные запасы подземных вод. Разнообразие и специфика ледникового рельефа и слагающих его осадков обуславливают формирование специфичных, очень сложных природно-территориальных комплексов, структуру и динамику которых необходимо учитывать в повседневной практической деятельности для наиболее рационального использования территорий, испытавших воздействие покровных оледенений.

Глава 17

РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЕ В ОБЛАСТЯХ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ВЕЧНОЙ МЕРЗЛОТЫ

Распространение и строение вечномерзлых грунтов

В странах с отрицательными зимними температурами зимой грунт промерзает. Образуется *сезонная мерзлота*. На Земле на огромной площади (около 25% всей суши) существует и так называемая *вечная мерзлота*¹. Самые большие площади, занятые вечной мерзлотой, располагаются в Канаде и России. В России она занимает более 60% территории. Вечная мерзлота развита в северных, северо-восточных и восточных районах. В европейской части России ее южная граница примерно совпадает с северным полярным крутом (чуть севернее на Кольском полуострове и несколько южнее в пределах Большеземельской тундры), языком опускается к югу по Уралу почти до 60° с.ш., затем проходит в широтном направлении примерно по 62 параллели от Урала до Енисея, где круто поворачивает на юг и продолжается вдоль Енисея, захватывает Саяны и Алтай и уходит за пределы России. На Дальнем Востоке свободны от вечной мерзлоты территории, лежащие к востоку от меридионального течения р. Амура (за исключением северной части Сихотэ-Алиня), о. Сахалин, а также низменная полоса прибрежной части южной половины Камчатки. Территория, на которой развиты вечномерзлые грунты, называется *криолитозоной*².

По мерзлотно-температурному режиму выделяется несколько зон вечной мерзлоты. К южной границе вечной мерзлоты при-

¹ *Вечная мерзлота* — в научном отношении термин не совсем точный, но употребляется очень широко. Более точный термин — “многолетнемерзлые породы”.

² От греч. *krios* — холод, мороз, лед.

мыкает зона отдельных островов многолетнемерзлых пород мощностью до 25 м, затем зона несплошной (разделенной таликами) вечной мерзлоты максимальной мощностью до 100 м и, наконец, зона сплошной мерзлоты мощностью от 100—500 до 1000 м и более. Максимальная ее мощность наблюдается в Арктическом поясе азиатской части России, в северной и северо-восточной частях Среднесибирского плоскогорья, Колымской и Лено-Вилюйской низменностях (буровая скважина в устье р. Колымы глубиной 1470 м не прошла всю толщу вечной мерзлоты).

Для горных районов (в том числе Алтая и Саян) в распространении различных типов вечной мерзлоты наблюдается вертикальная поясность — с увеличением высоты растет мощность многолетнемерзлых пород.

Образование вечной мерзлоты, как и наземных оледенений, обусловлено космическими и планетарными причинами, но поддерживается мерзлота современными климатическими условиями. В отличие от наземного оледенения *вечная мерзлота развивается и существует в условиях субарктического или резко континентального климата*, характеризующегося продолжительной, холодной и малоснежной зимой.

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

Слой сезонного промерзания и оттаивания, мощность которого колеблется от 1 до 4 м, называют *деятельным слоем*. Ниже его залегает *собственно мерзлый слой*. Эти слои отличаются друг от друга в летнее время, зимой они не имеют четко выраженной границы.

В областях распространения многолетнемерзлых пород развиты различные типы льда: *лед-цемент* — образуется за счет замерзания влаги в порах дисперсных горных пород; *сегрегационный*¹ — выделяется в виде ледяных прослоек при промерзании увлажненных глинистых и пылеватых пород; *погребенный* — продукт погребения наземных льдов; *инъекционный* — образуется при внедрении подземных вод под большим напором или в мерзлую толщу, или по контакту мерзлых и талых пород; *повторно-жильный* — продукт многократно повторяющегося замерзания воды в морозобойных трещинах, периодически возникающих в одном и том же месте. Развитие повторно-жильных льдов сопутствует процессу трещи-

¹ От лат. segregatio — отделение.

нообразования. Повторно-жильные льды могут быть *сингенетическими*, формирующимися одновременно с осадконакоплением, и *эпигенетическими*, возникающими после образования горной породы. Различные типы льдов находят разное отражение в рельефе.

Так как вечная мерзлота занимает огромные территории — криогенным процессам принадлежит существенная роль в формировании рельефа земной поверхности. Изучение процессов рельефообразования в областях распространения вечной мерзлоты и конкретных форм рельефа, возникающих в результате криогенных процессов, имеет очень большое значение в России, где, как уже указывалось, более 60% территории заняты вечномерзлыми грунтами. На обширных пространствах, занятых вечной мерзлотой, сосредоточены огромные природные ресурсы — лес, гидроресурсы, различные виды полезных ископаемых: нефть, газ, уголь, железо, алмазы, цветные и редкие металлы и др. В связи с этим происходит интенсивное освоение районов распространения вечной мерзлоты: создаются новые территориально-производственные комплексы (ТПК), ведутся буровые работы, закладываются шахты и карьеры, сооружаются гидро- и тепловые электростанции, строятся газо- и нефтепроводы, шоссейные и железные дороги, возводятся промышленные объекты, города и поселки и т.д. Тщательное и всестороннее изучение процессов, обусловленных вечной мерзлотой, диктуется задачами предотвращения вредных последствий хозяйственной деятельности человека. Природно-территориальные комплексы (ПТК) в условиях вечной мерзлоты отличаются большой уязвимостью. Нарушенные ПТК восстанавливаются крайне медленно. Поэтому особую остроту приобретают вопросы, связанные с охраной природы в областях распространения вечной мерзлоты.

Мерзлотные формы рельефа

Мерзлотные (криогенные) формы рельефа развиты в областях распространения вечной мерзлоты, но встречаются и в областях сезонного промерзания грунтов. Образование и развитие мерзлотных форм рельефа обусловлено криогенными процессами, связанными с промерзанием и протаиванием горных пород, содержащих различные типы воды, а также с зимним охлаждением верхних горизонтов мерзлых пород. К криогенным процессам относятся: 1) *пучение и наледообразование*; 2) *криогенное выветривание, морозная сортировка, криогенный крип, солифлюкция* и др.; 3) *морозобойное растрескивание*; 4) *термокарст*. В формировании большинства криогенных форм рельефа участвует не один из пере-

численных процессов, а их совокупность. Криогенные процессы взаимодействуют с другими экзогенными процессами — эрозией, абразией, делювиальным смывом — и придают им особую специфику.

Интенсивность и характер проявления криогенных процессов зависят от зональных (климатических) и региональных факторов, к числу которых относятся геологическое строение и соотношение денудационных и аккумулятивных процессов. Согласно А.И. Попову, последний фактор является определяющим в криогенном морфогенезе. Он выделяет *области преобладающей денудации*, куда относятся преимущественно горные районы, *области относительной стабилизации* (без заметного сноса и накопления осадков), приуроченные к равнинам, плато и плоскогорьям, и *области преобладающей аккумуляции* — это поймы и дельты рек, пониженные заболоченные равнины, низменные морские побережья.

Каждой из выделенных областей присущ один или группа ведущих рельефообразующих криогенных процессов, наиболее ярко выражающихся в рельефе. В областях преобладающей денудации преимущественное развитие получают криогенное выветривание и криогенные склоновые процессы; в областях относительной стабилизации — криогенное выветривание, морозобойное растрескивание, термокарст; в областях преобладающей аккумуляции — пучение и морозобойное растрескивание. На характер криоморфогенеза влияют также состав подстилающих пород, степень их промерзания и льдистости, климатические условия данной территории и т.д.

На плоских участках вершинной поверхности гор, а также на междуречьях плато и плоскогорий, сложенных скальными породами, в результате главным образом криогенного выветривания образуются *плащеобразные скопления глыбового и щебнистого материала*, получившие название *каменных россыпей* или *каменных морей* (курумы, см. рис. 58). Различие петрографического состава пород, подвергающихся криогенному выветриванию, проявляется в рельефе в *виде останцов выветривания* — *столбообразных скал* неправильной формы, сложенных наиболее устойчивыми породами (якут. — *кигилляхи*). Наиболее широкое развитие кигилляхи получают при морозном выветривании гранитов (рис. 129).

На горизонтальных и субгоризонтальных поверхностях областей относительной стабилизации, сложенных смесью грубообломочного материала и мелкозема, в результате морозной сортировки образуется так называемый “структурный микрорельеф”, представленный разнообразными формами: *каменными многоугольниками, сетями, кольцами* (рис. 130). Главными факторами развития

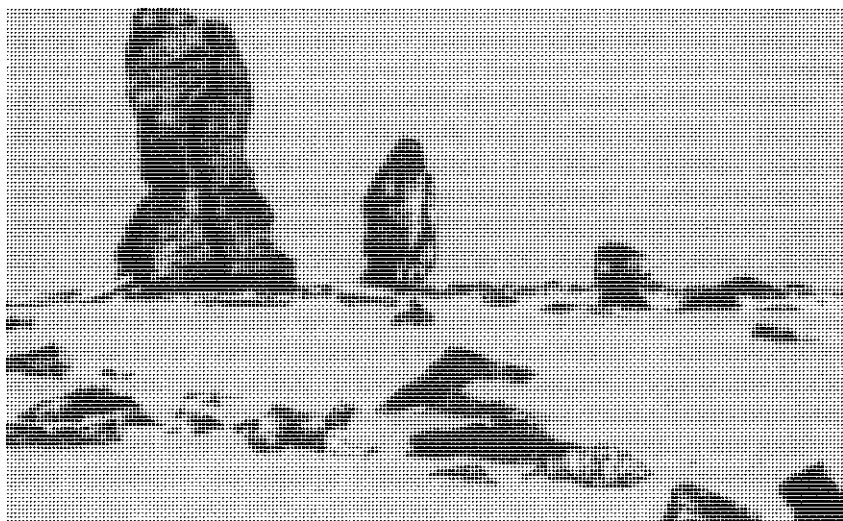


Рис. 129. Гранитные останцы криогенного выветривания — кигилляхи (о. Четырехстолбовый в архипелаге Северная Земля. Фото А.С. Савичева)

этих форм являются: заложение морозобойных трещин при промерзании и резком охлаждении верхней части деятельного слоя; вымораживание к поверхности крупного обломочного материала; вспучивание мелкоземистого грунта при осеннем промерзании; морозная сортировка материала на поверхности с образованием каменных обрамлений и мелкозема в центре каждой ячейки в результате сползания обломков в сторону пониженных трещинных зон. Размеры ячеек изменяются от 10 см до 2—3 м в поперечнике. Каждая ячейка достаточно четко отделена от соседней не только в плане, но и в разрезе в виде клиньев или карманов крупнообломочного материала. Наиболее совершенна сортировка в приповерхностной части разреза, с глубиной сортировка уменьшается и у основания деятельного слоя совсем исчезает (рис. 131).

На выровненных участках, сложенных однородными относительно малольдистыми породами, основным рельефообразующим криогенным процессом является морозобойное растрескивание, сопровождающееся формированием в трещинных зонах *грунто-вых жил* (в результате заполнения трещин мелкоземом) и *полигонально-блочного рельефа* на поверхности. Размеры блоков могут быть различными — от первых десятков метров до 100 м и более в поперечнике (рис. 132, А, приложение 22). На блоках широко развиты формы микрорельефа — *пятна-медальоны*. Динамические

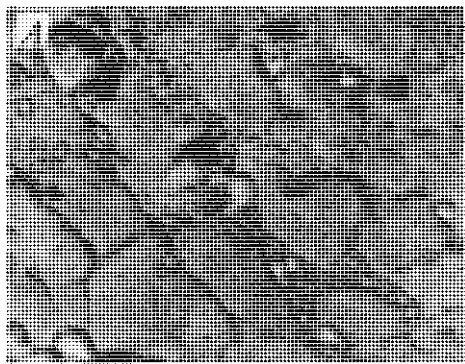
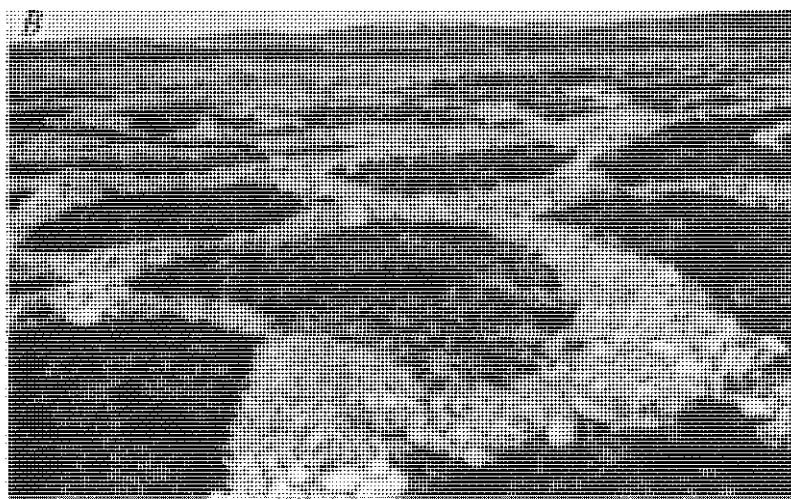
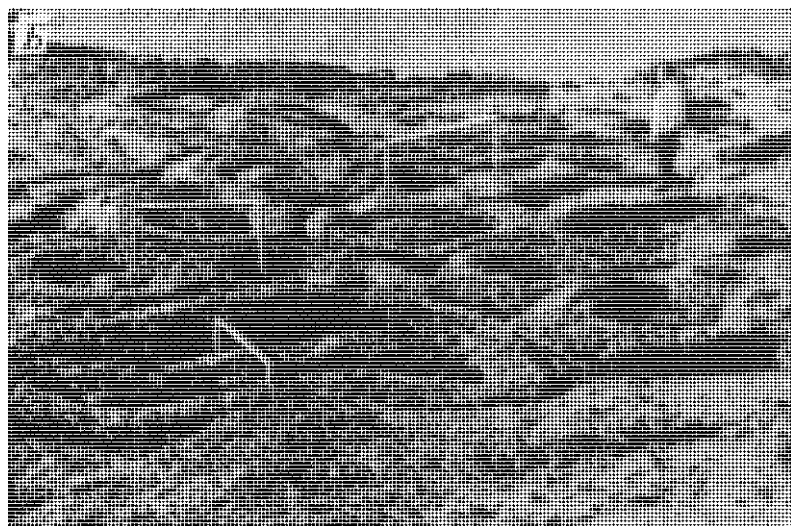


Рис. 130. Структурные грунты:
 А — каменные сети (Зайлийский
 Алатау. Фото А.П. Горбунова); Б —
 каменные кольца (о. Шпицберген.
 Фото А. Яна); В — каменные мно-
 гоугольники



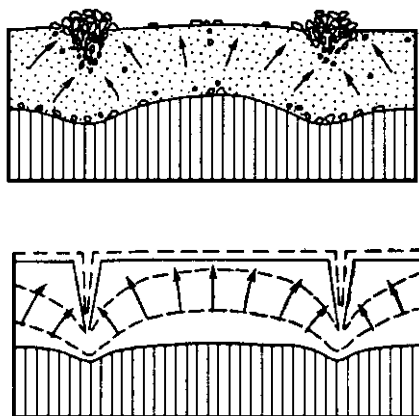


Рис. 131. Схема миграции воды и сортировка обломочного материала в рыхлой толще (по А.К. Орвику)

процессы, ведущие к образованию пятен-медальонов, сходны с процессами, в результате которых образуются каменные кольца и многоугольники, и связаны с миграцией разжиженной однородной грунтовой массы к фронту промерзания. Пятнам-медальонам обычно присуща округлая, овальная, иногда полигональная форма

диаметром до нескольких десятков сантиметров. Поверхность пятен может быть плоской, слегка выпуклой или вогнутой, лишенной растительного покрова (рис. 132, Б).

На склонах гор, сложенных скальными породами, в гольцовой зоне широко развиты *нагорные террасы* (см. рис. 118), а также *курумы*, из структурного микрорельефа — *каменные полосы* (рис. 133). Курумы и каменные полосы распространены и на склонах эрозионных форм в пределах плато и плоскогорий, сложенных твердыми породами. Там, где склоны сложены рыхлыми отложениями, развиты *солифлюкционные формы рельефа*. Под действием солифлюкции пятна-медальоны приобретают вытянутую вниз по склону форму, трансформируясь в *полосную солифлюкцию* (см. рис. 52, 53).

У южной границы вечной мерзлоты, в условиях резко континентального климата и глубокого сезонного промерзания и протаивания грунтов (Забайкалье, юг Восточной Сибири), полигонально-блочный рельеф приобретает особую специфику. Вследствие просадки грунта по трещинам (особенно на участках их пересечений) под влиянием инфильтрации атмосферных осадков и частичного смыва грунта в трещины блоки приобретают пологовыпуклую или куполообразную форму. Так возникает *бугристо-западинный рельеф* (рис. 134).

В областях относительной стабилизации, сложенных рыхлыми сильнольдистыми сингенетически мерзлыми толщами с мощными полигонально-жильными льдами, широко развиты *термокарстовые процессы*, которые приводят к образованию разнообразных форм: от *мелких термокарстовых западин* до *обширных термокарстовых озер* и *глубоких, разнообразных по площади котловин-аласов*. Размеры аласов колеблются от нескольких десятков метров до нескольких километров в поперечнике, глубина их достигает 30 м (см. рис. 136, Б,

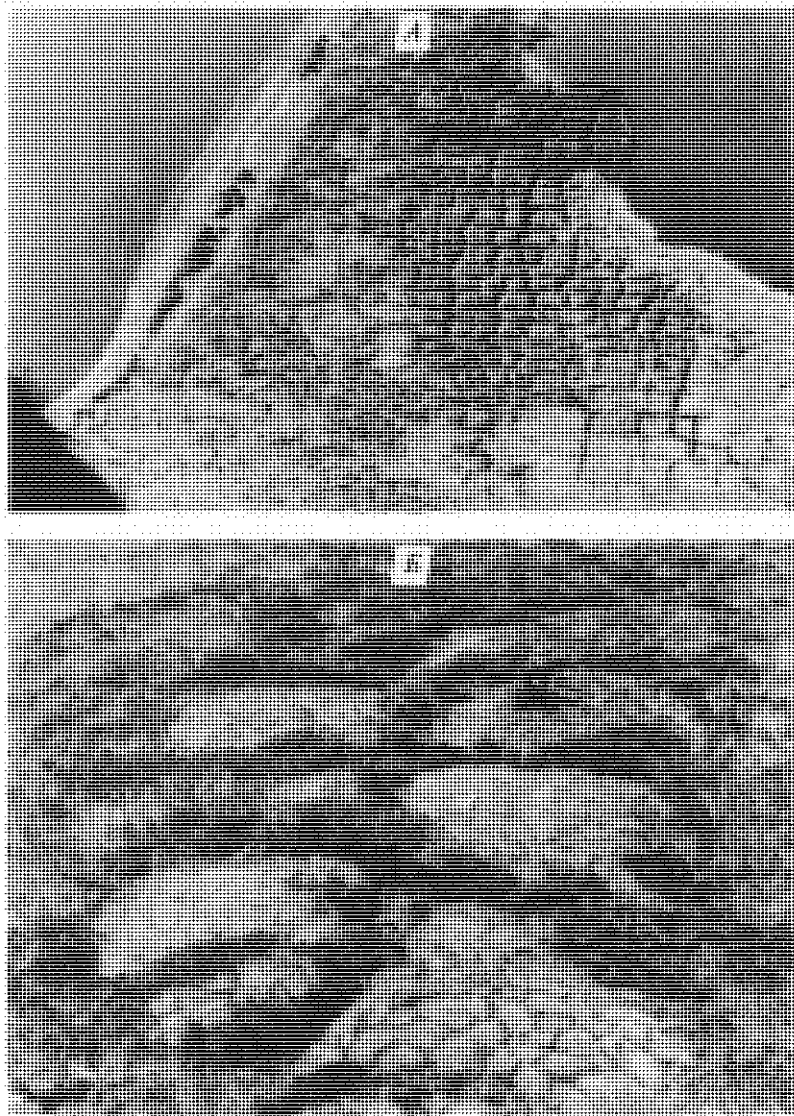


Рис. 132. А. Полигонально-блочный рельеф (аэрофото). Б. Пятна-медальоны на поверхности блоков (Таймыр. Фото А.И. Попова)

приложение 22). Особенно широко термокарстовые котловины развиты на древних аллювиальных равнинах центральной и северной Якутии, где формируются специфические озерно-термокарстовые ландшафты. На склонах речных долин и аласов развиты термоэрозионные рывины и овраги, солифлюкция.



Рис. 133. Каменные полосы на пологом склоне (Тува. Фото Ю.В. Мудрова)

В областях преобладающей аккумуляции — поймах и дельтах рек, приморских низменностях (*лайдах*), низменных заболоченных равнинах, мелких озерах и днищах аласов — в ходе сингенетического (т.е. одновременного) с осадконакоплением промерзания происходит развитие своеобразных мерзлотных образований. Это главным образом *ледяные полигональные жилы*, связанные с морозобойным растрескиванием, растущие вверх вместе с накоплением осадков. Рост ледяных клиньев приводит к выжиманию грунта в стороны и вверх по контакту с ледяными клиньями (рис. 135). В результате образуются *валиковые полигоны*. Высота валиков несколько

десятков сантиметров (редко более 0,5 м), ширина 1—3 м, ширина канавок между валиками смежных полигонов 1—2 м, средний поперечник полигонов 15—25 м, реже больше.

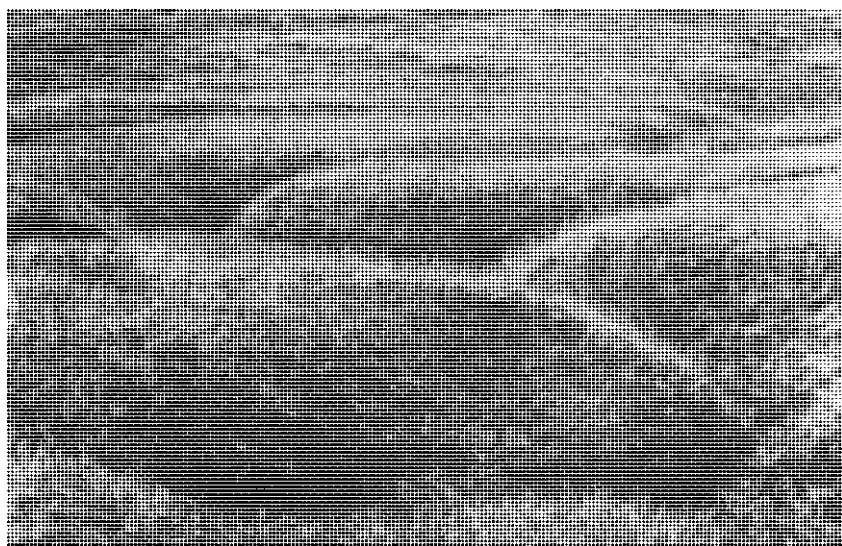


Рис. 134. Бугристо-западинный рельеф (Приморская низменность)

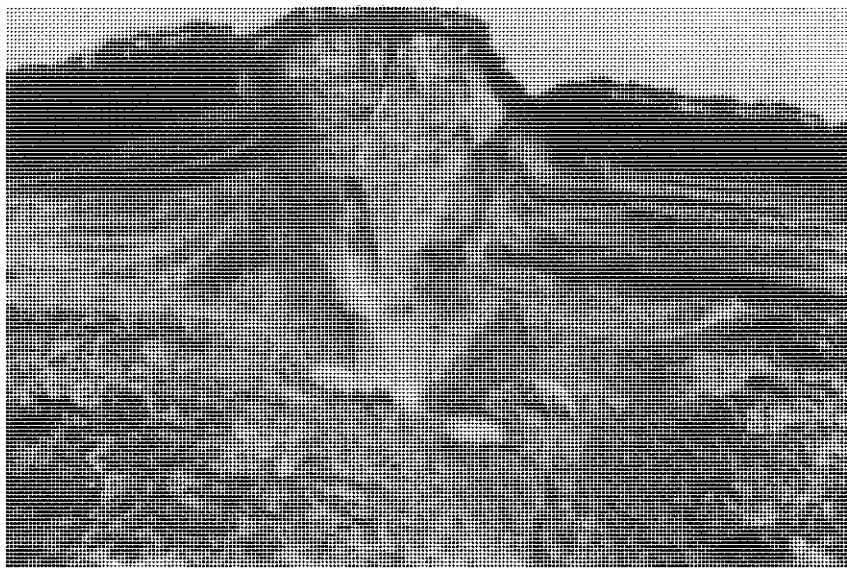


Рис. 135. Сингенетическая ледяная жила. На фото хорошо видна деформация слоев осадков на контакте с ледяной жилой (Фото Т.П. Кузнецовой)

На рыхлых грунтах пойм, речных и морских террас наблюдают-ся и более крупные формы рельефа подобного типа, так называе-мые *тетрагональные грунты* (рис. 136). Валообразные гребни у них высотой до 2 м, а в поперечнике ровных площадок — 100—200 м. А.И. Попов наблюдал на Западно-Сибирской равнине и в Боль-шеземельской тундре блоки, размеры которых достигали 300, 500 и даже 1000 м в поперечнике. Это уже формы не микро-, а мезо-рельефа.

В областях преобладающей аккумуляции часто встречаются многолетние *бугры пучения* — *гидролакколиты* (в Якутии их назы-вают *булгуньяхами*, в Канаде — *пинго*). Образование их связано с внедрением (“инъекцией”) подземных вод между многолетнемерз-лой толщей и промерзшей частью сезонно-талого слоя. Высота гидролакколитов колеблется от 10 до 30 м, реже больше, диаметр — от нескольких десятков до сотен метров. На поверхности бугров пучения часто наблюдаются *динамические трещины*, а иногда *тер-мокарстовые воронки* и *кратерообразные термокарстовые озера* (рис. 137, приложение 23). Многолетние бугры пучения, возникшие на месте торфяных болот, называют *торфяными буграми*. Размеры их невелики: высота 2—4 м, иногда до 8 м, диаметр основания от 5 до 30 м (рис. 138). Бугры пучения могут быть и сезонными: они появляются зимой и разрушаются летом. Размеры таких бугров

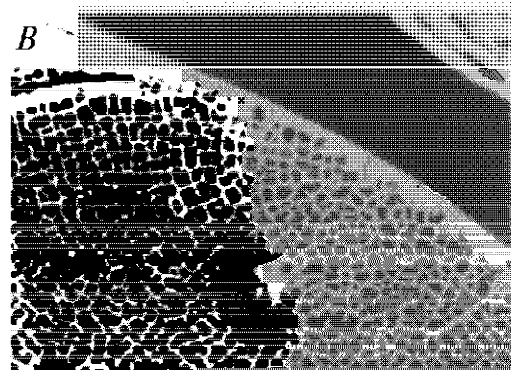
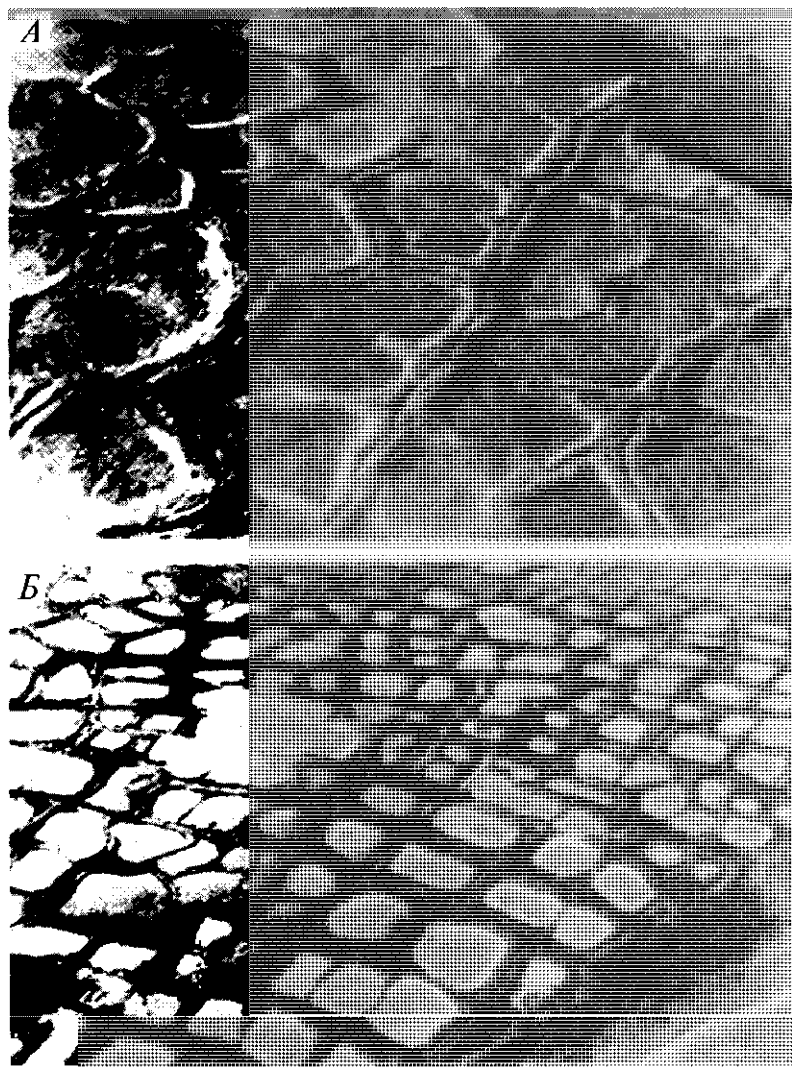


Рис. 136. А. Полигонально-вали-
 ковый рельеф. Б. Полигональ-
 но-валиковый рельеф на пойме
 северной реки — тетрагональные
 грунты (Фото Е.А. Тихомирова).
 В. Полигонально-валиковый рс-
 льеф и булгуниах на пойме р. Яны
 (аэрофото)

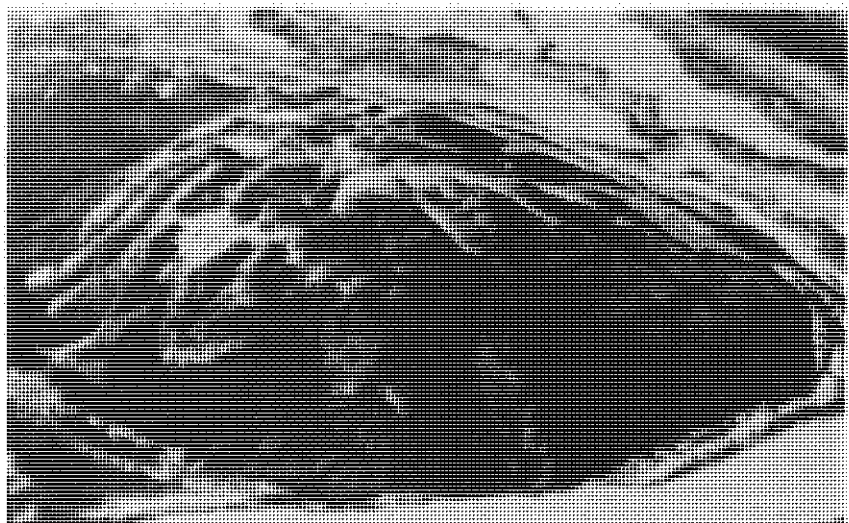


Рис. 137. Бугор инъекционного пучения (пинго). Северная Канада
(Фото А. Уошберна)

небольшие: высота 30—40 см, поперечник 2—3 м. Следует отметить, что все формы пучения, независимо от их размеров, создают наибольшие трудности при строительстве в областях распространения вечномерзлых грунтов.

В областях распространения вечной мерзлоты часто встречаются *наледы*, связанные с замерзанием выходящих на поверхность грунтовых вод или с постепенным промерзанием реки и сужением в связи с этим живого сечения русла. В результате создается значительный напор, и вода, не уместаясь в суженном русле, находит ослабленные участки в речном льде, прорывает его, выливается на поверхность и замерзает. Образуется речная наледь. Особенно крупные наледы образуются в долинах горных рек, питающихся мощными подземными источниками. Площадь таких наледей может достигать десятков квадратных километров, а мощность — нескольких метров. Гигантские наледы, развитые в горных долинах Якутии, называют *тарынами*. Геоморфологическое значение наледей в том, что они способствуют развитию фуракции русла и образованию резких расширений долин. Подобные расширенные участки поймы называются *наледными полянами*. Они отчетливо выделяются на местности по отсутствию в их пределах древесной растительности. В ряде случаев наледы служат своеобразными плотинами, за которыми образуются озера. Спуск таких озер приводит к паводкам и интенсивным эрозионным процессам.

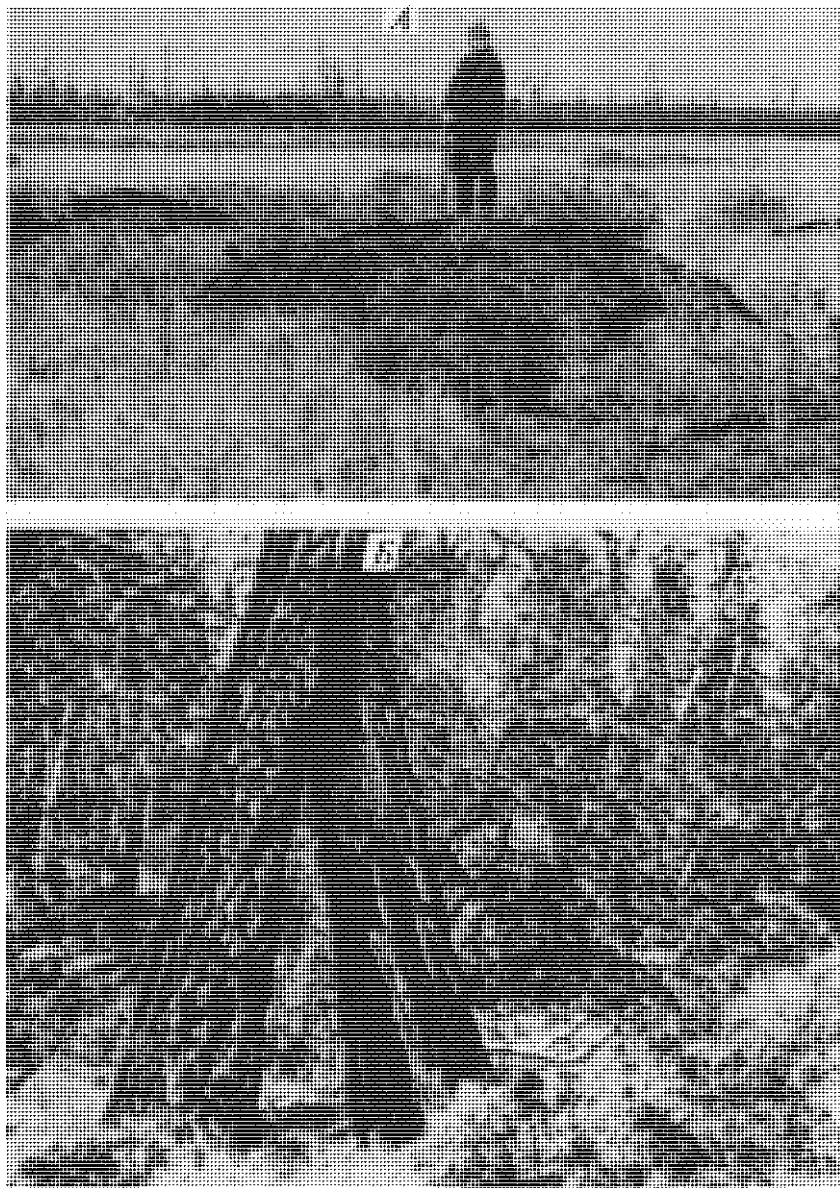


Рис. 138. А. Растущие торфяные бугры пучения. Б. Лиственница, разорванная снизу в результате формирования бугра пучения (Фото А.П. Тыртикова)

Специфичные формы рельефа образуются при деградации вечной мерзлоты. Прежде всего это разнообразные термокарстовые формы, о которых речь шла выше. В ряде случаев термокарст развивается и под влиянием хозяйственной деятельности человека: после рубки леса, под пашней, при рытье котлованов и канав, на участках лесных пожаров. Подобно формам пучения, термокарстовые явления создают немалые трудности при хозяйственном освоении территорий с вечномерзлыми грунтами.

С оттаиванием вечной мерзлоты связаны термоабразионные и термоэрозионные процессы. *Термоабразией* называется термическое воздействие морского волнения на берега, сложенные вечномерзлыми грунтами. Под влиянием волнения у линии берега вырабатывается *ниша вытаивания*. По мере углубления ниши нависающий над ней карниз обрушивается, *формируется термоабразионный клиф*. Термическая абразия всегда сопровождается солифлюкционными процессами (приложение 27). *Термоэрозионные формы* — разнообразные эрозионные формы рельефа, обязанные своим происхождением не только механическому и химическому, но и термическому воздействию поверхностных водных потоков на дно и берега, сложенные мерзлыми грунтами. 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 специфичные формы рельефа — *байджарахи* — останцы мерзлого грунта, слагавшего ядро (блок) мерзлотного полигона. Высота байджарахов от одного до нескольких метров, диаметр основания до нескольких десятков метров (рис. 139).

Своеобразны и реки областей с вечномерзлыми грунтами. Летом они многоводны, поэтому обладают большой живой силой, интенсивно расширяют свои долины. Этому способствует и термическое воздействие воды на мерзлые грунты, слагающие берега. Быстрое расширение долин приводит к тому, что поймы рек перестают заливаться даже в высокие половодья 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.

Таким образом, области распространения вечной мерзлоты отличаются своеобразием и большим разнообразием форм микро- и мезорельефа, пространственное соотношение которых представлено на идеализированной схеме (рис. 140).

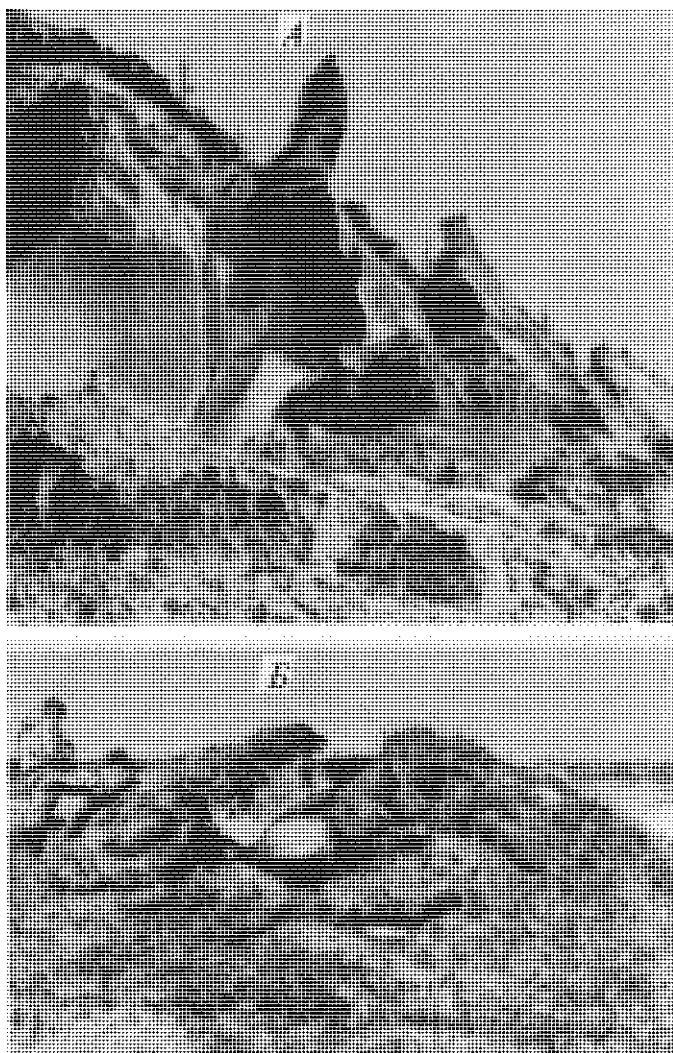


Рис. 139. А. Причудливые остаточные формы разрушающихся байджарахов (р. Яна. Фото А.И. Попова). Б. Разрушающийся сезонный бугор-гидроакколит. Видно ледяное ядро (инъекционный лед). Пойма р. Ныды (Фото С. Калесникова)

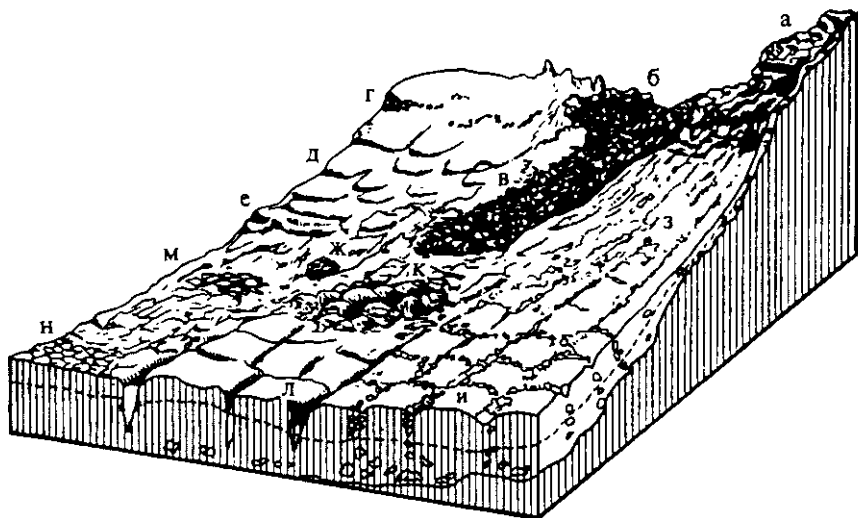


Рис. 140. Формы микро- и мезорельефа, связанные с мерзлотой в четвертичных отложениях (по С.Г. Бочу):

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

Криогенные процессы и связанные с ними формы рельефа были широко развиты в перигляциальных областях в эпохи оледенений. Реликты этих форм наблюдаются в пределах современного умеренного пояса: они находят отражение в субстрате: в виде псевдоморфоз по ледяным клиньям, *криотурбаций* (от лат. *turbatio* — беспорядок) — нарушений в залегании горизонтов почвы и грунта, под влиянием мерзлотных процессов, имеющих вид завихрений, изгибов, колец, микроскладок и др. (рис. 141), и микрорельефе, который, в свою очередь, позволяет легко “читать” рисунок сетей древних полигонов на аэрофотоснимках (рис. 142). Реликтовый полигональный рельеф контролирует заложение эрозионных форм низких порядков (потяжин, рытвин, промоин), влияет на плановую конфигурацию малых водосборов, отражается на характере современного почвенно-растительного покрова.

В заключении характеристики рельефа, свойственного областям распространения “вечной” мерзлоты, следует отметить удивительную геометрическую правильность многих форм мерзлотного рельефа, не наблюдаемую среди форм рельефа, сформированных другими экзогенными процессами (рис. 130, 132, 136, приложение 22).

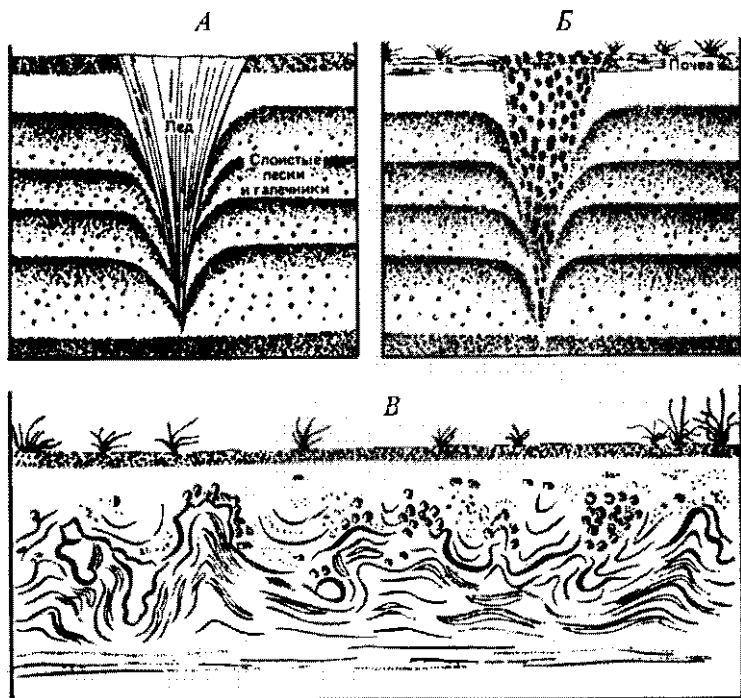


Рис. 141. А. Активный ледяной клин; Б. Псевдоморфоза по ледяному клину; В. Криотурбации в рыхлых грунтах (по Р. Дж. Райсу)



Рис. 142. Отражение в современном рельефе и почвенно-растительном покрове реликтового полигонального рельефа:

а — на поверхности первой надпойменной террасы р. Протвы; б — на междуречье (аэрофото, северо-восток Калужской области)

Глава 18

**РЕЛЬЕФООБРАЗУЮЩАЯ
ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ВЕТРА.
ФОРМЫ РЕЛЬЕФА АРИДНЫХ СТРАН**

Геоморфологические процессы и формы рельефа, связанные с деятельностью ветра, называются золовыми (по имени повелителя ветров Эола в древнегреческой мифологии). Для морфологического проявления золовых процессов необходимо сочетание физико-географических и геологических условий: незначительное количество атмосферных осадков, частые и сильные ветры, отсутствие или разреженность растительного покрова, интенсивное физическое выветривание горных пород и сухость продуктов выветривания. Деятельность ветра наиболее заметно проявляется при его воздействии на рыхлые пески и пыль. Перечисленные условия наиболее полно представлены в аридных странах, т.е. в тропических пустынях, где осадки выпадают лишь спорадически и годовое их количество меньше 100 мм, а также в странах с семиаридным климатом (от лат. semi — полу и aridus — сухой), свойственным пустыням умеренных широт. Следовательно, проявление золовых процессов связано с физико-географической зональностью, т.е. конкретнее с определенными соотношениями тепла и влаги. Благоприятные условия для деятельности ветра складываются в арктическом и антарктическом климатических поясах (холодные пустыни). В прошлом золовые процессы активно протекали в перигляциальных областях в пределах задровых равнин, примыкавших к краю материковых ледниковых покровов.

При определенных условиях золовые процессы могут проявляться и как аazonальные. Так, нередко независимо от климатических условий большие скопления рыхлого песка наблюдаются на морских берегах. Систематическое поступление песка на пляж (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 п-ова Ямал (зона тундры) широко распространены золовые формы рельефа. Возникают золовые 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 — это те районы, где деятельность ветра протекает наиболее интенсивно.

Выделяют следующие виды эоловых процессов: *дефляция* — процесс выдувания или развевания рыхлого грунта; *корразия* — механическое воздействие на поверхность горных пород обломочным материалом, перемещающимся под действием ветра; *перенос эолового материала и его аккумуляция*. Существует прямая связь между скоростью ветра и переносом частиц развеваемого грунта. Движущая сила ветра прямо пропорциональна его скорости и обратно пропорциональна размеру (диаметру) переносимых ветром частиц. Экспериментальными наблюдениями установлены следующие критические скорости ветра (т.е. скорости начала движения частиц в ветровом потоке) для частиц песчаной размерности.

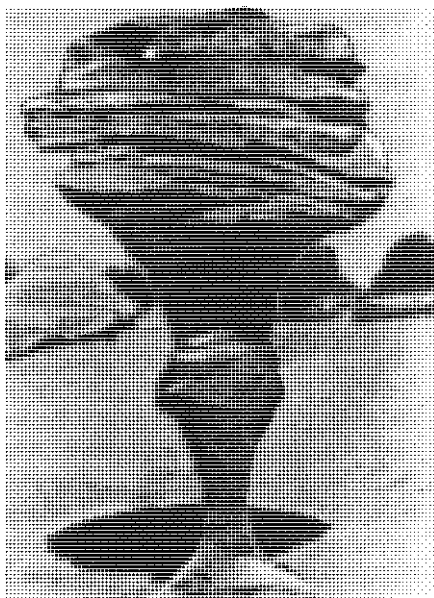
Скорость ветра, м/с	Максимальные размеры движущихся песчинок, мм
4,5—6,7	0,25
6,7—8,4	0,5
9,8—11,4	1,0
11,4—13,0	1,5

Для частиц меньшей размерности (менее 0,1 мм) критическая скорость ветра увеличивается из-за их коагуляционного сцепления. Так, для крупноалевритовых частиц с зернами диаметром от 0,1 до 0,05 мм она равна 6—9 м/с, а для мелко- и тонкоалевритовых частиц (диаметр зерен менее 0,05 мм) — 10—12 м/с. Следует заметить, что для продолжения перемещения в воздухе таких частиц достаточна скорость ветра 3—4 м/с.

Формы дефляционного и корразионного рельефа

Большие массы песка, несомые ветром, соприкасаясь с выходами скальных пород, действуют как абразивный материал, стачивают и шлифуют (*коррадируют*) поверхность породы. В результате корразии образуются эоловые корразионные ниши, своеобразные выработанные формы — эоловые “каменные грибы”, “каменные столбы” (рис. 143). Они часто встречаются в каменистых пустынях. Ниши обычно вырабатываются в сравнительно легко разрушаемых породах — слабосцементированных песчаниках, мергелях, глинах. Если легко поддающиеся корразии породы сверху бронированы устойчивыми, прочными породами, формируются “каменные грибы” и подобные им корразионные формы. Так, на Мангышлаке они сложены песчаниками, перекрытыми плотными, крепко сцементированными пластами фосфоритовых конкреций.

Рис. 143. Грибообразная форма, образованная в результате корразии



При воздействии ветра на скопление рыхлого материала и выносе его за пределы первоначального залегания образуются *дефляционные котловины*, или *котловины выдувания*, — округлые, чаще овальные отрицательные формы рельефа, в несколько десятков или сотен метров в поперечнике, ориентированные в направлении действия ветра (рис. 144). Иногда формы выдувания имеют вид борозд, называемых *ярдангами*. Они возникают при полосчатом распространении подверженных дефляции пород либо при развевании песков вдоль дорог и других искусственных образований вытянутой формы. В некоторых случаях 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 к поверхности под воздействием интенсивного испарения. Засоление грунта и образование солончаков может быть обусловлено геологическими и гидрогеологическими особенностями местности, например выходами соленых подземных вод в зонах тектонических разломов.

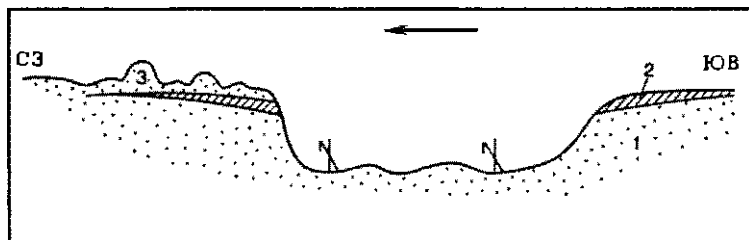


Рис. 144. Котловина выдувания:

1 — пески в коренном залегании; 2 — почвенный горизонт; 3 — пески, выдутые ветром из котловины; стрелкой показано направление господствующего ветра

Подробнее об этом сказано при рассмотрении такого характерного элемента морфологии многих пустынь, как бессточные впадины.

Дефляция может возникнуть при обработке сельскохозяйственных земель (ветровая эрозия почв). Если сельскохозяйственные пахотные земли эксплуатируются без должной заботы об их сохранности, гумусовый слой почвы теряет структурность и легко развевается под действием ветра. Ветровая эрозия ежегодно наносит огромные убытки странам, где существует. Количество выдуваемой почвы, по Н.Н. Сус, может достигать грандиозных размеров — до 125 т/га.

На поверхности частично закрепленных растительностью 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 (глубиной до 70 м) известны в Аравии под названием *фульджи*.

Золовые аккумулятивные формы

Прежде чем рассматривать морфологию золовых аккумулятивных форм, остановимся на некоторых особенностях переноса песка ветром. При взаимодействии ветра с песчаной поверхностью возникает *ветропесчаный поток наносов*. Мощность ветрового потока изменяется в зависимости от силы ветра. Основная масса песка (более 80%) переносится в нижнем 10–20-сантиметровом слое. Уже при скорости ветра 4–5 м/с образуется “позёмка”, а при больших скоростях — 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 сотен метров над земной поверхностью. При очень сильных пыльных бурях пыль может подниматься до высоты 5—6 км и перемещаться на многие тысячи километров.

В результате эоловой аккумуляции образуются самые разнообразные формы рельефа. Простейшей эоловой аккумулятивной формой является *холмик-коса*, образующаяся при наличии полупроницаемого препятствия, например кустика растения. При нарастании мощности потока аккумуляция происходит не только в зоне затишья, т.е. 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 навеванным песком, образуется симметричная *эмбриональная дюна*, или *бугор навевания*.

В зависимости от ориентировки эоловых аккумулятивных форм относительно направления ветра их можно разделить на *продольные* и *поперечные*. Крупные продольные формы — *песчаные гряды*, или *грядовые пески*, — Б.А. Федорович рассматривает как результат струйно-вихревого распределения скоростей ветра, вызывающего штупорообразное движение ветропесчаных струй в горизонтальном направлении. Ветер выдувает песок из понижений и набрасывает его на образующиеся между ними гряды. Песок также движется в направлении ветра вдоль гребня гряды и тем самым обеспечивает ее медленное продвижение вперед и удлинение (рис. 145, приложение 29).

К поперечным формам относятся барханы, барханные цепи и параболические дюны. *Барханы* — эоловые аккумулятивные формы, имеющие в плане очертания полумесяца и ориентированные выпуклой, более пологой стороной (уклоны 15—18°) навстречу ветру. Противоположный вогнутый склон очень крут, его уклон близок к углу естественного откоса (до 35°) (рис. 146, приложение 28). 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 пересыпание песка с наветренного склона на подветренный, и бархан в целом движется в направлении ветра. По свидетельству В.Н. Кунина, скорость перемещения крупных барханов в южных Каракумах достигает 12 м в месяц. Часто барханам

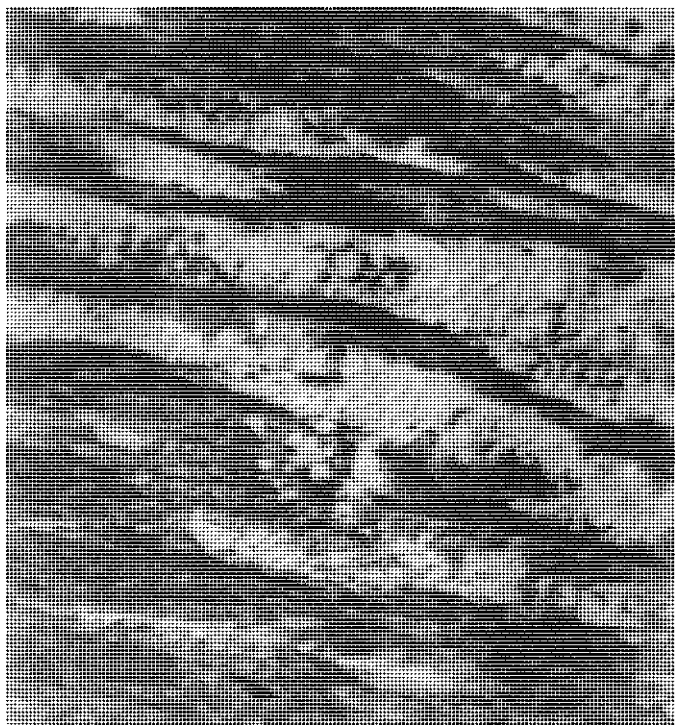


Рис. 145. Грядовые пески, осложненные мелкобарханными формами (Ногайские степи, аэрофото, масштаб $\sim 1:18\,000$)



Рис. 146. Барханы

свойственно маятникообразное движение, вызываемое ветрами противоположных направлений.

Размеры барханов различные. Высота небольших форм колеблется от 3 до 8 м. 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 большие барханы, они “вползают” на наветренные склоны. В результате возникают крупные усложненные формы — *полисинтетические*, или *многосложные*, барханы. 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 (рис. 147).

К поперечным аккумулятивным формам относятся также *барханные цепи*, состоящие 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 видны знаки ряби — низкие (2—5 см) асимметричные валики из песка, протягивающиеся на десятки метров, чаще всего параллельно друг другу и нормально к направлению ветра. Наветренные

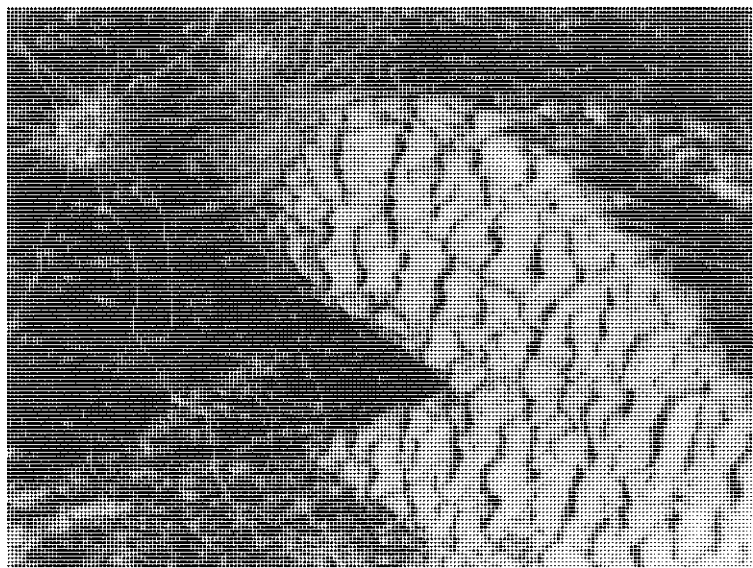


Рис. 147. Полисинтетический барханный массив
(Ногайские степи, аэрофото, масштаб ~1:18 000)

склоны 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 (рис. 148).

Во внетропических пустынях (а в ледниковые эпохи — в условиях перигляциальных областей) поперечные золывые образования (дюны) часто преобразуются в продольные. Это связано с тем, что участки поперечных дюн с меньшей мощностью песка закрепляются растительностью, их движение по направлению ветра замедляется по сравнению с участками с большей мощностью песка, не скрепленного растительностью. Возникают формы, напоминающие барханы, но “рога” которых обращены навстречу ветру. Со временем дюны приобретают контуры, напоминающие параболу или сильно сжатый с боков полумесяц (*параболическую дюну*); затем они превращаются в *шиповидную дюну* и наконец,

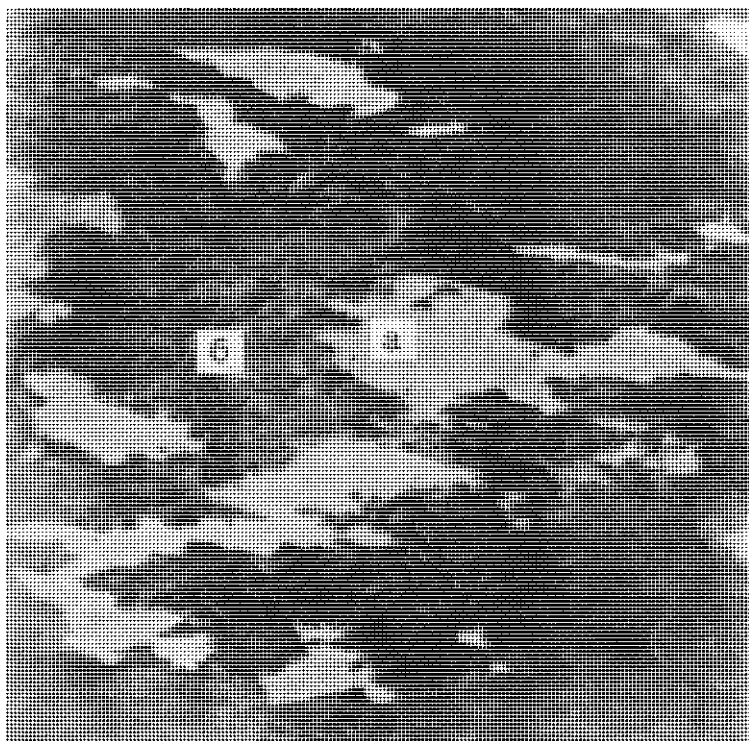


Рис. 148. Микробарханные развезаемые пески (а) и бутристо-кучевые пески, закрепленные растительностью (б) (аэрофото, масштаб ~1:18 000)

вследствие разрыва вершины “шпильки”, — в парные, параллельные дюны.

К золовым аккумулятивным формам относятся также *одиночные пирамидальные и прислоненные дюны*. Это самые крупные золовые образования, встречаются они редко. 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. В Северном Дагестане есть крупная одиночная дюна Сарыкум высотой 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 подножия передовых хребтов Кавказа, другие — вниз или вверх по долине р. Шура-Озень, режущей передовые хребты вкrest их простираения (рис. 149). Пирамидальные дюны высотой до 150 м известны в Иране, в пустыне Деште-Лут.

На побережьях аридных стран при близком положении к морю уступа горного хребта или плато возникают *прислоненные дюны*, которые также достигают огромной высоты. Уступ оказывается препятствием, на которое напoлзает движущийся песок. Следовательно, прислоненная дюна — своеобразный песчаный шлейф, навешанный ветром на прилегающий к песчаной равнине склон

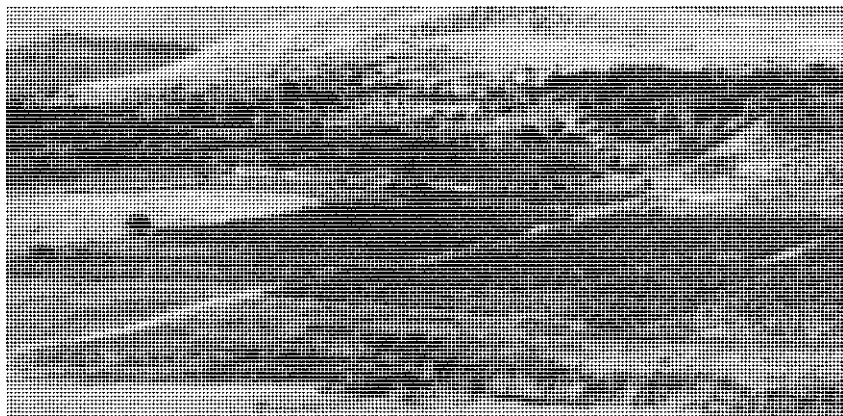


Рис. 149. Одиночная дюна Сарыкум (Дагестан). Слева от дюны — куэста одного из передовых хребтов предгорий

или уступ. О.К. Леонтьев наблюдал на о. Сокотра прислоненную дюну высотой до 200 м. 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 *лессового покрова* — плаща алевроитовых отложений, характерных для периферийных зон пустынь и внепустынных районов Средней и Центральной Азии. Лёссы распространены в южной части Русской равнины, в Китае и других местах. И хотя в целом проблема происхождения лёссов спорная, эоловая гипотеза, по-видимому, правильное всего объясняет происхождение лёссового покрова.

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 развеивания и образования подвижных песков. Развеивание и образование дюн рассматриваются как вторичные явления, обусловленные хозяйственной деятельностью человека, главным образом перевыпасом скота при кочевом и отгонном скотоводстве.

С деятельностью ветра связаны еще некоторые типы песчаных образований, и прежде всего *бугристые пески*, не менее распространенные, чем грядовые. Бугристые пески — комплекс песчаных бугров, часто неправильной формы, склоны которых не обнаруживают четкой дифференциации на наветренные и подветренные, высота бугров 3—5 м, размещение их в плане беспорядочное. Среди бугров также беспорядочно разбросаны котловины выдувания (см. рис. 148).

В большинстве случаев бугры покрыты разреженной растительностью: кустами солянок, песчаных акаций и тамариска либо пучками чия или седины. Предполагается, что бугристые пески образуются как при частичной фиксации подвижных песков пустынной растительностью, так и при вторичном развеивании ранее закрепленных песков (“кишлячные пески”). В целом бугристые пески образуются при отсутствии какого-либо господствующего направления ветра.

На берегах морей и на песчаных поверхностях в речных долинах часто развиты *кучевые пески*, или *кучугуры*, которые, по-видимому, также преимущественно связаны с задержкой песка растительностью, начинающей осваивать пляж и поверхность песчаной косы, или же с развеиванием ранее закрепленных песков. При четко выраженном преобладании ветров одного направления на

берегах морей формируются *продольные дюны*. Поскольку источником питания береговых дюн являются береговые валы (см. гл. 19), они образуют единую полосу, расположенную фронтально по отношению к господствующему ветру, но сама полоса состоит из близко расположенных или сливающихся одна с другой продольных дюн.

В заключение следует отметить, что многообразие эолового аккумулятивного рельефа зависит от ряда факторов: *режима и скорости ветров, мощности песчаных отложений, степени закрепления их растительностью, физико-географических условий* той или иной территории (рис. 150). В настоящее время нельзя не учитывать хозяйственную деятельность человека на территориях, сложенных песками.

Аридно-денудационные формы рельефа

В *аридных и семиаридных странах* наряду с песчаными пустынями широко распространены *каменистые и глинистые пустыни*. Для них характерны различные дефляционные формы. Обломки горных пород, в изобилии разбросанные на поверхности каменистой пустыни, а также выступы коренных пород часто бывают покрыты характерной блестящей коркой — *пустынным загаром*, образование которого связано с капиллярным подтягиванием растворов солей из породы или, согласно М.А. Глазовской, с биохимическими реакциями микроорганизмов, способных концентрировать оксиды и гидрооксиды марганца, железа и других элементов, извлекая необходимые компоненты из пыли и воды, поступающих извне. Широкое развитие “загара” в аридных областях связано с тем, что на скальных породах пустынь, бедных органической жизнью, создаются условия для внеконкурентного существования этих микроорганизмов.

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 показывает, в частности, практика освоения подобных площадей, на лёссовидных породах глинистых пустынь быстро формируются плодородные почвы.

Одной из характерных форм рельефа глинистых пустынь являются *такыры* — неглубокие замкнутые понижения с ровным, почти горизонтальным днищем, покрытым плотной глинистой коркой, разделенной сетью трещин на полигональные отдельности. Прочность этой корки такова, что даже лошадиные подковы не оставляют на ней следа (рис. 151).

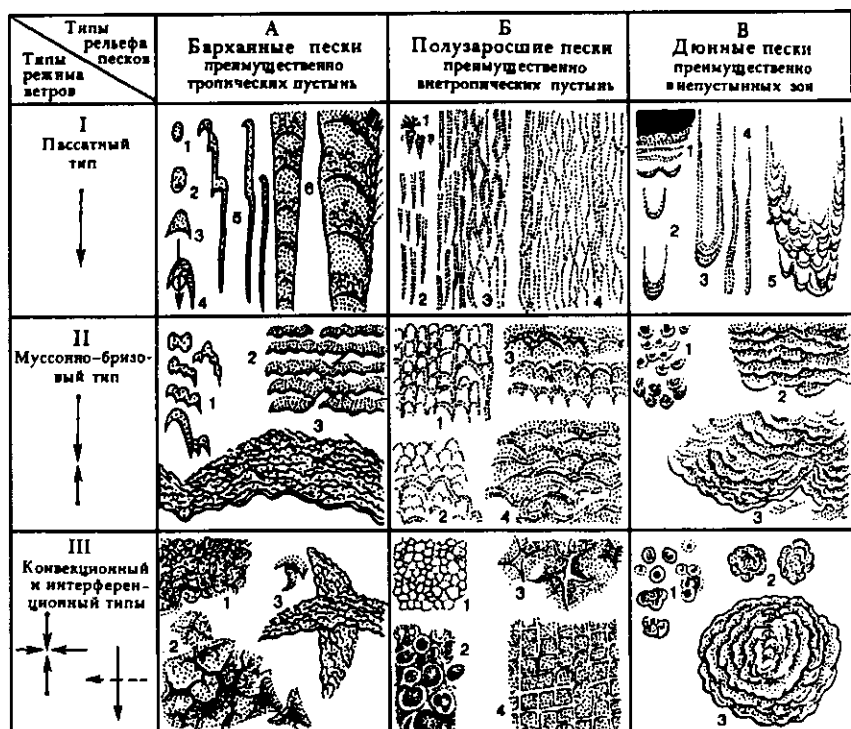


Рис. 150. Формы рельефа песков различных категорий (по Б.А. Федоровичу):

А. Барханные пески: I. *Пассатный тип ветра:* 1 — песчаный шит, 2 — эмбриональный бархан, 3 — серповидный симметричный бархан, 4 — несимметричный бархан, 5 — продольные ветру барханные гряды, 6 — комплексные продольные барханные гряды; II. *Муссонно-бризовый тип ветра:* 1 — групповые барханы, 2 — простые барханные цепи, 3 — комплексные барханные цепи; III. *Конвекционный и интерференционный типы ветров и ветры поперечных направлений:* 1 — цирковые барханы, 2 — пирамидальные барханы, 3 — скрещенные комплексные барханы; **Б. Полузаросшие пески:** I. *Пассатный тип:* 1 — прикустовые косички, 2 — мелкие грядки, 3 — грядковые пески (продольные ветру), 4 — грядово-крупно-грядковые пески; II. *Муссонно-бризовый тип:* 1 — грядово-лунковые пески (при сильном преобладании ветров одного направления), 2 — лунковые пески, 3 — грядовидные поперечные гряды (при незначительном преобладании ветров одного направления), 4 — поперечные асимметричные гряды; III. *Конвекционный и интерференционный типы:* 1 — ячеистые пески, 2 — крупноячеистые пески, 3 — пирамидальные пески, 4 — решетчатые пески; **В. Дюнные пески:** I. *Пассатный тип:* 1 — приморский вал, 2 — параболические дюны, 3 — шпильковидные дюны, 4 — парные продольные дюны, 5 — комплексные параболические дюны; II. *Муссонно-бризовый тип:* 1 — полукруглые мелкие дюны, 2 — полукруглые крупные дюны, 3 — полукруглые комплексные дюны; III. *Конвекционный и интерференционный типы:* 1 — одиночные мелкие кольцевые дюны, 2 — крупные кольцевые дюны, 3 — комплексные циркульные дюны

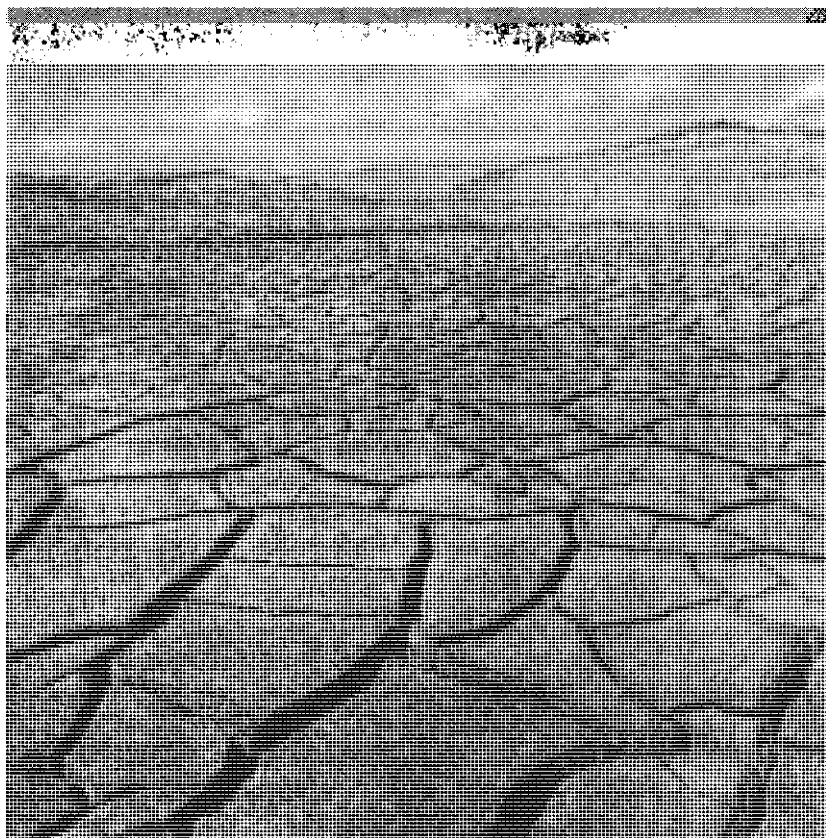


Рис. 151. Такыр

Самые крупные такыры развиты по периферии предгорных пролювиальных равнин, но нередко они образуются и независимо от пролювиальных выносов с гор. На поверхности глинистых пустынь многочисленны отрицательные неровности, в которых при редких, но довольно сильных ливнях накапливается и застывает вода, насыщенная большим количеством взвешенных глинистых частиц. Последующее оседание глинистых частиц и их уплотнение, а затем и растрескивание при высыхании ведут к образованию такыра. Считают, что в формировании такыровой поверхности, отличающейся исключительно сильным уплотнением верхнего слоя, принимают участие синезеленые микроскопические водоросли, поселяющиеся в этих эфемерных водоемах. Такыры могут образоваться 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*, т.е. “*дурных земель*”. В формировании пустынного бедленда часто одновременно участвуют эоловые и эрозионные процессы (см. рис. 97, приложения 11, 13).

Для пустынь характерны такие флювиальные формы, как *сухие долины (вади — арабское название сухих долин)*, 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 вырабатываются ими) нередко в низовьях заканчиваются *пролювиальными конусами выноса*.

Существенная особенность аридных 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 до сотен километров в поперечнике и глубиной от нескольких метров до 200 м.

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

Днища бессточных впадин обычно заняты *солончаками* или *солеными озерами*. Они могут быть либо остаточными — реликтами бывшего когда-то водоема, либо связаны с выходами или подтоком подземных соленых вод. Часто впадины, занятые озером в течение влажного сезона, в сухое время года превращаются в солончаки. Некоторые солончаки покрыты сплошным пластом кристаллической соли. Такие пространства можно назвать *соляными равнинами*. Пласт соли под действием кристаллизации разбивается трещинами на полигональные отдельности. По мере расширения полигонов под влиянием продолжающегося роста кристаллов края полигонов загibaются вверх, а затем пластины соли нагромождаются одна на другую, в результате образуя очень пересеченный микрорельеф — “*соляные торосы*”.

Солончаки — очень характерный элемент ландшафта пустынь. Солончак с соляным пластом постепенно, по мере поступления на его поверхность терригенного материала, приносимого ветром или временными водотоками, и при значительном капиллярном поднятии воды превращается в *мокрый солончак с истым дном*.

(“солёные грязи”) или в *корковый солончак*. Корковый солончак отличается от мокрого довольно плотной и крепкой коркой на поверхности, которая образуется за счет цементации терригенного материала солью. При иссушении поверхности солончака корка разрушается и преобразуется в слой, состоящий из смеси соли и терригенных частиц. Это так называемый *пухлый солончак*. При увеличении количества осадков и обильном поступлении глинистого терригенного материала происходит рассоление солончака и постепенное превращение его в *такыр*. Такие переходы наблюдаются в районе Северного Устюрта. Пухлые солончаки интенсивно развеваются ветром. Эоловый вынос материала из бессточной впадины обуславливает все большее и большее ее углубление. Если при этом происходит и постепенное понижение уровня грунтовых вод, углубление может быть весьма значительным. Формируются формы рельефа *солончаково-дефляционного происхождения*. Примером очень глубоких бессточных впадин являются впадина Карагие (Южный Мангышлак), с абсолютной отметкой дна -132 м, впадины Каттара (-134 м) в Ливийской пустыне и Турфанская (-154 м) в Западном Китае.

Крупные бессточные впадины, по-видимому, имеют комплексное происхождение. Наряду с деятельностью ветра в их образовании важную роль играют структурно-геологические (нередко они расположены в сводах антиклиналей или в грабенах) и благоприятные литологические условия (способствующие карстовым или суффозионным процессам). На формирующихся крутых бортах бессточных впадин закладываются эрозионные формы. При соответствующем литологическом строении развиваются оползневые или обвальные процессы. Образующийся материал измельчается и перманентно выносится ветром. На плато Устюрт каждой крупной бессточной впадине соответствует массив рыхлых или полужакрепленных эоловых песков, расположенный с той стороны впадины, куда направлены господствующие ветры.

Впадины, занятые такырами, также обладают тенденцией к углублению. Образующаяся после дождя на поверхности такыра глинистая корка разрушается по мере высыхания. Крупинки 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 *толмоков* — холмиков из глинистой пыли, нередко встречающихся по соседству с такырами в западной Туркмении.

Для аридных стран с присущими им особенностями денудационных процессов характерен ландшафт *островных*, или *останцовых*, гор и *денудационных равнин*. Островные горы, особенно когда они

связаны с изменениями литологического состава горных пород, могут формироваться и вне аридной зоны (например, в условиях тропического карста), но типичны они все-таки для пустынь. В аридных областях нередко *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 равнин — *чинками*. Примером аридно-денудационных пластовых равнин является плато Устюрт, со всех сторон окруженное обрывистыми *чинками*. Чинки сопровождаются останцовыми островными горами (рис. 152). 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 в Мексике.

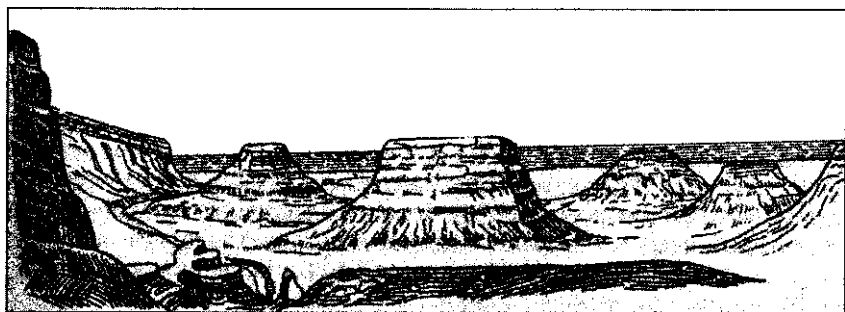


Рис. 152. Столовые останцы вблизи чинков (уступов) Устюрта. Побережье Кара-Богаз-Гола (по Н.И. Андрусову)

Вероятно, на первом этапе образования 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, могут образовать *денудационную равнину* — *педиплен*.

Глава 19

БЕРЕГОВЫЕ МОРСКИЕ ПРОЦЕССЫ
И ФОРМЫ РЕЛЬЕФА

Прежде чем приступить к характеристике береговых морских процессов и создаваемых ими форм рельефа, остановимся на определении некоторых понятий.

Береговая линия (линия уреза) — линия, по которой горизонтальная водная поверхность моря (или озера) пересекается с сушей. Так как уровень водоемов не остается постоянным, береговая линия представляет собой условное понятие, применяемое относительно некоторого среднего многолетнего положения уровня водоема.

Берег — полоса суши, примыкающая к береговой линии, рельеф которой формируется морем при данном среднем уровне водоема.

Подводный береговой склон — прибрежная полоса морского дна, в пределах которой волны способны проводить активную работу (размывать дно, перемещать наносы).

Береговая зона включает в себя берег и подводный береговой склон.

В зависимости от характера (морфологии) берега различают берега: *высокие* (например, берег Кольского полуострова) и *низкие* (северный берег Каспийского моря); *расчлененные* (берег Черного моря между Крымским полуостровом и устьем Дуная) и *выровненные* (берег Черного моря между Геленджиком и Сочи); *приглубые*, имеющие значительные уклоны подводного берегового склона с преимущественным развитием *абразионных* (разрушительных) процессов (берег Черного моря к югу от Новороссийска), *отмелые*, характеризующиеся малыми углами наклона подводного берегового склона, с преобладанием процессов аккумуляции материала (берега Северного Каспия).

В береговой зоне действует комплекс сил, определяющих ее морфологический облик. Это приливы и отливы и связанные с ними течения; в неприливных морях с отмелыми берегами — сгонно-нагонные явления и вызываемые ими течения; *цунами* — морские гравитационные волны большой длины, возникающие при подводных землетрясениях; постоянные морские течения; деятельность организмов; деятельность рек, формирующих особый тип берегов (*потамогенные берега*). Однако главным действующим фактором, определяющим морфологию и динамику берега, являются волны и связанные с ними волновые течения.

Волны. Ветер, воздействуя на водную поверхность, вызывает колебательные движения воды в ее поверхностной толще. 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*. Так как волновые движения с глубиной затухают, разделение морских волн на эти категории проводят по признаку: глубина моря больше или меньше глубины проникновения волновых движений. На глубине, *равной или больше половины* длины волны, волновые колебания, а следовательно, и воздействие их на дно водоема, затухают.

В морской волне различают *высоту h , длину L , период T , скорость распространения V* и такие элементы, как *гребень* и *ложбина* волны, *передний* и *задний склоны*, *фронт* и *луч* волны (рис. 153). Время, в течение которого частица воды описывает полную орбиту, называется периодом, а величина, получаемая при делении длины волны на ее период, — *скоростью распространения*.

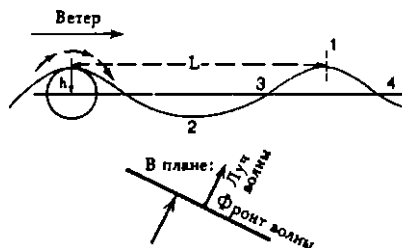


Рис. 153. Элементы волны:

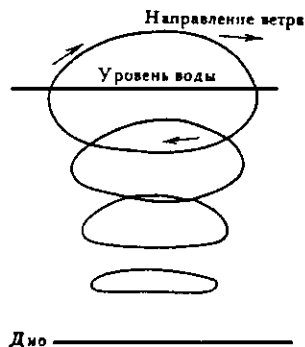
h — высота; L — длина; 1 — гребень волны; 2 — ложбина; 3 — задний склон волны; 4 — передний склон волны. Стрелки указывают направление ветра

Параметры волн зависят от силы ветра и его продолжительности, от характера подводного берегового склона, от длины разгона волн. Подобно энергии потока, полная энергия волн может быть выражена формулой: $E = 1/8 \rho g h^2 L$, где E — энергия волны, ρ — плотность воды, g — ускорение силы тяжести, h — высота волны, L — длина волны. Учитывая, что ρ и g изменяются в незначительных пределах, можно сказать, что энергия волны пропорциональна длине и квадрату высоты волны.

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 энергии волнами при прохождении над подводным береговым склоном, тем меньше ее доносится до береговой линии. В результате взаимодействия с дном при про-

Рис. 154. Характер орбит волновых частиц в волне мелководья (по Н.Е. Кондратьеву)



хождении над мелководьем волны меняют свой профиль, становятся асимметричными: передний склон становится круче, а задний выполаживается. Внешней асимметрии отвечает возникающая у волн мелководья асимметрия орбит, по которым движутся водные частицы. Орбиты из круглых становятся эллиптическими, причем сами эллипсы неправильные, сплюснутые снизу (рис. 154). Соответственно утрачивается равенство орбитальных скоростей. Скорости движения, направленные в сторону берега (т.е. при прохождении верхней части орбиты), становятся больше скоростей обратного 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. Происходит обрушение гребня волны, в результате волновое движение воды сменяется принципиально новым видом движения — *прибойным потоком*, или *накатом*. Само разрушение волны называется *прибоем*.

Прибойный поток формируется из массы воды, образующейся при разрушении волны. Он взбегает вверх по береговому склону, причем направление потока примерно совпадает с направлением волны, вызвавшей его, но все же заметно отклоняется от первоначального под действием силы тяжести (рис. 155). Скорость прибойного потока уменьшается по мере его удаления от места зарождения, т.е. от места разбивания волны. Замедление потока связано с затратой энергии на преодоление силы тяжести, на преодоление трения о поверхность, по которой он взбегает, на перемещение и обработку наносов, а также с потерей части массы воды на просачивание в грунт.

Точка, где скорость прибойного потока снижается до нулевого значения, называется

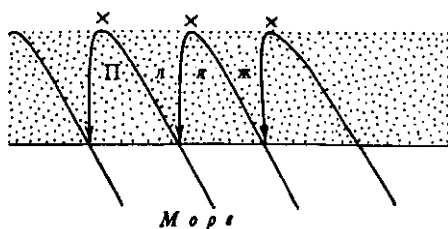


Рис. 155. Траектории прибойного потока на пляже при косом подходе волн к берегу. Крестиками отмечена вершина заплеска

вершиной заплеска. Отсюда еще не растроченная 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 волны, т.е. той изобате, на которой начинается деформация волн, а верхняя определяется *линией заплеска*, образуемой совокупностью вершин заплеска прибоя. По имеющимся данным о длине океанических волн, достигающей 350 м, нижняя граница подводного берегового склона в океанах прослеживается на глубинах до 150 м, в морях — до 50 м.

Для понимания волновых процессов на берегах морей необходимо иметь 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, наблюдается 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. 156). Результатом этого является “срезание” (абразия) мысов, аккумуляция материала в вогнутостях (заливах) и, в итоге, выравнивание берега, а по существу, выравнивание энергии волн, подходящих к берегу.

Следует отметить, что фактические орбиты, по которым движутся частицы воды при волнении, несколько разомкнуты в связи

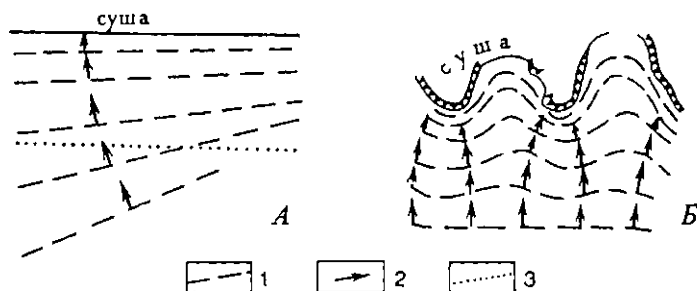


Рис. 156. Схема рефракции волн у ровного (А) и бухтового (Б) берегов (по В.П. Зенковичу):

1 — фронты волн; 2 — лучи волн; 3 — основание подводного склона

с пульсационным (неравномерным) воздействием 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. Перекос уровня вызывает образование *компенсационных течений*.

При подходе волн под прямым углом к берегу с отлогим подводным склоном первое разрушение волн происходит еще на значительном расстоянии от него. Масса воды, скапливающаяся у берега, подпруживается “живой стеной” прибоя до тех пор, пока она не найдет выхода на каком-либо участке, где эта “стена” несколько ниже. Тогда массы воды прорываются от берега в сторону моря, образуя *разрывное течение* (рис. 157). Разрывные течения в силу своего “бурного” характера развивают скорость до нескольких метров в секунду и способны выносить из прибрежной полосы во внешнюю зону подводного берегового склона большое количество взмученных наносов. Это одна из причин утечки наносов из прибрежной полосы береговой зоны.

При подходе волн к *отмелю берегу* под острым углом отток излишков воды происходит вдоль берега. В результате образуется *вдольбереговое волновое течение* (рис. 157, Б). Оно также имеет значительные скорости и наряду с собственно волновыми движениями является важным средством перемещения наносов вдоль берега.

При подходе волн к *приглубому берегу* отток излишков воды от берега осуществляется дон-

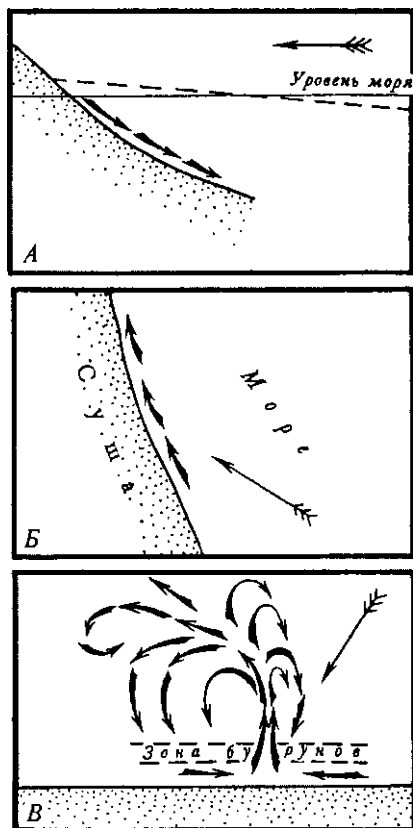


Рис. 157. Волновые течения:

А — донное противотечение; Б — вдольбереговое течение; В — разрывное течение; 1 — направление распространения волн; 2 — направление течений

ным течением, направленным от берега в сторону моря — *донное противотечение* (рис. 157, А). Оно также способствует уносу обломочного материала из прибрежной полосы во внешнюю береговую зону.

Из сказанного видно, что волновые движения и обусловленные ими волновые течения приводят к перемещению наносов перпендикулярно к берегу — это называется *поперечным перемещением наносов*, или вдоль берега — *вдольбереговое перемещение наносов*. Оба эти фактора приводят к образованию специфических форм рельефа в пределах береговой зоны.

Поперечное перемещение наносов

Представим себе пологий подводный склон, сложенный частицами наносов одинаковой крупности и имеющий на всем протяжении одинаковый уклон. Волны подходят к берегу под прямым углом. На глубине, равной половине длины волны, начинается деформация волн и их воздействие на частицы наносов, лежащих на дне (рис. 158). При слабой деформации волн перевес “прямых скоростей” над “обратными скоростями” еще невелик, но, поскольку частица находится на наклонном дне, к усилию обратного волнового движения прибавляется 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 уравновесят 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. Это — *нейтральная точка*. Совокупность нейтральных точек



Рис. 158. Профиль динамического равновесия подводного берегового склона, сложенного наносами одинаковой крупности (по В.П. Зенковичу)

на подводном склоне называется *нейтральной линией* для наносов данной крупности.

Выше нейтральной точки перевес прямых скоростей над обратными не только компенсирует совместное действие обратных скоростей и силы тяжести, но и превосходит его. В результате здесь образуется зона перемещения материала вверх по склону. В целом, таким образом, ниже нейтральной линии устанавливается зона выноса материала, который отлагается в нижней части подводного берегового склона, а выше нейтральной линии — зона выноса материала вверх по склону, который накапливается у берега. Положение нейтральной линии, в свою очередь, не остается постоянным, так как углубление обеих зон по отношению к первоначальному наклону подводного берегового склона (см. рис. 158, пунктир) обуславливает изменение углов наклона дна и глубин над склоном и, следовательно, смещение нейтральной линии. В результате обе зоны выноса сомкнутся, а профиль берега в целом, включая подводный береговой склон и собственно берег, приобретет вид закономерно вогнутой кривой. Это называется *профилем динамического равновесия*, поскольку в каждой его точке достигается такое соотношение уклонов дна, при котором они компенсируют преобладание прямых скоростей над обратными. Частицы наносов будут тогда находиться в движении, подобном тому, которое наблюдается в зоне нейтральной линии, но смещение их вниз или вверх по склону прекратится. Однако в природных условиях динамическое равновесие не может быть достигнуто вследствие непостоянства и разнообразия действующих факторов. Приведенная схема только позволяет уяснить общие тенденции перемещения частиц наносов по профилю при подходе волн под прямым углом к береговой линии.

Скопление наносов в зоне действия прибойного потока называется *пляжем*. В соответствии с вышеописанными закономерностями, пляж обычно сложен более крупными наносами, чем подводный береговой склон. Вследствие того, что максимальные скорости прямого потока достигаются им в начале движения, близ зоны разбивания волн, именно здесь накапливается самый крупный обломочный материал. Далее вверх по пляжу крупность наносов закономерно убывает.

По морфологическим признакам выделяют 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 подножия уступа, то образуется *прислоненный*

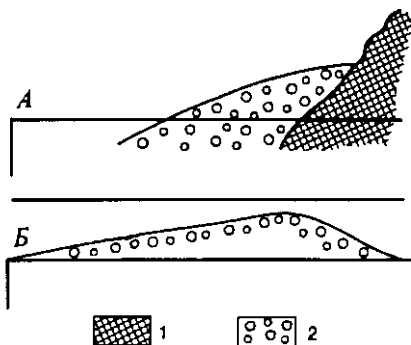


Рис. 159. Пляж неполного профиля (А) и береговой вал (Б) — пляж полного профиля (по В.В. Лонгинову):

1 — коренные породы; 2 — отложения пляжа

пляж, или пляж неполного профиля, с одним склоном, обращенным в сторону моря (рис. 159). Таким образом, пляж — элементарная аккумулятивная форма в пределах береговой зоны моря, знание закономерностей образования и динамики которой позволяет разобраться в динамике и происхождении более сложных береговых аккумулятивных образований. Следует отметить чрезвычайную динамичность пляжа как формы рельефа, что хорошо иллюстрирует рис. 160.

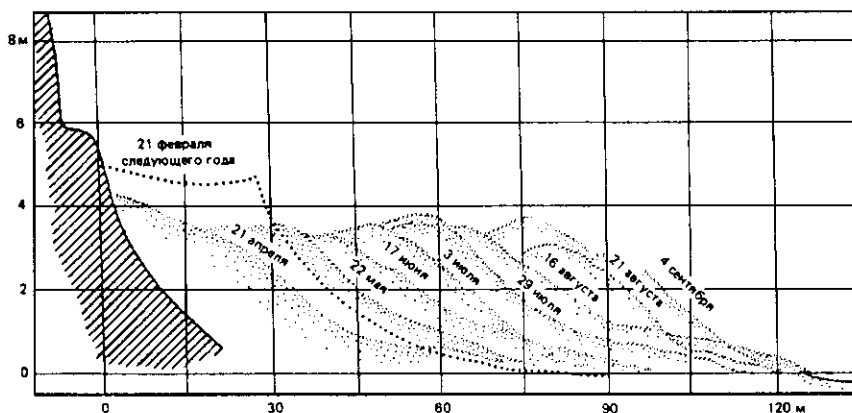
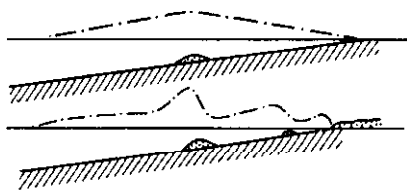


Рис. 160. Изменение профиля одного из калифорнийских пляжей в течение года. Летом динамику пляжа определяет аккумуляция, зимой — размыв (по З. Кукалу, 1983)

При поперечном перемещении наносов формируются не только пляж, но и другие аккумулятивные формы рельефа. Нередко о том, что данный пляж или другая аккумулятивная форма 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 др.), очевидно, что питание ее осуществляется за счет поступления материала с подводного склона, т.е. главным образом за счет поперечного перемещения наносов.

Рис. 161. Схема образования подводных валов. Штрихпунктирной линией показаны кривые расхода энергии волн (по В.П. Зенковичу)



С процессом поперечного перемещения наносов связано образование *подводных валов* — аккумулятивных форм, сложенных обычно песчаным материалом и протягивающихся вдоль берега параллельно друг другу (2—3, реже 5—6 валов). Высота валов от 1 до 4 м при длине от нескольких сотен метров до нескольких километров (рис. 161, приложение 26).

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 изменение параметров волны, а следовательно, и ее энергии в сторону уменьшения. На отмелях берега зона частичного разрушения волн может быть довольно широкой, и здесь наряду с прибойным потоком выделяют *зону забурунивания*.

Множественность подводных валов связана 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.

Пляжи, береговые и подводные валы — это так называемые элементарные аккумулятивные формы. Известны гораздо более крупные аккумулятивные образования, происхождение которых также обусловлено поперечным перемещением наносов. Они называются *береговыми барами*, или *барьерами* (в английской литературе — *barrier beach*, *barrier islands*). Береговые бары сложены материалом донного происхождения (нередко ракушей, ракушечным или коралловым песком), протягиваются на десятки, а то и сотни километров вдоль изрезанных низменных морских берегов и обычно отделяют от моря прибрежную акваторию — *лагуну* (рис. 162). Подножия многих баров располагаются на глубинах 10—20 м, а над водой они воздымаются на 5—7 м, а то и на несколько десятков метров. Столь значительная высота бара достигается за счет дюн. Если не считать эти навейные образования, то в среднем относительная высота баров над их подножием 15—30 м, или 4—5 м над уровнем моря. Бары очень широко распространены: 10% от всей протяженности береговой линии Мирового океана приходится на берега, окаймленные барами.

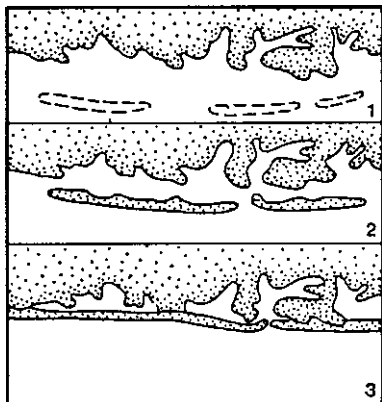


Рис. 162. Стадии развития бара:
1 — подводный бар; 2 — островной бар;
3 — береговой бар (по О. К. Леонтьеву)

Типичными примерами берегового бара могут служить Арабатская стрелка на западном побережье Азовского моря, очень крупные береговые бары наблюдаются на берегах Мексиканского и Гвинейского заливов.

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 с выработкой подводного профиля в пределах затопленных равнин субаэральной аккумуляции. Повсеместное распространение баров определенно указывает на планетарные причины их формирования.

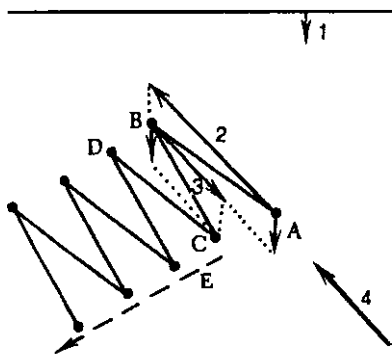
Схема развития баров представлена на рис. 162. Возникший *подводный бар* (рис. 162, 1) с течением времени превращается в *островной бар* (рис. 162, 2), а затем, в результате причленения его к берегу, становится *береговым баром* (рис. 162, 3). Типичным примером берегового бара является Аграханский полуостров Каспийского моря. Возникший здесь в начале четвертичного времени в приустьевой части Терека подводный бар в результате колебания уровня моря превратился в островной, который затем своим южным концом причленился к берегу севернее устья р. Сулак, превратившись в береговой бар. Последующие процессы придали ему морфологический облик морской косы.

Продольное перемещение наносов

При подходе волн под косым углом к берегу возникает *продольное*, или *вдольбереговое*, перемещение наносов. Принципиальная схема этого процесса представлена на рис. 163. 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 частица переместится по равнодействующей волнового движения и силы тяжести.

Рис. 163. 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



При прохождении ложбины волны частица должна сместиться в противоположном направлении, но теперь уже по равнодействующей обратного волнового движения и силы тяжести. Так, от одного волнового колебания к другому частица совершит путь по зигзагообразной траектории и, пройдя некоторое расстояние вдоль берега, переместится из точки А в точку D (рис. 163).

При косом подходе волн частицы наносов совершают вдольбереговое перемещение и в зоне пляжа. Прибойный поток, избегая на пляж, первоначально сохраняет направление движения породившей его волны, но по мере приближения к вершине заплеска под действием силы тяжести все больше отклоняется от этого направления. 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. В итоге за некоторый отрезок времени она пройдет определенный путь вдоль берега (см. рис. 155).

Длина пути частицы, как и путь продольного перемещения по подводному склону, за определенный отрезок времени (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 при малом угле подхода волна должна будет пройти большее расстояние над мелководьем, а это приведет к большей потере энергии и, следовательно, к потере наносодвижущей энергии волны. Поэтому оптимальная величина угла подхода волн к берегу составляет 45° или близка к этой величине. Оптимальный угол обозначается буквой ϕ .

До сих пор говорилось о перемещении элементарной частицы, но охарактеризованные закономерности присущи перемещению множества частиц, и при благоприятных условиях на пляже и на подводном береговом склоне происходит массовое перемещение наносов. Такое 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, поступающий с верхней части берегового уступа за счет склоновых процессов, биогенный материал и др.

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 транспортировку. При этом считается, что *поток наносов насыщен*, но ни размыва берега, ни отложения наносов не происходит. Следовательно, *насыщенностью потока* следует называть *отношение мощности к емкости*. Если это отношение меньше единицы, поток ненасыщен. Какая-то доля волновой энергии, свободной от работы по переносу материала, будет направлена на размыв берега.

Если емкость потока падает или она меньше, чем поступление наносов на данный участок берега, можно говорить о превышении интенсивности поступления наносов над емкостью потока. В результате часть материала прекращает движение и отлагается, образуя аккумулятивную форму.

Из сказанного очевидно, что максимальная емкость потока наносов достигается при подходе волн к берегу под углом около 45° . Если в результате изменения контура берега происходит изменение угла подхода, емкость потока понижается, интенсивность поступления материала оказывается избыточной по отношению к ней, начинается аккумуляция материала. Это возможно, например, если контур берега образует входящий угол abc (рис. 164, А). Тогда за точкой перегиба контура b угол подхода приближается к 90° , скорость перемещения резко сокращается, а со стороны a материал продолжает поступать с прежней интенсивностью. Начинается аккумуляция материала, в результате образуется *аккумулятивная форма заполнения входящего угла контура берега*. Поскольку

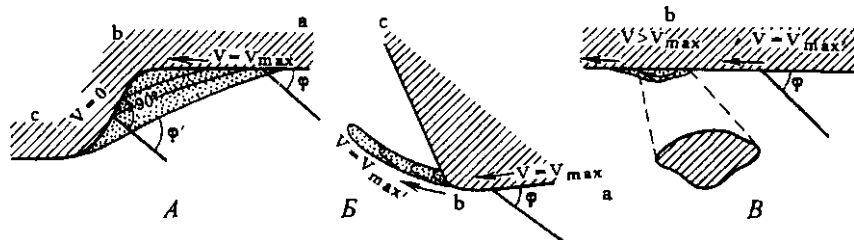


Рис. 164. Схема образования простейших береговых аккумулятивных форм (по В.П. Зенковичу):

А — заполнение входящего угла контура берега; Б — огибание выступа берега; В — внешняя блокировка

форма рельефа на всем внутреннем периметре примыкает к берегу, то ее называют *примкнувшей*. К этой категории относятся различные *аккумулятивные террасы* в вершинах заливов, перед молами портов и др.

Падение емкости потока наносов может происходить и при огибании им выступа контура берега (рис. 164, 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 выступа берега. При дифракции происходят 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 ее растущее окончание (дистальное) остается свободным, поэтому коса называется *свободной аккумулятивной формой*.

Уменьшение емкости потока наносов может быть вызвано ослаблением волнения на участке берега, защищенном со стороны моря каким-либо препятствием, например островом (рис. 164, В). Тогда в «волновой тени» начинается аккумуляция. Образуется аккумулятивная форма, которая во время роста может полностью перегородить пролив и причленилась дистальным концом к острову. Ее называют *томболо* или *переймой*.

Другой тип аккумулятивной формы — *пересыпь* — может образоваться при падении энергии волнового поля в бухтах (рис. 165). Береговые бары, если они присоединены в одной или нескольких точках к выступам береговой линии, также становятся замыкающими аккумулятивными формами. Аналогичная форма может образоваться и в том случае, если коса, возникшая перед входом в залив, во время роста достигает противоположного берега залива.

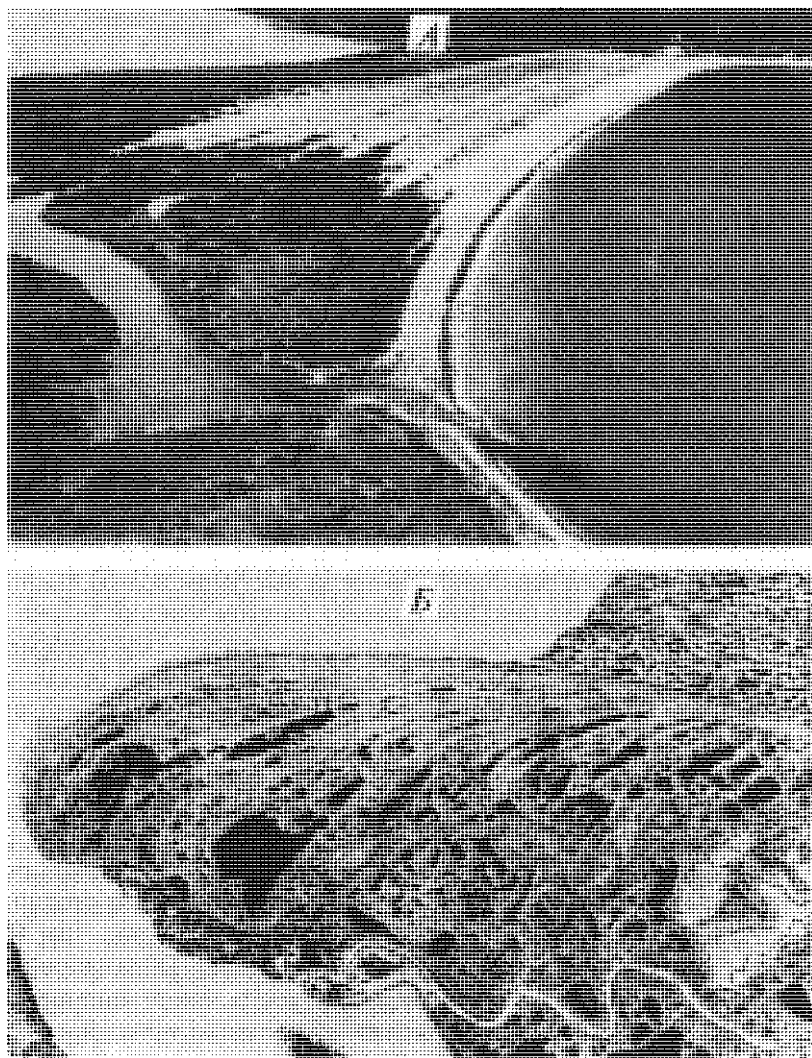
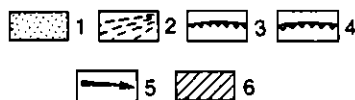
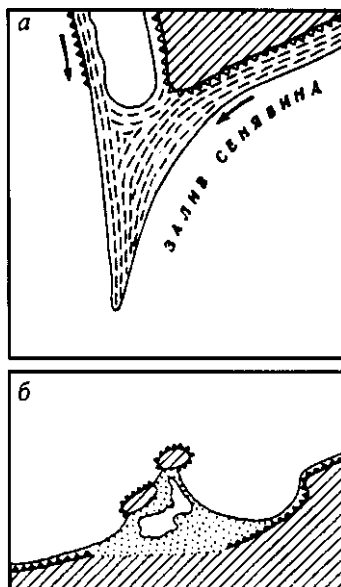


Рис. 165. А. Пересыпь, отделившая устье небольшой реки. Б. Морская коса (аэрофото)

Существующие в природе аккумулятивные береговые формы в основном представляют собой либо усложненные варианты рассмотренных здесь случаев, либо комбинацию нескольких из них. Примеры подобных форм приведены на рис. 166.

Рис. 166. Сложные аккумулятивные формы:
 а — коса-стрелка (мыс Георгия, Сахалин);
 б — двойная перейма (по О.К. Леонтьеву,
 Л.Г. Никифорову, Г.А. Сафьянову, 1975): 1 —
 аккумулятивное тело; 2 — стадии форми-
 рования косы; 3 — свежий абразионный клиф;
 4 — отмерший клиф; 5 — направление по-
 тока наносов; 6 — суша



Абразионная работа волн

Ранее рассматривалась транспор-тирующая и аккумулятивная дея-тельность морских волн и прибо-я. Но эти же факторы нередко вызы-вают и разрушение берега. Разруши-тельная работа моря — абразия. Раз-личают три вида абразии — меха-ническую, химическую и термиче-скую.

Механическая абразия — разруше-ние пород, слагающих берега, под действием ударов волн и прибо-я и бомбардировки обломочным мате-риалом, переносимым волнами и при-бо-ем. Это основной вид абразионной работы моря, который всегда присутствует при химической и тер-мической абразии.

Химическая абразия — разрушение коренных пород, слагающих берег и подводный береговой склон, в результате растворения их морской водой. Основным условием проявления химической аб-разии, подобно карсту, является растворимость пород, слагающих берег.

Термическая абразия — разрушение берегов, сложенных мерз-лыми породами или льдом, в результате отепляющего действия морской воды на лед, содержащийся в мерзлой породе или слага-ющий прибрежные ледники.

Концентрация волновой энергии у мысов изрезанного берега и недонасыщение береговой зоны наносами способствуют воз-никновению абразионного процесса. Важнейшей предпосылкой развития абразионного берега также является крутой уклон ис-ходного профиля подводного берегового склона. При этом расход энергии волны при прохождении ее над подводным береговым склоном происходит лишь в пределах узкой зоны дна, поэтому к береговой линии волны приходят с 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* (рис. 167). 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 образовавшийся уступ, еще интенсивнее разрушает берег.

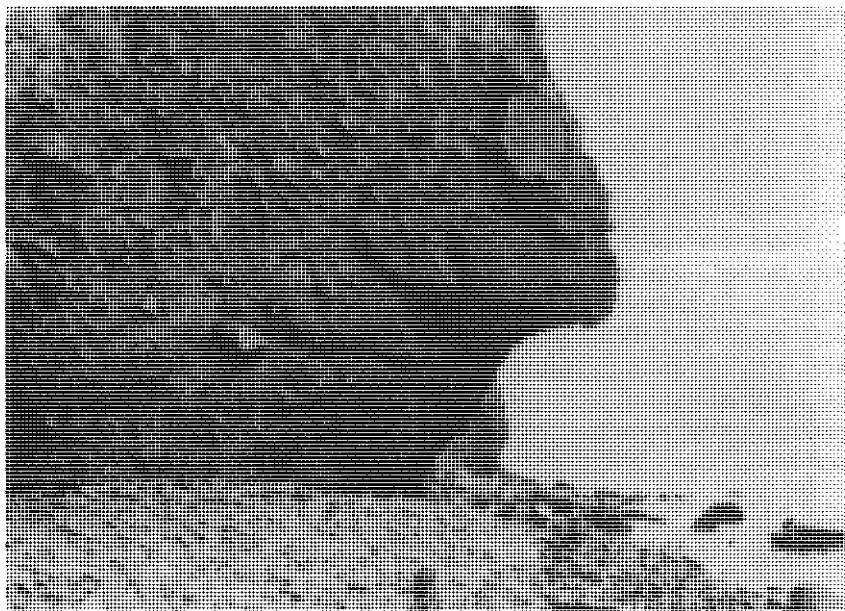


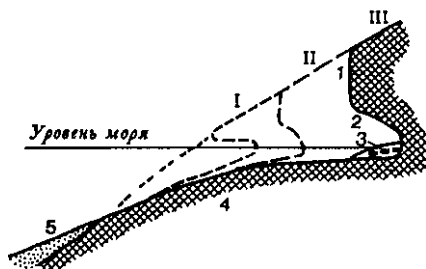
Рис. 167. Волноприбойная ниша (берег Аральского моря)

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 подножием вырабатывается слабо наклоненная в сторону моря площадка — *бенч*. Бенч начинается у самого подножия клифа, т.е. у волноприбойной ниши, и продолжается ниже уровня моря (рис. 168).

Чем больше отступление клифа, т.е. чем дольше и интенсивнее работает абразия, тем положение становится та часть бенча, которая

Рис. 168. Схема развития и основные элементы абразионного берега:

I, II, III — стадии отступления берега;
1 — клиф; 2 — волноприбойная ниша;
3 — пляж; 4 — беч; 5 — прислоненная подводная аккумулятивная терраса



прилегает к клифу. Благодаря этому профиль абразионного берега постепенно приобретает вид выпуклой кверху кривой. Выположенная верхняя часть профиля становится все шире, и со временем волнам, для того чтобы достигнуть берега, приходится преодолевать широкую полосу образовавшегося мелководья. Большая затрата волновой энергии при прохождении над мелководьем в конечном счете приводит к затуханию, а затем и 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 подножия клифа за определенный отрезок времени, например за год. Она зависит от параметров волн, но есть и другие условия. Так, высокие берега отступают медленнее, чем низкие. Берега, сложенные более прочными породами, разрушаются медленнее, чем берега, сложенные рыхлыми или слабосцементированными породами. Например, берега, сложенные кристаллическими изверженными породами, нередко вообще не обнаруживают сколько-нибудь заметных признаков отступления. Берега же, сложенные глинами, мергелями, суглинками, песками или слабосцементированными песчаниками, отступают очень быстро, на несколько метров в год.

Следует отметить, что развитие берега по абразионному или аккумулятивному типу зависит не только от уклонов подводного берегового склона, но и от характера рельефа прилегающей к берегу суши. Если к береговой линии подступает крутой уступ, он будет подвергаться абразии даже в условиях очень пологого подводного берегового склона. Примером этого процесса служит размыв берегов Каспийского моря в черте Каспийска, к северу от Махачкалы, к северу от устья Сулака и ряде других мест, где при подъеме уровня Каспийского моря в 70—90-х годах XX в. в результате абразии берег отступил на десятки и первые сотни метров в условиях чрезвычайно малых уклонов подводного берегового склона (рис. 169).

В ряде случаев в результате абразионной работы моря образуются причудливые формы рельефа (рис. 170).



Рис. 169. Формирование абразионного клифа в условиях отмелого берега (берег Каспийского моря). Хорошо виден прислоненный пляж

Выравнивание береговой линии

Образование аккумулятивных береговых форм, с одной стороны, и срезание мысов абразией — с другой, ведут к *выравниванию береговой линии*. Поскольку береговая линия в современную геологическую эпоху формировалась в ходе послеледниковой трансгрессии Мирового океана, исходные очертания ее предопределялись *ингрессией* моря, т.е. проникновением морских вод в понижения рельефа затопленной прибрежной суши. Это неизбежно должно было придать берегам изрезанные очертания. Такие берега называются *ингрессионными*. Их индивидуальные отличия определялись прежде всего различиями факторов, обусловивших расчленение рельефа прибрежной суши. Можно назвать следующие наиболее распространенные типы ингрессионных берегов (рис. 171).

1. *Фиордовые берега*, образовавшиеся в результате затопления ледниковых долин прибрежных горных стран. Они так названы потому, что для них характерны *фиорды* — узкие и длинные извилистые заливы, образующиеся при ингрессии моря в бывшие ледниковые трог (берега Норвегии, Канады, Новой Земли).

Разновидностью фиордовых берегов являются *фьердовые берега*, которые отличаются тем, что море здесь ингрессировало в ледниковые долины равнинных районов.

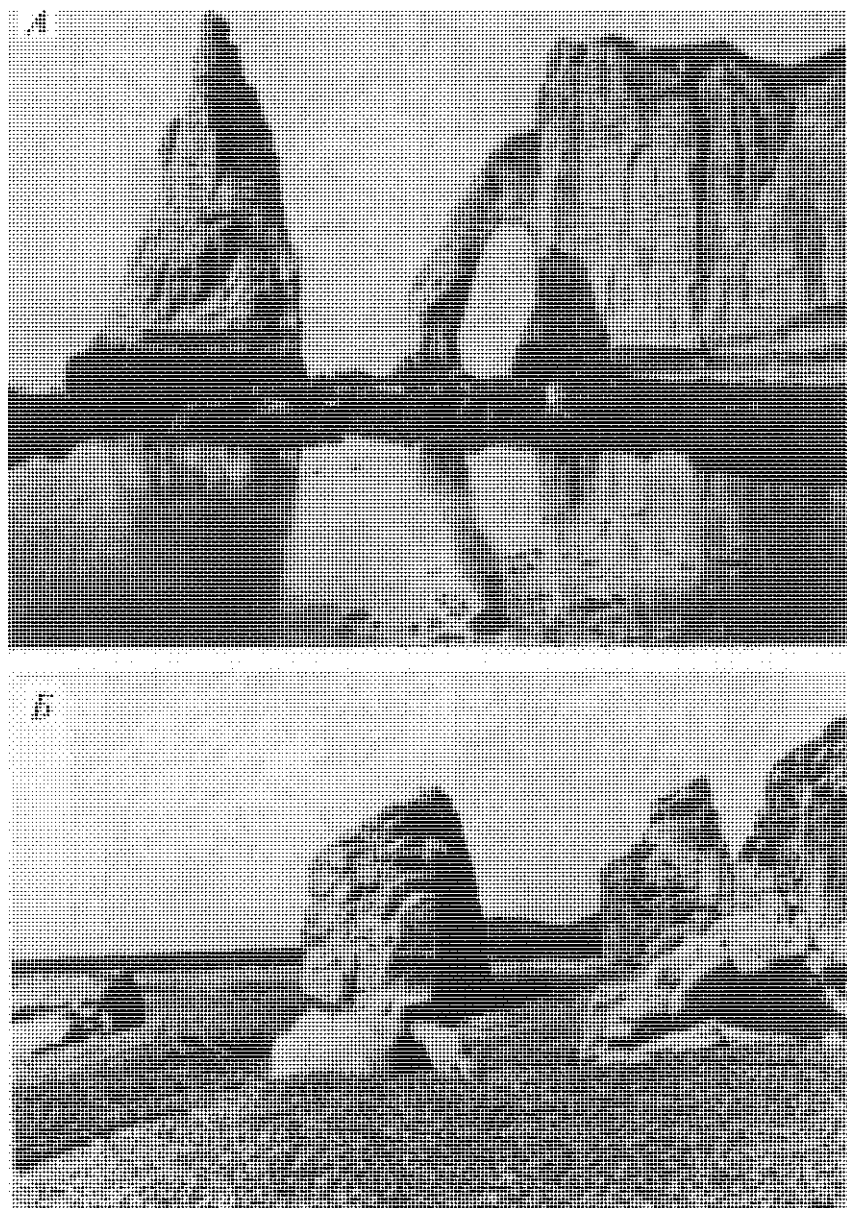
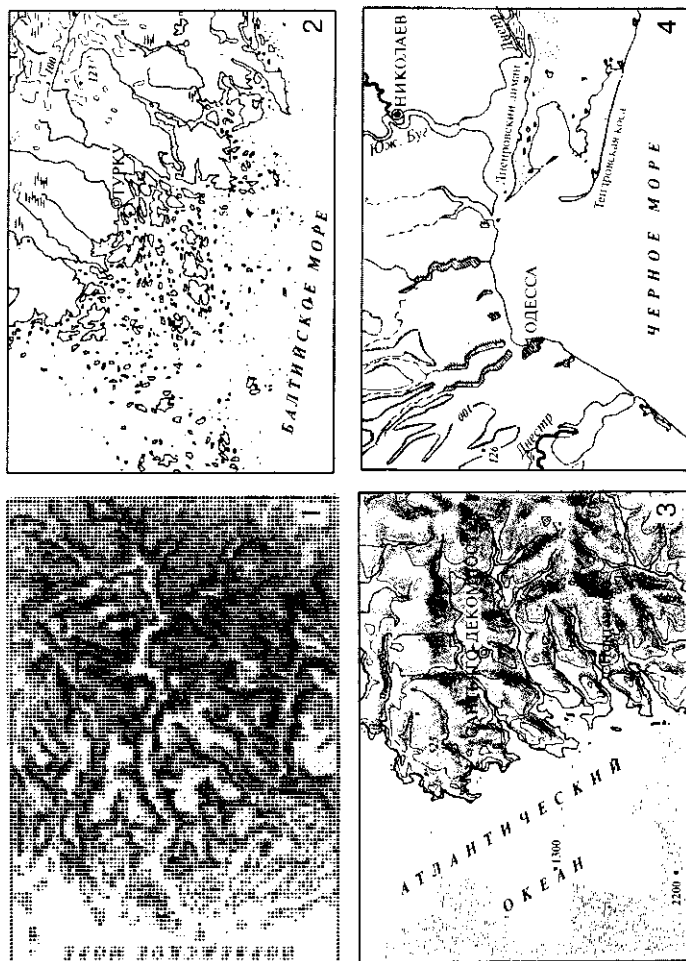


Рис. 170. Примеры некоторых специфических форм абразионных берегов



2. *Шхерные берега*, образовавшиеся при затоплении низких ледниково-денудационных равнин; *шхерами* называют совокупность мелких скалистых островов, представляющих собой подтопленные бараньи лбы или “курчавые скалы”, узких проливов и заливов. Иногда такие островки могут представлять собой подтопленные ледниковые отторженцы, друмлины, конечно-моренные образования.

3. *Риасовые берега*, возникшие при затоплении прибрежных отрезков речных долин горных стран; *риасы* — узкие извилистые заливы, образовавшиеся в результате ингрессии моря в речные

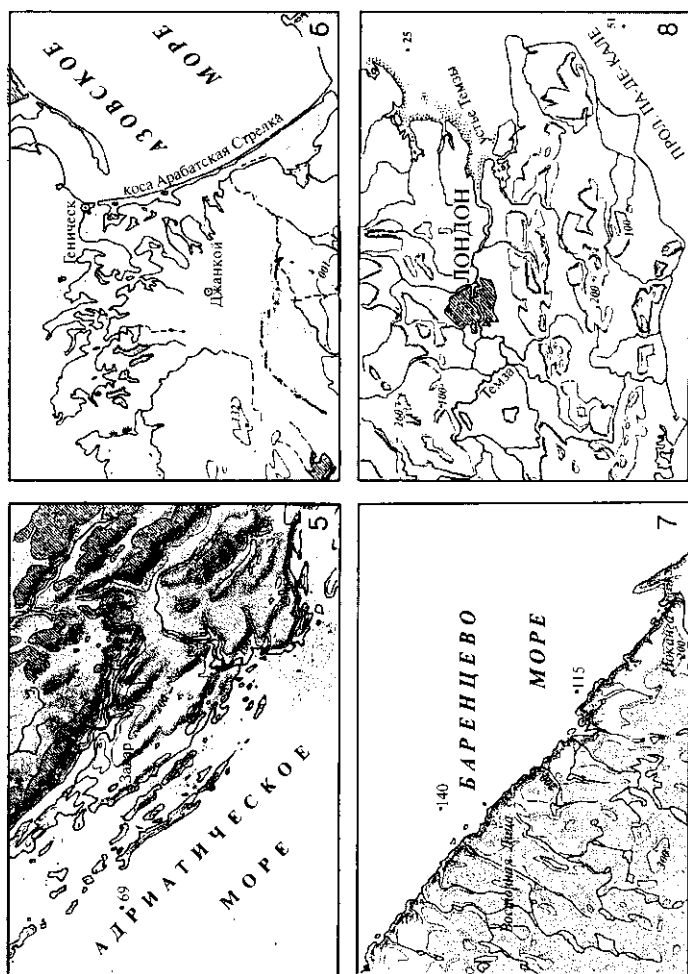


Рис. 171. Некоторые типы исходного расчленения береговой линии:

1 — фьордовый берег, 2 — шхерный; 3 — риасовый; 4 — лиманный; 5 — далматинский; 6 — лагунный; 7 — сбросовый; 8 — эстуарный

долины. Примерами риасовых берегов являются северо-западное побережье Пиренейского полуострова, юго-западное побережье Ирландии и др.

4. *Лиманные берега*, образовавшиеся в результате подтопления речных долин низменных прибрежных равнин. Заливы, возникающие при этом, называют *лиманами*. Типичным примером лиманного берега является северо-западное побережье Черного моря.

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

ориентированных полуостровов, заливов “молотообразных” очертаний, с узкими входами, разветвляющимися в обе стороны от устья. Примерами являются побережья Далмации (Адриатическое море), южного острова Новой Земли.

Процесс выравнивания береговой линии в большей мере зависит не только от интенсивности волн, но и от степени расчленения исходной береговой линии и прочности пород, слагающих берег. Важнейшее значение имеет также характер подводного берегового склона, в первую очередь его уклон.

Представим себе ингрессионный берег, подводный склон которого имеет значительную крутизну как на мысах, так и в бухтах. Берег сложен легко размываемыми породами. Вследствие большей скорости отступления клифа на мысах береговая линия будет быстро выравниваться, и в конечном счете сформируется *выровненный абразионный берег*. Если глубина расчленения ингрессионного берега велика, а породы, его слагающие, достаточно прочны, выравнивание может и не произойти. Благодаря этому и в настоящее время видны многочисленные примеры риасовых, фиордовых, шхерных берегов и др.

Далее рассмотрим ингрессионный берег с крутым подводным склоном на мысах и отлогим в бухтах. В этом случае на мысах происходит 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, *абразионно-аккумулятивный выровненный берег* (рис. 172).

Ингрессионный берег на всем протяжении может иметь отлогий подводный склон. Тогда здесь будут преобладать аккумулятивные

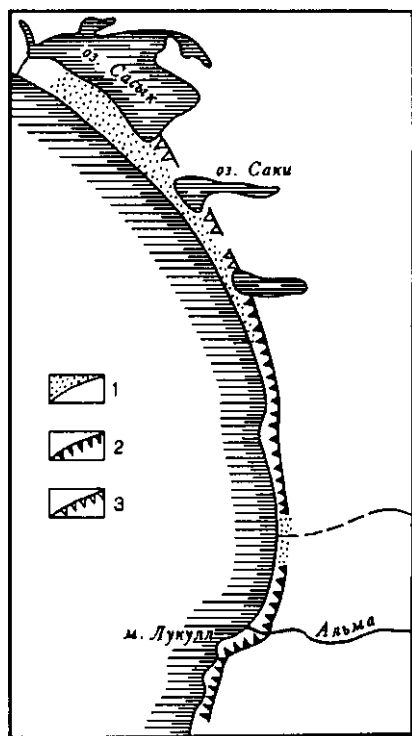


Рис. 172. Сложный выровненный берег (западное побережье Крымского полуострова):

- 1 — береговые аккумулятивные формы;
- 2 — активные клифы; 3 — отмершие (древние) клифы (по О. К. Леонтьеву)

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. 171, 6).

Современные морские берега представлены огромным разнообразием типов, связанным с тем, что различные отрезки берегов Мирового океана находятся в разных стадиях выравнивания, имеют неодинаковый характер исходного расчленения, разное геологическое строение. Одни отрезки берега успели подвергнуться выравниванию, другие интенсивно выравниваются, третьи в ходе развития приобрели еще большее расчленение благодаря выработке абразией бухт или проливов на месте выходов более податливых к размыву пород, а также образованию свободных и замыкающих аккумулятивных форм. Встречаются берега, сохранившие практически неизменным исходное расчленение. В особенности это относится к сильно и глубоко расчлененным рiasовым и фиордовым берегам, а также к берегам тектонического глыбового расчленения, сложенным очень прочными магматическими или метаморфическими породами. Такие берега составляют около $1/5$ Мирового океана. Они получили название *берегов, не измененных морем*. Такие берега чаще встречаются в горных странах или на окраинах приподнятых равнин (например, северный берег Кольского полуострова, берега полуострова Сомали) и поэтому имеют вид высоких обрывов, которые, однако, нельзя назвать клифом, поскольку эти уступы в основе имеют не абразионное, а эрозионно-тектоническое, ледниковое или тектоническое происхождение. Их развитие протекает главным образом под воздействием различных склоновых процессов. Такие берега называются *денудационными*, а при некотором участии абразии, которая может провоцировать такие процессы, — *абразионно-денудационными* (рис. 171, 7).

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 притяжения Луны и Солнца. И хотя Солнце по массе неизмеримо больше, главную роль в возникновении приливов играет Луна, расположенная к Земле во много раз ближе.

При полнолунии и новолунии (эти фазы Луны называются *сизигиями*) приливные силы Луны и Солнца складываются, и 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, подножие клифа приурочено к уровню прилива.

На отмелях берегах приливы являются важным фактором аккумуляции наносов. В основе аккумулятивной деятельности приливов и отливов лежит неравенство их скоростей. Обычно прилив проходит быстрее, чем отлив, в результате чего скорости приливного течения больше, чем скорости отливного течения. Поэтому весь 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 — *осушки*, или *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 появляется 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. Возвратно-поступательное движение водных масс приводит к формированию специфических эрозионных форм в пределах осушки (рис. 173).

Приливные течения в пределах прибрежного мелководья могут развивать значительные скорости, размывать дно, образовывать желобообразные или руслообразные выработанные формы рельефа, а также подводные аккумулятивные формы: песчаные гряды и песчаные волны.

Песчаные гряды — крупные линейно ориентированные образования длиной до нескольких десятков километров, шириной 1—2 км и с относительной высотой до 20 м. Они ориентированы обычно в направлении приливного течения.

Песчаные волны — ритмические образования, возникающие на склонах песчаных гряд и ориентированные фронтально по отношению к направлению приливного течения (рис. 174). Размеры

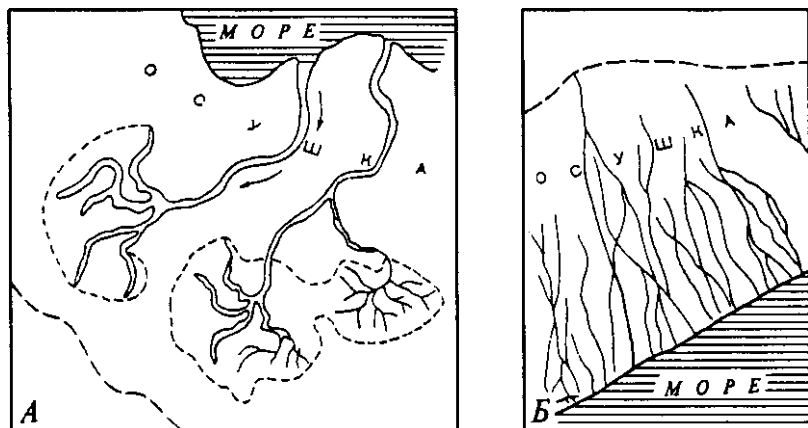


Рис. 173. Эрозионные формы на поверхности осушки.

А — эрозионные борозды и конусы выноса, образованные приливными течениями;
 Б — эрозионные микроформы, образованные на песчаных осушках во время отлива
 (по О.К. Леонтьеву, Л.Г. Никифорову, Г.А. Сафьянову, 1975)

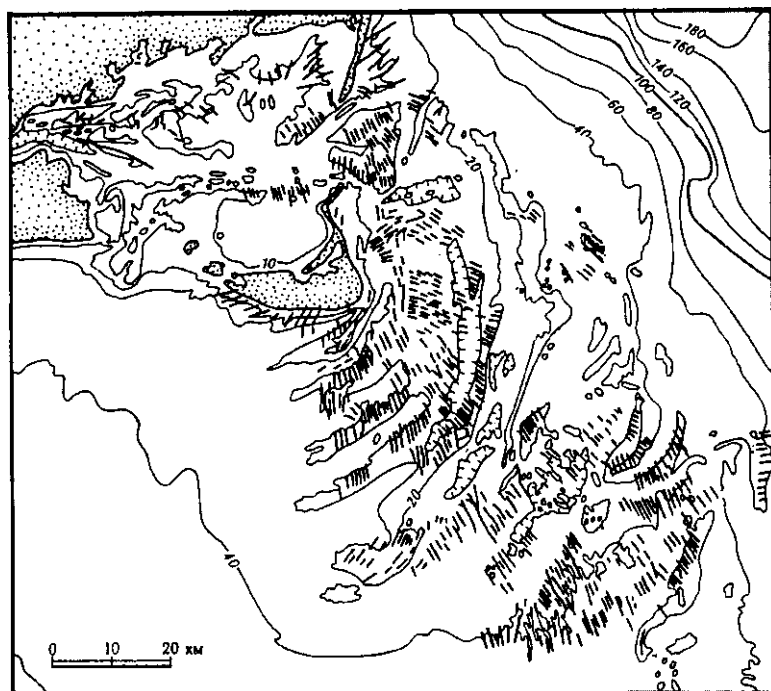


Рис. 174. Песчаные гряды и песчаные волны, образованные приливными течениями к востоку от Лонг-Айленда (Атлантическое побережье США). Песчаные гряды хорошо очерчиваются изобатами 20 и 40 м. Песчаные волны показаны короткими черными линиями (по О.К. Леонтьеву)

их — несколько сотен метров или первые километры в длину и до нескольких метров высотой. Они напоминают значительно увеличенные знаки волновой ряби.

В устьях некоторых крупных рек приливная волна, поднимающаяся вверх по течению, действует в направлении, противоположном речному течению, а отливная — в том же направлении, что и речное течение. В результате устья таких рек расширяются и преобразуются в воронкообразный залив — *эстуарий* (устья Темзы, Сены и других рек) (рис. 171, 8).

В некоторых морях (Балтийское, Каспийское, Черное, Азовское и др.) приливные колебания уровня моря настолько незначительны, что могут не приниматься в расчет. Но на отмелях берегах этих морей важную роль приобретают *ветровые сгоны и нагоны воды*. При длительном ветре с моря на мелководье приходит в движение вся толща воды, начинается нагон воды к берегу, повышается уровень и затопляется прибрежная полоса суши. При ветре с суши (при сгоне) 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 развивающиеся не ритмически, а эпизодически, так как чередование сгонов и нагонов воды не отличается той правильностью, которая свойственна приливам и отливам.

Коралловые берега и острова

На побережьях тропических морей активная роль в формировании морских берегов может принадлежать некоторым морским организмам, и в первую очередь различным *рифостроителям* — шести- и восьмилучевым кораллам, сопутствующим им известковым водорослям (*Litotamnyon*, *Halimeda*), различным гидроидным и мшанкам. Эти организмы способны усваивать из морской воды известь и строить из нее свои скелеты, из которых в ходе отмирания кораллов и водорослей, их разрушения волнами и прибоем и последующей цементации продуктов разрушения формируется массивная горная порода — *коралловый, или рифовый, известняк*. Аккумулятивные формы, построенные из рифового известняка, называются *коралловыми рифами*. Различают несколько типов коралловых построек: *окаймляющие, или береговые, барьерные, кольцевые и внутрिलाгунные рифы* (рис. 175).

Окаймляющие рифы — подводные кораллово-известняковые террасы, примыкающие непосредственно к берегу. Внешняя зона их покрыта живыми колониями кораллов. Поверхность рифа — так называемый *риф-флет* — с удалением от внешней зоны все в



Рис. 175. Типы коралловых рифовых построек:

А — соотношение окаймляющего (I), барьерного (II) и внутрилагунных (III) рифов на поперечном профиле кораллового берега (1 — коралловый известняк, 2 — коралловые пески и илы); Б — окаймляющий (I) и барьерный (II) рифы на одном из участков берегов островов Фиджи; В — один из атоллов Мальдивского архипелага (1 — коралловый риф, 2 — песчаный остров, 3 — внутрилагунный риф) (по О.К. Леонтьеву)

большей степени покрывается чехлом наносов из кораллового гравия и песка. У берега она окаймлена белоснежным песчано-гравийным пляжем.

На тектонически стабильных берегах мощность кораллового окаймляющего рифа обычно не превышает 50 м. Это связано с условиями обитания рифообразующих кораллов. Рифостроящие 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 — кораллово-известняковые гряды или барьеры, удаленные от берега на более или менее значительное расстояние. Мощность барьерного рифа обычно во много раз превышает мощность окаймляющих рифов. Из отмеченных выше экологических особенностей обитания рифообразующих кораллов следует, что большая мощность рифового известняка, слагающего барьерный риф, может быть достигнута лишь при условии тектонического погружения основания рифа. Именно так объяснял этот факт Ч. Дарвин — один из первых создателей теории образования и развития коралловых рифов. Таким образом, барьерные рифы 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 2000 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 *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* (от *англ.* — шпиль, островерхая башенка). 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.

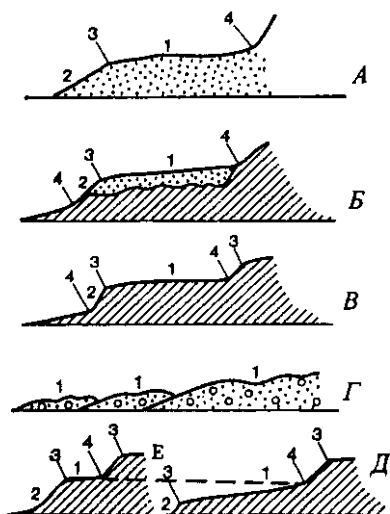
Как в открытом океане, так и в береговых зонах тропических морей в изобилии разбросаны *коралловые острова*. Обычно считают, что коралловые острова построены кораллами, что это бывшие коралловые рифы. Однако это далеко не так. Хотя в океанах иногда и встречаются острова — *поднятые коралловые рифы* (о. Науру в Тихом океане, о. Тромлен в Индийском океане и др.), но такие образования редки. Обычные же коралловые острова, в том числе и острова, располагающиеся на атоллах, представляют собой типичные островные бары, построенные с помощью деятельности морских волн из коралловых наносов—песка, гравия, гальки, иногда нагромождения глыб рифового известняка. К объяснению их образования в целом применима схема формирования баров, которая была рассмотрена выше.

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 абсолютные и относительные изменения уровня океана в недавнем геологическом прошлом. Комплексы таких береговых форм рельефа (древние клифы, реликтовые аккумулятивные формы) называются *древними береговыми линиями*. Они 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

Рис. 176. Типы морских террас:

А — аккумулятивная; Б — цокольная; В — абразионная; Г — серия аккумулятивных террас без четко выраженных морфологических элементов; высотное положение уровня моря, сформировавшего эти террасы, определяется по высоте залегания составляющих террас морских осадков. Морфологические элементы террас: 1 — поверхность террасы; 2 — уступ; 3 — бровка; 4 — тыловой шов, фиксирующий положение древней береговой линии. На Е и Д показано, что при определении уровня древнего моря следует исходить из высотного положения тылового шва террасы



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*, имеющих вид ступеней, обычно вытянутых вдоль берега. В каждой террасе можно выделить такие элементы, как *поверхность террасы*, *уступ*, *бровка* и *тыловой шов*, фиксирующие высотное положение древней береговой линии (рис. 176).

В зависимости от строения выделяются террасы *аккумулятивные* (полностью сложенные прибрежно-морскими отложениями), *абразионные* (сложенные только коренными породами), и *цокольные* (имеющие коренной цоколь, перекрытый морскими отложениями). Если абразионные террасы устанавливаются довольно легко, то провести “границу” между цокольной и аккумулятивной террасами удастся не всегда. Для подразделения речных террас на аккумулятивные и цокольные оперируют понятием “нормальная мощность аллювия”. В геоморфологии морских берегов идентичное понятие отсутствует.

Высота террасы определяется по высоте ее тылового шва, т.е. положению бывшей береговой линии. Ее довольно часто отождествляют с высотой бровки. Это неправильно, так как высота бровки — величина случайная и зависит прежде всего от наклона поверхности террасы и степени ее сохранности (рис. 176, Е, Д).

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 др.), и содержат информацию о характере и интенсивности вертикальных неотектонических движений.

Суждение о тектонических движениях выносится на основе выяснения причин возникновения террас. Если терраса сформировалась благодаря абсолютным изменениям уровня моря, ее высота на всем протяжении побережья должна быть одинаковой. Отклонения от этой величины в ту или иную сторону означают, что спектр морских террас можно рассматривать как инструмент для изучения неотектонических и современных вертикальных движений на морских побережьях.

Изучение морских террас имеет и прикладной характер, так как осадки, слагающие террасы, могут содержать россыпи ценных полезных ископаемых (ильменита — руда на титан, касситерита — оловянная руда и др.). Песчано-галечные, песчано-ракушечные отложения береговых аккумулятивных форм широко используются как строительный материал.

Защита морских берегов от размыва

Морские берега — особый природный объект — зона взаимодействия литосферы, гидросферы, атмосферы и биосферы. Пожалуй, другого такого “притягательного” для человека объекта на Земле нет. Недаром около 30% населения земного шара живет на морских и океанических берегах. Здесь же располагаются многочисленные промышленные, транспортные объекты и др. К сожалению, часто сооружение этих объектов сопровождается изъятием из береговой зоны (главным образом с пляжа) огромного количества песчаного, галечного и ракушечного материала. Как видно из изложенного, пляжи являются главным защитником берегов от разрушения. К антропогенному фактору, способствующему разрушению берегов, добавляется природный — повышение уровня Мирового океана в результате парникового эффекта.

Все это заставляет искать пути защиты берегов от разрушения. Существует много приемов защиты берегов: навалы в полосе прибоя глыб, железобетонных шпал, тетраподов и других конструкций (рис. 177); строительство бетонных стенок¹. И те, и другие предназначены для непосредственной защиты берега от воздействия прибоя. Для перехвата вдольберегового потока наносов строят

¹ Рис. 177–180 взяты из кн.: “Фотоматериалы, отражающие современное состояние береговой зоны Черного моря в пределах размываемого 220 км участка побережья Грузинской ССР”. Тбилиси, 1983.

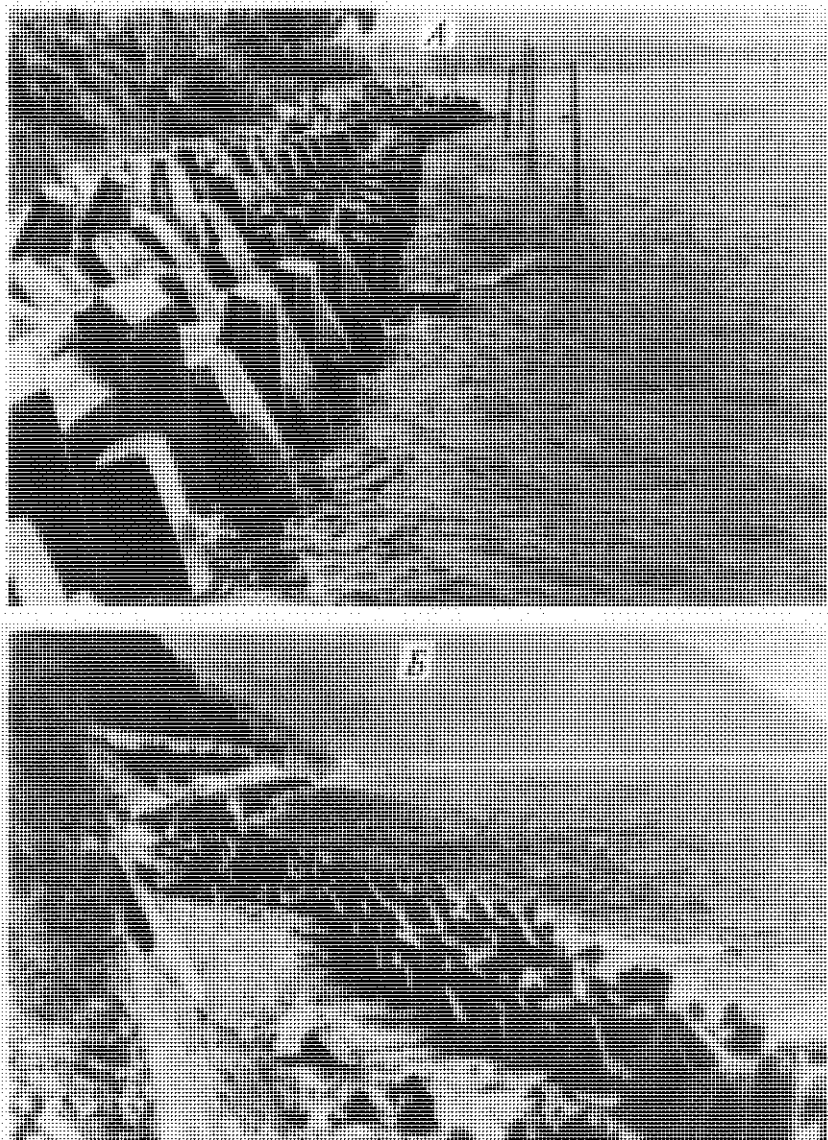


Рис. 177. Защита берегов при помощи тетраподов (берег Черного моря в районе Нового Афона)

буны — бетонные дамбы, перпендикулярные берегу. Для разрушения волн с целью уменьшения их параметров, а следовательно, и энергии волн сооружают волноломы — бетонные дамбы в некотором удалении от береговой линии и параллельные ей.

Все эти дорогостоящие сооружения защищают локальные участки берега далеко не всегда. Так, навалы различных глыб и защитные стенки, возведенные на берегах, сложенных легкоразмываемыми грунтами, разрушаются или деформируются уже через несколько лет (рис. 178, А). Буны, перехватывая идущие вдоль берега наносы, лишают пляжевого материала соседние участки, где начинается интенсивный размыв берега (рис. 179) и т.д. Сказанное выше не

А

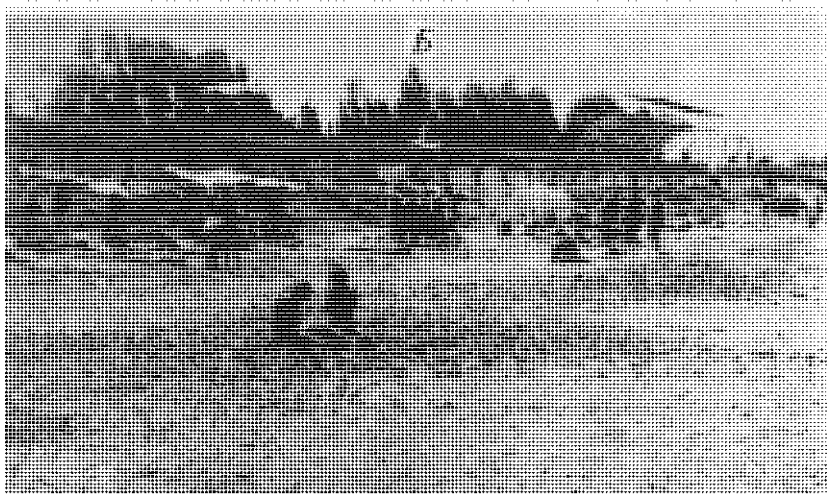
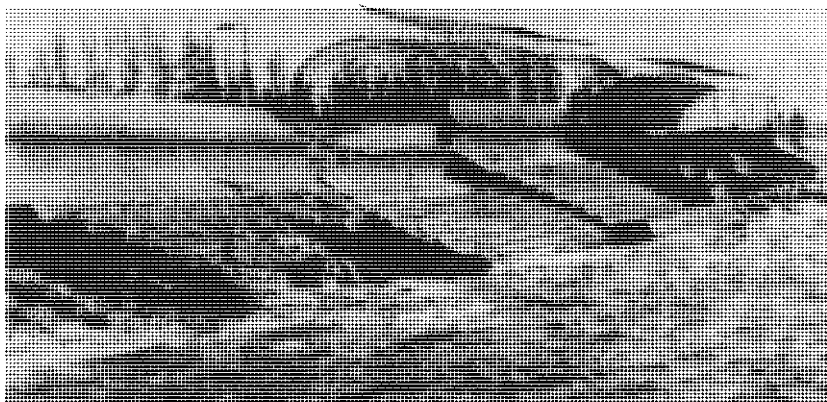


Рис. 178. А. Разрушающаяся бетонная стенка в результате дефицита наносов (берег Черного моря в районе Новой Гагры); Б. Тот же участок берега после отсыпки пляжеобразующего материала

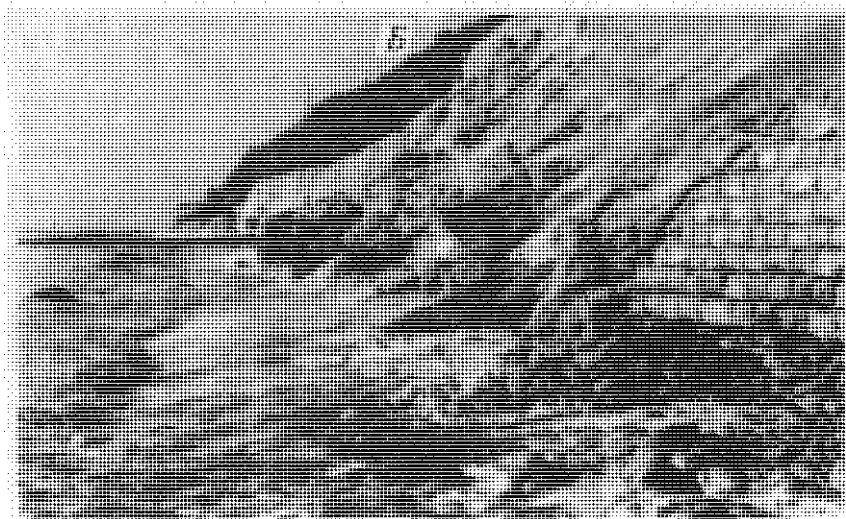
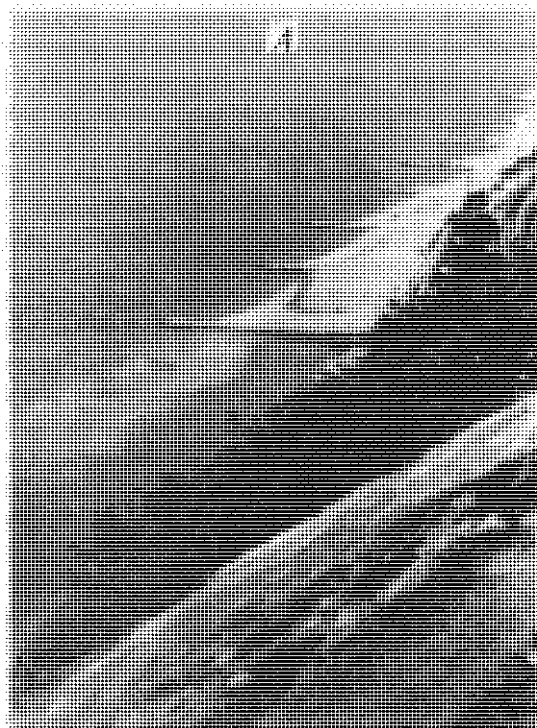


Рис. 179. А. Укрепление бунами коренного берега Черного моря в районе железнодорожной станции Тхеми; Б. Усиление абразии берега (вследствие перехвата наносов) южнее бунных укреплений в районе железнодорожной станции Тхеми

означает, что гидротехнические сооружения не нужны или вредны. В ряде мест, например в Крыму, существуют конструкции, которые хорошо защищают конкретные участки берега.

В последние десятилетия предложен иной, более дешевый и более результативный способ защиты берегов. На основе исследований закономерностей динамики береговой зоны, вместо строительства дорогостоящих гидротехнических сооружений, нарушающих природные связи, предложен метод оказания “помощи природе” в восстановлении и сохранении этих связей. Этот метод заключается в следующем. В береговую зону загружают пляжеобразующий материал. Нет необходимости разбрасывать этот материал по всему пляжу. Его разгружают в определенных точках (разумеется, надо знать, в какие точки и сколько сгружать материала), а при штормах волны сами распределяют наносы и строят пляж по всему протяжении вдольберегового потока наносов. Пример работы этого естественного механизма показан на рис. 180. Наглядный пример эффективности этого метода хорошо виден при сравнении рис. 178, А и 178, Б.

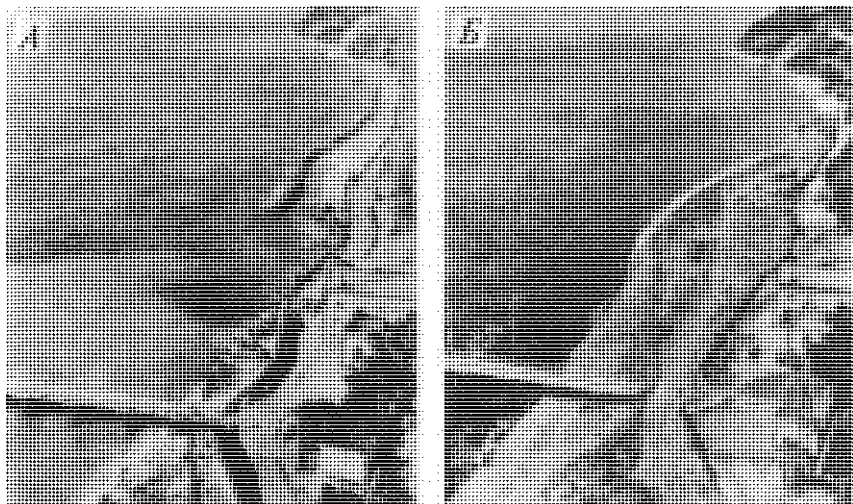


Рис. 180. А. Интенсивная абразия берега к югу от бетонных берегоукрепительных сооружений; Б. После отсыпки пляжеобразующего материала в результате осенне-зимних штормов на месте прежнего абразионного берега сформировался широкий защитный пляж (берег Черного моря, северная окраина Гагры)

Из сказанного следует, что, познав законы естественных рельефообразующих процессов, можно исключить или минимизировать воздействие негативных природных явлений.

Глава 20

НЕКОТОРЫЕ ЭКЗОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ, ПРОИСХОДЯЩИЕ НА ДНЕ ОКЕАНА, И СОЗДАВАЕМЫЕ ИМИ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА

В гл. 19 были рассмотрены волновые, приливно-отливные и некоторые другие процессы, создающие формы рельефа береговой зоны. Столь значительный фактор, как морское волнение, способен 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 более широкое применение подводного (в том числе и глубоководного) фотографирования, а также непрерывного сейсмоакустического 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 геоморфологические процессы, действующие на морском дне, делятся 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 общем 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 из-за высокого насыщения их водой обладают повышенной пластичностью. Именно гравитационные процессы осуществляют в океане основную работу по перемещению осадков на склонах.

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, а на резких перепадах профиля склона даже

“пескопады”, описанные при проведении подводных наблюдений в каньонах. Более широко известны *подводные оползни*, которые были впервые обнаружены еще в 30-х годах А.Д. Архангельским и Н.М. Страховым при изучении осадков в Черном море. Уже при уклонах 3—5° на морском дне могут возникнуть оползневые явления. 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 во время крупных штормов. На более крутых склонах оползни могут возникать самопроизвольно, как только масса накапливающейся на наклонной поверхности толщи осадков превысит предел их прочности.

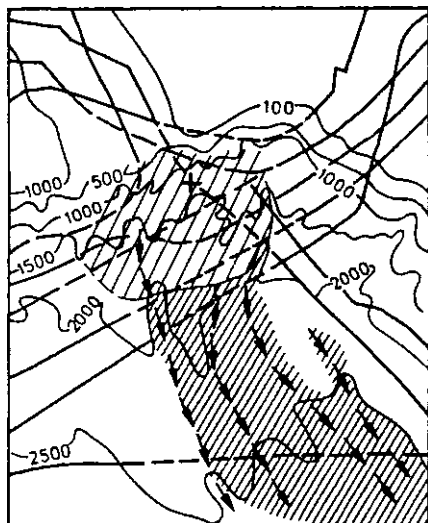
Подводные оползни могут быть “структурными”: сползают целые блоки пород без существенных нарушений структуры внутри блока. Более обычны пластичные подводные оползни: перемещение блока пород, постепенно переходящее в пластическое течение грунта с внутренним взаимодействием частиц, подобное лавинам или грязекаменным потокам на суше. В результате массового развития подводных оползней на материковом склоне в его нижних частях и на материковом подножии формируется *холмисто-западинный рельеф*, как это, например, наблюдается в Мексиканском заливе, в море Бофорта и в других районах. Довольно часто встречаются ископаемые подводные оползни, вскрываемые в геологических разрезах. Примером могут служить мощные оползневые блоки фораминиферовых слоев палеогена в толще майкопских отложений, характерные для поднятия Кукурттау в Восточном Дагестане.

Другой тип гравитационных процессов — *мутьевые потоки* — гравитационное течение водной суспензии твердых частиц. Так как суспензия содержит взвешенные минеральные частицы, у нее большая плотность, чем у простой морской воды. В результате суспензия погружается на наклонное дно и скатывается по нему. Большая скорость течения потоков обеспечивает не только перенос взвешенного минерального материала, но в ряде случаев и эрозию дна.

Мутьевые потоки получают питание: 1) на приустьевых участках шельфа во время речных паводков, когда резко возрастает взвешенный сток рек; 2) в результате перехвата потоков наносов в береговой зоне моря; 3) путем разжижения движущейся вниз по склону оползневой массы. Подводные оползни, следовательно, способны переходить в мутьевые потоки. Именно так образовался мощный мутьевой поток в результате небольшого землетрясения на южном склоне Большой Ньюфаундлендской банки (рис. 181).

Рис. 181. Последствия подводного оползня и деятельности мутьевых потоков на материковом склоне Ньюфаундлендской банки:

1 — эпицентр землетрясения 1929 г.; 2 — подводный оползень; 3 — зона, охваченная деятельностью мутьевых потоков (стрелками показаны их тальвеги); 4 — ненарушенные участки телеграфных кабелей; 5 — разрывы телеграфных кабелей (по Дрейку и др., 1982)



Сначала возник оползень, который вскоре еще 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 до 120 км/ч. 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 1800 км и более. Используя подводные каньоны как трассы, мутьевые потоки активно перестраивают их борта и тальвеги. Достигнув значительных скоростей еще до скатывания в подводный каньон, мутьевой поток эродирует поверхность шельфа и благодаря регрессивной эрозии способствует продвижению вершины каньона в сторону берега. Нередко в вершине каньона образуется несколько эрозионных врезов, напоминающих водосборные воронки верховий горных рек.

В каньоне мутьевые потоки также эродируют дно и борта каньона, но ближе к его середине уже преобладает аккумулятивная деятельность. Формируются террасы и прирусловые валы. В устье каньона происходит массовое выпадение материала из суспензии и образование обширного конуса выноса. Осадки, переносимые мутьевыми потоками и слагающие конусы выноса, называются *турбидитами*. В отдельных случаях они представляют собой грандиозные по размерам и мощности осадков образования. Их размеры находятся в прямой зависимости от величины твердого стока

реки, питающей своими выносами мутьевые потоки. Самым крупным образованием такого рода является конус выноса каньона Ганга (рис. 182), который занимает весь Бенгальский залив и внешним краем выдвигается далеко в пределы Центральной и Кокос-

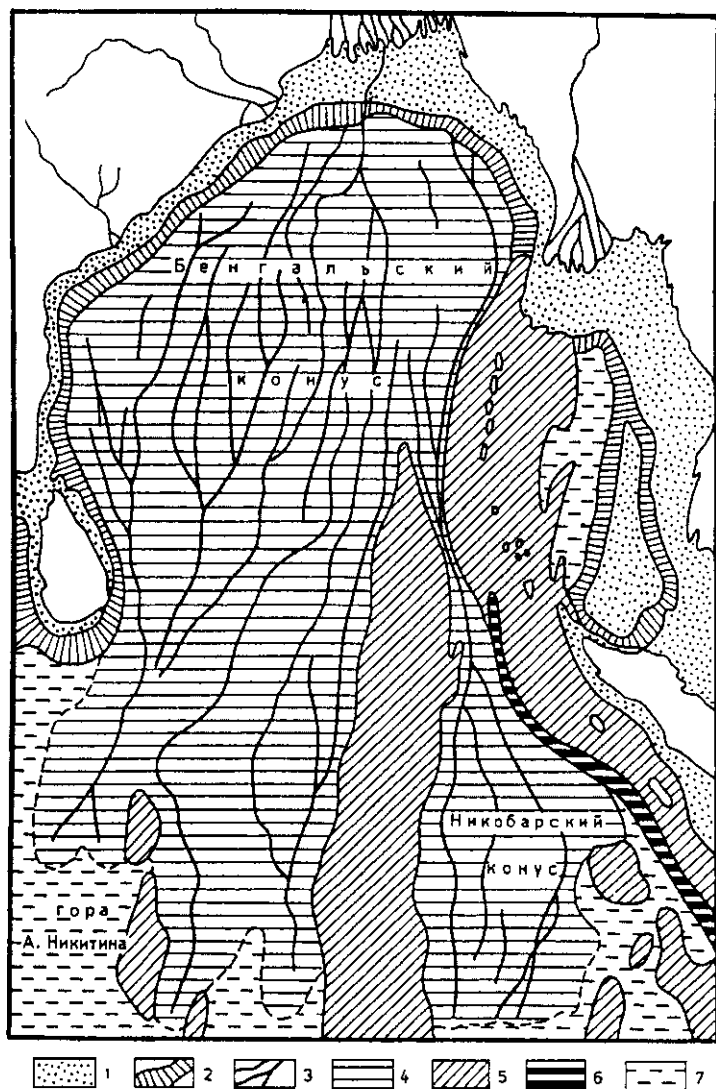
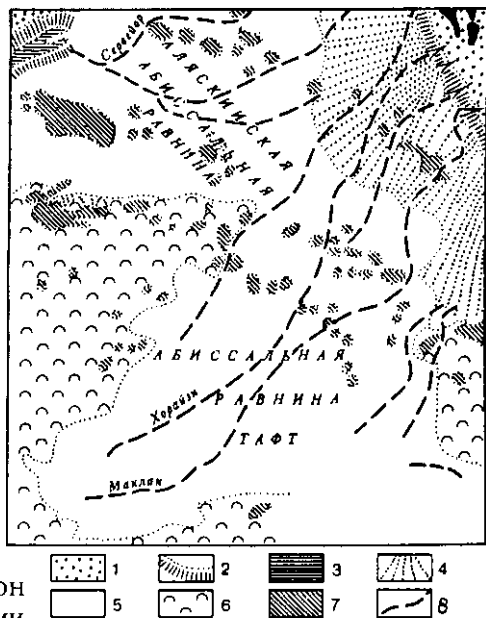


Рис. 182. Конусы выноса мутьевых потоков в северо-восточной части Индийского океана (по О.К. Леонтьеву):

1 — шельф; 2 — материковый склон; 3 — русло мутьевых потоков; 4 — конусы выноса; 5 — горный рельеф дна океана; 6 — глубоководный желоб; 7 — равнины ложа океана

Рис. 183. Абиссальные долины в северо-восточной части Тихого океана (по О.К. 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



совой котловин ложа Индийского океана. Следует заметить, что твердый сток Ганга—Брахмапутры превышает 2,2 млрд т, что составляет более 13% твердого стока всех рек мира. Мощность осадков, слагающих этот конус, превышает 5 км.

Если материковый склон густо изборозжен подводными каньонами, конусы выноса смежных каньонов сливаются друг с другом и в целом образуют *волнистую наклонную равнину материкового подножия*. Таким образом, мутьевые потоки представляют собой важнейший механизм формирования рельефа материкового подножия.

Мутьевые потоки даже после того, как большая часть переносимых ими минеральных частиц отложится в каньонах и конусах выноса, еще сохраняют характер суспензии, хотя и гораздо менее плотной, чем ранее. Такие мутьевые потоки малой плотности эродируют поверхность конуса и устремляются в пределы ложа океана, где они служат одним из основных источников образования *плоских абиссальных равнин*, примыкающих к материковому подножию, образованному конусами выноса подводных каньонов. Наиболее значительные, далеко проникающие в пределы абиссальных равнин мутьевые потоки эродируют их поверхность, образуют крупнейшие долинообразные врезанные формы рельефа, именуемые *абиссальными долинами*. Такие же абиссальные долины, глубина вреза которых колеблется от 50 до нескольких сотен метров, образуются и на крупных конусах выноса (рис. 183). Абиссальные долины нередко бывают обвалованы прирусловыми валами высотой до нескольких десятков метров. Густая сеть абиссальных долин (см. рис. 183) развита в северо-восточной части Тихого океана.

Геоморфологическая деятельность донных и постоянных поверхностных течений

Изучение глубоководной гидрологии, и в том числе условий формирования и динамики донных водных масс в океанах, показало, что на абиссальных глубинах на дне океана движутся мощные потоки плотных холодных вод, из которых, собственно, и формируются донные водные массы. Главное место зарождения этих вод — 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 Окраинное донное течение, скорость которого на глубинах 3500—4500 м, по данным американских исследователей, местами достигает 35 см/с. Судя по данным подводного фотографирования, сейсмоакустических профилей и глубоководного бурения, Западному Окраинному течению обязаны своим происхождением гигантские донные аккумулятивные формы — так называемые “осадочные хребты”, соизмеримые по масштабам с крупными поднятиями дна эндогенного генезиса. К их числу относятся, например, “хребты” Ньюфаундлендский и Багама-Блейк.

В восточной экваториальной части Тихого океана наблюдается другая гигантская аккумулятивная форма, которая образована деятельностью поверхностного Экваториального течения. Зона этого течения выделяется очень высокой биологической продуктивностью. Разнос течением остатков отмирающего планктона в конечном счете привел к образованию огромной по протяженности (более 2 тыс. км), ширине (до 400 км) и высоте (до 1,5 км) аккумулятивной формы (рис. 184). В приведенных примерах одним из важнейших условий образования аккумулятивных форм была длительность сохранения обстановки осадконакопления и самого процесса их формирования.

Изучение форм рельефа, создаваемых течениями в абиссальных глубинах океана, по существу только начинается. Генетические формы и типы рельефа, формируемые течениями, в том числе и глубоководными донными, даже не имеют специального названия, а между тем, судя по огромной площади распространения их действия, это едва ли не самые распространенные геоморфологические образования на Земле.

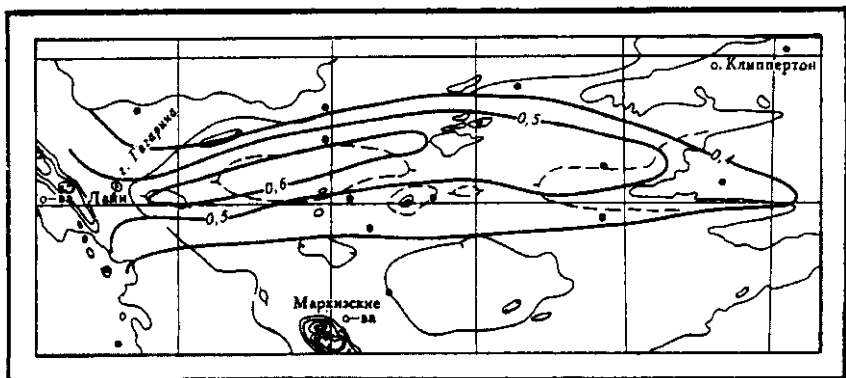


Рис. 184. Восточно-Тихоокеанский вал — гигантская аккумулятивная форма, построенная экваториальным течением. Жирные линии — изобаты через 0,1 км; черные кружки — скважины глубоководного бурения (по О. К. Леонтьеву)

О биогенных факторах рельефообразования

Наиболее эффектный пример биогенного рельефообразования в Мировом океане — деятельность *рифостроителей*, которая кратко рассматривалась в гл. 19. Отметим некоторые другие проявления деятельности организмов в геологической жизни и рельефообразовании в океане. В результате жизнедеятельности и отмирания различных морских организмов происходит: 1) накопление рыхлого осадочного материала — скелетов различных организмов, обычно состоящих из кремнезема или извести; 2) формирование массивных пород типа рифовых известняков и образуемых ими форм рельефа — коралловых рифов; 3) разрушение и разрыхление горных пород вследствие деятельности различных “камнеточцев” — некоторых двустворчатых (*Folias*, *Barnea*, *Lytrophagus* и др.), червей, губок; 4) переработка донных грунтов илоедами (червем *Sipunculus* и др.) в их пищеварительном тракте, в результате чего донные отложения утрачивают слоистость и приобретают мелкокомковатую, так называемую *копролитовую структуру*. Многие организмы улавливают взвеси из морской воды и способствуют их осаждению. Так, мидия пропускает через свой организм в среднем 1,5 л воды в час, полностью отфильтровывая все взвеси, содержащиеся в воде, и осаждающая 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 — ванадий

до 1% от их массы. Моллюск *Lingula* поглощает фтор, и этот элемент может составлять до 1,5% от массы его раковины. Как уже упоминалось, особенно большое значение имеет способность многих организмов усваивать известь или кремнезем из морской воды.

Биогенное осаждение извести и кремнезема и накопление этих веществ в донных осадках характерны, по крайней мере, для всего мезокайнозойского 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 кокколитофорида*. Из кремнистых организмов наибольшая роль принадлежит *одноклеточным диатомовым водорослям*, за ними следуют *радиолярии* и *кремнежгутиковые*. Общее поступление биогенного осадочного материала на дно океана А.П. Лисицыным оценивается в 1,8 млрд т в год.

Аккумуляция осадочного материала — 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 ежегодно выносят в море в среднем 18,3 млрд т твердых (взвешенных и влекомых) частиц и около 3,2 млрд т растворенного материала. Ледники вместе с айсбергами поставляют в океан около 1,2 млрд т, эоловые процессы — около 2,0 млрд т, абразия — около 1 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 1,8 млрд т. Также значителен объем поступающих в океан пирокластических продуктов вулканических извержений, вероятно, до 1,7 млрд т. Некоторая часть осадочного материала (не менее 0,2 млрд т) формируется в океане за счет химических превращений поступающих сюда терригенных и вулканогенных частиц.

Таким образом, в океан ежегодно поступает около 30 млрд т осадочного материала. Осаждение его на дно происходит постепенно, подавляющая часть осадочного материала еще долго пребывает во взвешенном состоянии. По определениям А.П. Лисицы-

на, общее количество взвешенного материала в океане составляет 1370,3 млрд т, следовательно, средняя продолжительность пребывания 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*, в формировании которой примерно равнозначно участвует несколько источников материала. Скорость накопления донных отложений различна, наибольшая свойственна терригенным отложениям (до нескольких миллиметров в год) и наименьшая — красной глине (около 0,3—0,8 мм за 1000 лет). Соответственно и влияние аккумуляции на облик рельефа дна различно для разных типов осадков. Кроме того, эффект осадкообразования зависит от того, где отлагаются осадки: на шельфе, материковом склоне, материковом подножии, в глубоководных желобах, котловинах окраинных морей, в океанических котловинах или на океанических возвышенностях (рис. 185).

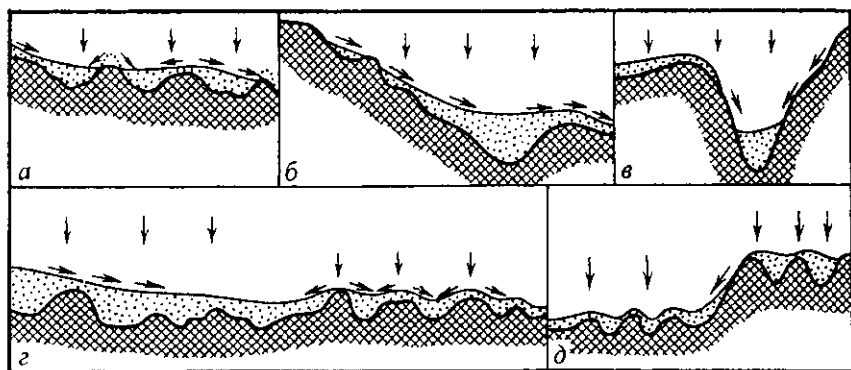


Рис. 185. Проявление выравняющей деятельности осадкообразования в различных условиях:

а — на шельфе; *б* — на материковом склоне и подножии; *в* — в глубоководном желобе; *г* — в пределах ложа океана (образование плоских абиссальных равнин в левой и сохранение холмистого рельефа в правой части рисунка); *д* — иллюстрация более быстрого аккумулятивного выравнивания на поверхности плато, чем на дне соседней котловины

Высокая подвижность придонных вод в пределах шельфа *препятствует* накоплению здесь *мощной толщи осадков*, хотя именно на шельф в первую очередь поступает осадочный материал с суши. В результате 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 под-

вижность 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 интенсивной аккумуляции*. Это в первую очередь значительные уклоны поверхности и вертикальная циркуляция водных масс, благоприятствующие выносу материала, а также взвешиванию значительного количества осадочных частиц. Подводные оползни, и в особенности суспензионные потоки, также в большой мере способствуют выносу осадочного материала, а не накоплению его в зоне материкового склона. 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 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 материала может привести к частичному или полному погребению коренного рельефа материкового склона под мощной толщей осадков. Такую картину можно наблюдать, например, в районе дельты р. Миссисипи. Известны и другие примеры аккумулятивного строения материкового склона.

Материковое подножие исключительно благоприятно для *накопления мощной толщи осадков*. Интенсивность вертикальной циркуляции вод в этой зоне гораздо ниже, чем на материковом склоне. Осадки, поступающие со склона, выносы суспензионных потоков, оползающие со склона осадочные массы встречают здесь либо зону очень пологих уклонов поверхности, либо даже зону с обратными уклонами, если структурная впадина материкового подножия еще не заполнена. Таким образом материковое подножие представляет собой идеальную ловушку для осадочного материала, в которой в максимальной степени происходит 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*, где также аккумуляруются мощные толщи осадков, обеспечивающие погребение коренного рельефа и формирование *плоской или субгоризонтальной абиссальной равнины*.

Ловушками для осадочного материала являются и 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 благоприятны для аккумулятивного выравнивания те океанические котловины или части котловин, которые ближе расположены к подводным окраинам материков и, следовательно, находятся в оптимальных условиях для поступления осадочного материала с подводных окраин материков. Медленное, но весьма длительное накопление осадков приводит к формированию *плоских абиссальных равнин — своеобразных равнин предельного аккумулятивного выравнивания*. Все неровности коренного рельефа оказываются здесь погребенными под мощной толщей осадков (рис. 186).

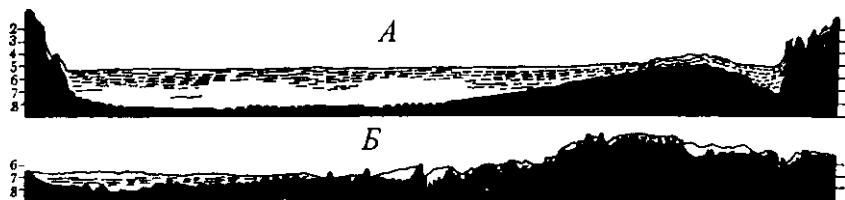


Рис. 186. Профиль плоской абиссальной (А) и холмистой абиссальной (Б) равнин по данным сейсмоакустического профилирования

На дне котловин, удаленных от подводной окраины материков, 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 на подводном плато, если глубина над ним не превышает 4—4,5 км, рельеф может быть существенно выровнен за счет аккумуляции донных отложений, тогда как в котловинах, прилегающих к плато, с глубинами 5000—6000 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 карбонатного ила, тогда как в котловинах с глубинами около 5 км и более возможно лишь накопление глубоководной красной глины, скорость накопления которой в несколько раз ниже, чем карбонатных илов.

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.

Глава 21

БИОГЕННОЕ РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЕ И БИОГЕННЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА. АНТРОПОГЕННЫЙ РЕЛЬЕФ

Биогенный рельеф — это совокупность форм земной поверхности, образовавшихся вследствие жизнедеятельности организмов. Биота как агент рельефообразования представляет собой сочетание чрезвычайно разнообразных организмов — микробов, растений, грибов и животных, воздействие которых на земную поверхность разнообразно. Иными словами, биогенное рельефообразование — это комплекс процессов, преобразующих рельеф Земли и создающих неровности разных масштабов — от нано- до макроформ. Биогенный фактор рельефообразования действует почти повсеместно на земной поверхности и уже поэтому играет огромную роль в формировании рельефа.

К биогенным формам рельефа относятся те, которые созданы живыми организмами или образуются в результате накопления продуктов метаболизма (обмена веществ) или же *некромассы* (отмершей массы). *Фитогенные* формы — формы рельефа, созданные за счет жизнедеятельности растений; *зоогенные* — за счет деятельности животных.

Биота воздействует на рельеф земной поверхности как непосредственно (биота — агент рельефообразования), так и опосредованно (косвенное воздействие; биота — условие рельефообразования), изменяя скорости абиогенных геоморфологических процессов (склоновых, флювиальных, эоловых и др.), вплоть до их блокирования или, напротив, инициирования. При этом во многих случаях *косвенное воздействие* оказывается наиболее значимым

для рельефообразования. Так, нередко изменения в растительном покрове территории могут привести к изменению скоростей процессов на два-три порядка, либо к изменению спектра основных геоморфологических процессов.

Биогенный фактор воздействовал на рельеф земной поверхности прямо или косвенно, по крайней мере, в течение 4 млрд лет, т.е. практически на протяжении всей геологической истории Земли, при этом роль биогенного фактора возрастала в ходе эволюции биоты.

Важнейшим механизмом участия организмов в формировании осадочного слоя литосферы и рельефа ее поверхности в геологической истории явилось *органогенное осадконакопление*. Следует подчеркнуть, что органогенное осадконакопление как в океане, так и на континентах — это одновременно и преобразование рельефа, поскольку в процессе накопления органических пород изменяются и абсолютные отметки (глубины) поверхности. При этом только в океане в настоящее время ежегодно осаждается около 1,8 млрд т органогенного материала (второй показатель после твердого стока рек). Вообще же эволюция биоты обеспечила создание колоссальных объемов вещества осадочного слоя. Суммарные запасы органогенных пород — не менее 15% его массы, а с учетом фотосинтетического кислорода и рассеянного органогенного вещества (в основном продуктов захоронения микроорганизмов) — до 70%. Организмами создано более 40 видов минералов (*биоминералы*).

Еще одна важная функция биоты в рельефообразовании — активное участие ее в выветривании (*биологическое выветривание*) (см. гл. 12). Достаточно сказать, что в низких широтах образующиеся вследствие распада органических масс гуминовые кислоты во многом определяют интенсивность тропического карста (*биохимическое воздействие*), а переработка грунтов червями в лесах и степях умеренного пояса — от 50 до 380 т/га в год — результат *биомеханического* выветривания. При этом ходы червей, а также корней растений, способствуют не только изменению крупности частиц в поверхностном слое, но и переводу части поверхностного стока воды в подземный, во многом определяя режим аэрации и увлажнения почв, а нередко активизируют суффозионные процессы. Вообще роль биоты в *почвообразовании* является определяющей: формирование почвы невозможно без наличия биомассы (в первую очередь, *фитомассы*), причем процесс почвообразования сочетает в себе черты органогенной аккумуляции и выветривания (особенно биовыветривания).

Важную косвенную роль в рельефообразовании играла биота и на протяжении геологической истории, существенно изменяя химический

состав атмосферы (в первую очередь, создавая окислительную обстановку за счет выделения кислорода растениями в процессе фотосинтеза), в результате чего менялись и условия выветривания на земной поверхности. Кроме того, *эволюция биоты* в значительной степени *предопределила химико-физические свойства поверхностного субстрата и особенности современного морфолитогенеза* на обширных площадях суши. Так, не менее 14% ее площади сложено органическими карбонатами, нередко являющимися ареной карста.

Прямое воздействие биоты на рельеф

В настоящее время на суше почти повсеместно распространены биогенные формы от нано- и микроформ до макроформ. Общее их количество достигает, видимо, первых миллиардов штук. Их *плотность* (количество форм на единицу площади) — десятки и сотни (шт/га), реже — десятки тысяч (шт/га). Биогенное рельефообразование — ведущий геоморфологический процесс, по крайней мере, на 15% суши (болота, субгоризонтальные поверхности вне пойм в гумидном климате, термитниковые саванны, кротовинные черноземы и др.).

Подавляющее большинство биогенных форм имеют сравнительно небольшие размеры — уровня нано- и микроформ, но существуют и весьма крупные формы. Крупнейшей биогенной формой является знаменитый Большой Барьерный риф у северо-восточного побережья Австралии, длина которого превышает 2200 км.

Наиболее хорошо изученными являются биогенные формы, образующиеся на морских берегах и мелководьях, где они часто достигают значительных размеров. Это коралловые и мшанковые рифы. Морфология рифов разнообразна, но можно выделить четыре основные группы их по положению относительно береговой линии и внешнему облику: барьерные, береговые, внутрелагунные и атоллы (см. гл. 19). Довольно широко распространены и *фитогенные берега*, в жарком тепловом поясе — *мангровые*, в более высоких широтах — *тростниковые*. На приливных берегах важную роль в аккумулятивных процессах играет *торфонакопление* на маршах. Многие морские организмы (камнеточцы, пескожилы) ведут активную разрушительную работу на берегах, в результате чего скорость абразии может увеличиваться, по крайней мере, на порядок.

На суше нередко встречаются реликтовые (древние) субаквальные формы, нашедшие отражение в современном рельефе — коралловые и мшанковые рифы. Некоторые из них высотой достигают нескольких сотен метров. В Молдавии (Молдавские Толтры) наблюдаются неогеновые атоллы диаметром до 300 м, а высота кольцевых мшанковых сооружений до 30 м.

На континентах наиболее крупными из современных органо-генных комплексов рельефа являются болотные комплексы, занимающие не менее 5 млн км² на поверхности Земли (около 3% площади суши), с торфяными залежами мощностью от первых до 10 м и более. Так, крупнейшее Васюганское болото на юге Западной Сибири расположено на площади 54 тыс. км², а мощность торфа здесь достигает 11–12 м. Весьма наглядно рельефообразующая роль торфонакопления проявляется на крупных верховых болотах, где основным торфообразователем является *мох-сфагнум*. По мере развития верховых болот у них формируется *выпуклый поперечный профиль* (в центральной части болот сфагнум растет более интенсивно и торф накапливается быстрее). Со временем перепад высот между центральной и окраинной частями болотного комплекса может достигать первых метров. Иногда на крупных болотах (например, на том же Васюганском) разница высот достигает 10 м. Для низинных болот более характерен вогнутый профиль поверхности, в сглаженном виде повторяющий профиль ложа понижения. Чрезвычайно многочисленны болотные наноформы, в первую очередь — *болотные кочки* (“кочкарник”) (рис. 187). Их плотность обычно колеблется от 1 до 5 форм на 1 м² (или 10–50 тыс. шт/га). Диаметр болотных кочек 0,2–0,5 м (реже — до 2–2,5 м), высота — 0,3–0,7 м (иногда до 1–1,2 м). Кочки образуются в результате разных причин (мерзлотных процессов, эрозии, под воздействием вытаптывания животными и др.), но в большинстве случаев представляют собой результат саморазвития органогенных (фитогенных) процессов в пределах болот. Важной геоморфологической ролью *торфонакопления в болотах, сформировавшихся в понижениях рельефа*, является *уменьшение* в результате этого процесса *глубины понижений, вплоть до их выравнивания*.

Болотное рельефообразование — наиболее широко распространенный и известный пример *фитогенного* рельефообразования на суше (вне океана). Однако существует и немало иных механизмов прямого рельефообразующего воздействия растений на поверхность.

Наиболее заметно фитогенное рельефообразование протекает в лесных зонах.

Широко распространенными в лесах формами микро- и нанорельефа являются *искори* (вывороты) (рис. 188). Падающие в результате ветровала или вследствие возрастных причин деревья корнями захватывают поверхностный грунт, и на месте корневой системы образуется *искорная яма*, а захваченный грунт вместе с корнями формирует *искорный бутор*. Наиболее высока плотность искорных форм в редколесьях после штормовых ветров, особенно



Рис. 187.
Болотная кочка



Рис. 188. Искорь

на склонах значительной крутизны. Размеры и морфология искорных форм зависят, в первую очередь, от структуры корневых систем древесных растений. В некоторых случаях глубина искорных ям достигает 3—4 м, диаметр — 7—8 м.

Еще одной разновидностью фитогенных форм в лесных зонах являются заломы (правильнее называть их флювиально-биогенными формами). *Залом* — это завал, возникший на мелководных, узких или извилистых участках русел в результате скопления упавших в реку и переносимых ею деревьев, веток и др. (рис. 189). Выше заломов нередко образуются подпрудные озера, длина которых может достигать 0,5 км, высота древесной плотины до 4—5 м, при длине до нескольких сотен метров. Формирование заломов приводит к изменению рельефа в днищах долин: расширению поймы, появлению новых прирусловых отмелей, проток, локальных террасок и др.

Безусловно, прямое рельефообразующее воздействие растений на земную поверхность в безлесных зонах заметно меньше, чем в лесах, однако и здесь встречается немало фитогенных форм рельефа (помимо болотных). Так, в степях (как и на лугах в лесной зоне) на относительно увлажненных участках нередко встречаются *травяные*, или “*дерновинные*” *кочки*, механизм образования и плотность которых близки к таковым для болотных кочек. В аридных условиях распространены золово-фитогенные формы — *фитогенные бугры* (прикустовые) или родственные им *закустовые бугры*.



Рис. 189. Залом

Такие формы возникают при накоплении переносимого ветром материала в ветровой тени.

Среди “сухопутных” зоогенных форм наиболее крупными являются термитники и бобровые комплексы. Наиболее крупные и многочисленные *термитники* создаются термитами в саваннах (рис. 190). Высота термитников в саваннах колеблется от 3 до 7 м, диаметр основания — от 5 до 10 м. Однако известны случаи, когда высота термитников достигает 15 м (высота пятиэтажного дома), а диаметр — 30 м. На некоторых участках саванн плотность термитников достигает 800—1000 шт/га. Такие комплексы называются *термитниковыми саваннами*.

Не менее впечатляющие сооружения создаются в днищах малых и средних рек бобрами. *Бобровые зоогенные комплексы рельефа*

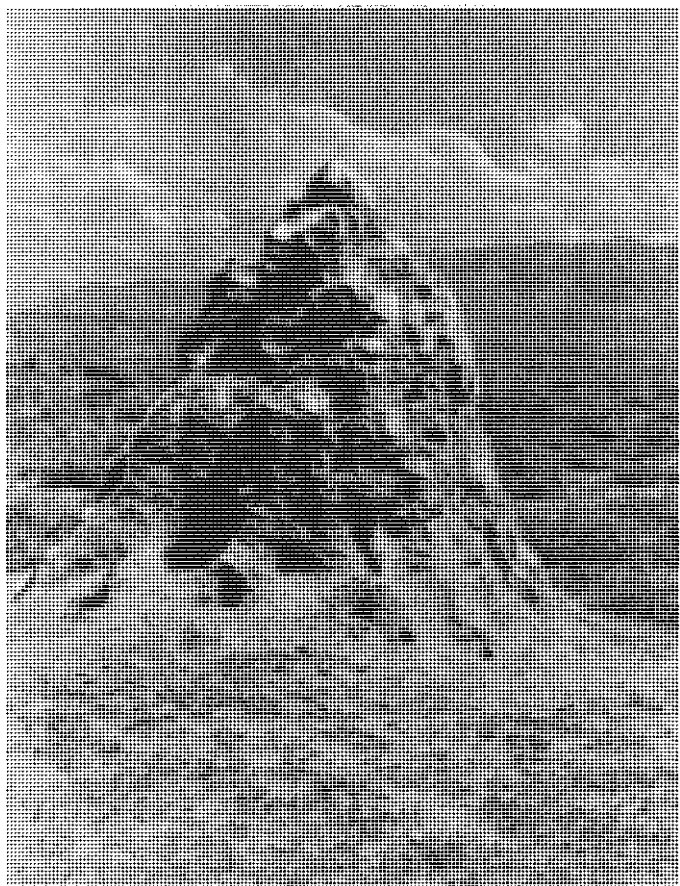


Рис. 190. Термитник

нередко характеризуются весьма сложным строением и включают в себя серии разнообразных собственно зоогенных и зоогенно-гидрогенных форм. Наиболее широко известны *бобровые плотины* (рис. 191). Размеры бобровых плотин варьируют в широких пределах. Наиболее характерная их длина до 30 м, высота до 1,5—2 м. Однако наиболее крупные из плотин длиной достигают 1 км и высотой до 5 м. Образованные бобрами *водохранилища* могут быть шириной до 1 км и длиной до нескольких километров. Другой составляющей бобровых геоморфологических комплексов являются норы, длина которых достигает 12—15 м. При создании бобровых комплексов нередко изменяются плановые очертания старичных понижений (либо формируются новые вторичные русла), ниже плотины образуются углубления в русле, а на некотором расстоянии — новые отмели или осередки. Следует также отме-



Рис. 191. Бобровая плотина

тить, что устройство водохранилища существенно воздействует на разные компоненты ПТК в речных долинах: повышается уровень грунтовых вод, увеличивается степень оглеения почв, возрастает доля влаголюбивых растений в окрестностях бобрового комплекса.

Встречаются и другие довольно крупные зоогенные формы на суше, хотя гораздо более редкие. Так, “гнездовые кучи” джунглевой курицы, обитающей в Юго-Восточной Азии, Океании и Северной Австралии, достигают высоты 5 м и диаметра 12 м. Гиганты животного мира слоны (Африка и Юго-Восточная Азия), при отсутствии крупных водоемов, создают собственные пруды, причем, подобно человеку, двух типов — запрудные или копаные. Созданные ими пруды могут иметь глубину и поперечник в несколько метров. Другие гиганты Африки — гиппопотамы — нередко вытаптывают тропы, превращающиеся со временем в борозды и рвы длиной в несколько километров (иногда до 30 км) и глубиной до 1,5 м.

Наиболее же многочисленными и широко распространенными зоогенными формами микро- и нанорельефа являются микрохолмики (аккумулятивные формы) и разнообразные норы и норки (денудационные формы), создаваемые грызунами, насекомоядными, некоторыми насекомыми в процессе создания ими своих жилищ и при добыче пищи. Микрохолмики (часто наиболее крупные из них называют *бутаны*) обычно носят название в соответствии с их создателями — *кротовины*, *сусликовины*, *сурчины* и др. (рис. 192).

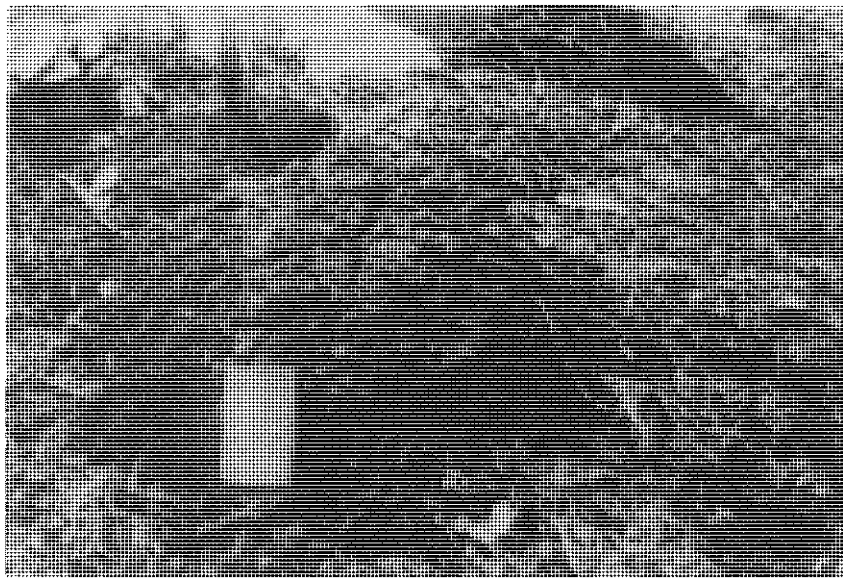


Рис. 192. Кротовина

Наиболее распространенными из таких форм в лесной зоне и часто встречающимися в степной являются кротовины. Это холмики округлой формы диаметром от 3—5 до 70 см (реже до 1 м) и высотой от 3—5 до 50 см (реже до 70 см). Подземные лабиринты семьи кротов могут достигать длины только по прямой до 4 км, а вместе с отнорками — десятков километров. При этом за один день крот прорывает ход длиной около 20 м, а в некоторых случаях до 100 м. Подземные ходы кротов, как и более узкие ходы червей или корней растений, играют важную роль в разрыхлении, аэрации и увлажнении почвенных горизонтов. Они способствуют суффозии, а в верховьях оврагов — активизации регрессивной эрозии. Плотность кротовин нередко бывает весьма высокой — сотни и даже первые тысячи штук на 1 га. В луговых степях участки с подобными скоплениями сравнительно крупных форм получили название *кротовинные черноземы*.

Особенно ярко зоогенный микрорельеф проявляется на равнинах в степях и полупустынях, где многочисленные бутаны во многом определяют общий облик рельефа и при этом обеспечивают заметные различия в прогревании и увлажнении микроповышений и микропонижений (см. гл. 22). Нередко роющая деятельность животных оказывается здесь наиболее интенсивным геоморфологическим процессом. Сусликовины имеют обычно диаметр 0,5—1 м, реже около 3 м; высоту — 0,3—0,5 м, иногда до 1 м. Плотность сусликовин во многих случаях составляет 800—900 шт/га. Подземные “городища” луговых собачек, родственных сусликам грызунов Северной Америки, протягиваются иногда на многие километры. Более крупные грызуны, сурки, создают бутаны диаметром 8—12 м (иногда до 20 м) и высотой 0,5—0,6 м (до 1—1,2 м). Характерная плотность сурчин — первые десятки штук на 1 га.

Колоссальную работу по переработке поверхностного субстрата и микрорельефа земной поверхности проводят в тундре лемминги. В годы их широкого распространения практически вся поверхность (кроме наиболее заболоченных участков) оказывается буквально “перелопаченной” этими грызунами. Количество наноформ, образуемых этими животными, так велико, что по сути образуется специфический морфологический облик тундровой поверхности, так называемый “*бугорковый рельеф*”, который занимает от 20 до 60%, а нередко и более 70% площади тундры.

Среди форм, создаваемых насекомыми, помимо термитников, широким распространением в разных природных зонах (лесных, степных, в полупустынях и саваннах) отличаются *муравейники*.

Денудационные формы создаются в различных природных зонах относительно крупными млекопитающими — лисицами, волками,

барсуками, песцами, енотовидными собаками и др. Наиболее известные из этих форм *норы*, которые могут в дальнейшем способствовать суффозионным просадкам, а в вершинах оврагов — способствовать активизации их роста. Есть и другие формы денудационного воздействия крупных млекопитающих на земную поверхность. Например, копытные животные нередко создают *порои* (микрозападины) в процессе добычи пищи (корней, мелких почвенных животных). Такие формы создаются кабанями, лосями, оленями и др. Глубина пороёв обычно невелика — 20—30 см, но их площадь может достигать десятков квадратных метров. В лесной зоне и в тундре постоянные тропы копытных животных со временем трансформируются в протяженные (в несколько километров) канавы глубиной около 0,5 м и шириной иногда до 1 м.

Еще одна разновидность форм рельефа, в которых принимают участие как дикие копытные животные, так и домашний скот — это “*коровьи (козьи, овечьи) тропы*” (см. гл. 13, рис. 57).

На крутых береговых клифах и долинных склонах иногда наблюдается высокая плотность норок, создаваемых птицами. На подобных участках заметно возрастает интенсивность абразии или боковой эрозии.

Многие биогенные микро- и наноформы имеют короткий “*жизненный*” цикл, существуя в течение нескольких месяцев или даже дней, хотя наиболее крупные из них могут сохраняться от 2—3 лет до сотен и первых тысяч лет. Наиболее крупные реликтовые формы (коралловые и мшанковые рифы) в ряде случаев сохраняются в рельефе сотни миллионов лет.

Биогенный рельеф подчиняется географической зональности, что проявляется как в составе биогенных форм, так и в масштабах рельефообразующей деятельности животных и растений в различных природных зонах. В полярных и аридных областях значение биогенного фактора в рельефообразовании минимально и сводится главным образом к биовыветриванию. В тундре важную роль играют болотное рельефообразование и роющая деятельность леммингов. В лесной зоне умеренного пояса широко развиты болотные и бобровые комплексы, корневой снос (искори), зоогенный нанорельеф (кротовины, муравейники, норы и др.). В степях нередко определяющую роль в рельефообразовании играют грызуны (сусликовины, сурчины и др.), а также насекомоядные и насекомые. Велика эта роль и в полупустынях. В саваннах во многих случаях облик рельефа и ПТК в целом определяют многочисленные крупные термитники. Во влажных лесах низких широт, помимо корневого сноса, широко представлены процессы болотного рельефообразования и биохимическое выветривание.

Довольно четко прослеживается зональность и в интенсивности переработки поверхностного субстрата организмами. Фитогенная переработка тесно коррелирует с распределением биомассы, а зоогенная ведет себя “зеркально” к ее распределению (кроме пустынь). *Биоразнообразие* предопределяет спектр биоформ, но имеет меньшее значение для интенсивности *воздействия биоты на рельеф*. Суммарное прямое воздействие животных на рельеф в большинстве случаев оказывается более значимым, чем воздействие растений (исключение — болотные комплексы). В целом в лесной зоне умеренного пояса (вне ареала многолетней мерзлоты) интенсивность переработки поверхностного субстрата с созданием специфических форм микрорельефа (т.е. без учета деятельности червей) составляет обычно десятки, иногда первые сотни тонн с 1 га в год. В степях, полупустынях и в тундре эти значения составляют сотни (обычно от 300 до 600), реже — до 1000 т/га в год (например, в тундре в “пиковые” годы лемминговых популяций). В саваннах, хотя деятельность термитов весьма значительная, суммарные величины переработки обычно не превышают первых десятков тонн с 1 га в год. В гилее переработка относительно невелика (первые тонны с 1 га в год). Минимальные значения свойственны экстрааридным и особенно полярным пустыням.

Что касается косвенного воздействия биоты на рельеф, то влияние растительности, несомненно, гораздо более существенное, чем животных. Определяющую роль здесь в основном играют защитные свойства растительного покрова, который способствует замедлению геоморфологических процессов. Косвенное воздействие животных менее заметно и чаще приводит к активизации геоморфологических процессов.

Роль биоты в балансе вещества на Земле

Биогенный морфолитогенез играет большую роль в современном рельефообразовании и *балансе вещества* на континентах на *разных иерархических уровнях* — локальном, региональном, глобальном и планетарном. Наиболее интенсивное участие в балансе вещества организмы принимают в местных массообменах — на *локальном* уровне. Здесь переработка организмами поверхностного субстрата по масштабам вполне сравнима с деятельностью флювиальных, склоновых и других процессов, но дальность переноса материала, конечно, несопоставима. На *региональном* уровне биота (в первую очередь — растительность) способствует относительному обогащению веществом природных зон с богатой фитомассой (большинства лесных зон), при этом денудация с континентов в безлесных

зонах примерно в четыре-пять раз более интенсивна, чем в лесных. На *глобальном* уровне биота принимает деятельное участие в обмене веществом между континентами и океанами. Приходная часть баланса вещества в прибрежной зоне океана примерно на 12—15% осуществляется биотой (или при ее участии). На *планетарном* уровне биогенный фактор — главный (и, возможно, уникальный), обеспечивающий обогащение массы земной коры твердым веществом (после катархея), в основном — посредством фотосинтеза и последующего органогенного осадконакопления.

Таким образом, наряду с геолого-геохимической и экологической функциями биоты в развитии географической оболочки, она играет важнейшую *геоморфологическую роль*, суть которой состоит в формировании и преобразовании биотой рельефа земной поверхности.

Антропогенный рельеф и антропогенное рельефообразование

С появлением человека разумного возник и новый фактор рельефообразования — *антропогенный*. Особенно мощным он стал в последние 200—300 лет, в частности в связи с появлением парового двигателя, а в XX—XXI вв. — в эпоху научно-технической революции — значение его стало поистине грандиозным.

Закономерен вопрос — относить ли формы, созданные человеком, к биогенному рельефу или же выделять их в отдельный генетический комплекс рельефа? Видимо, создававшиеся человеком ранее (до активного использования технических средств) формы можно относить к зоогенным (это относится и к рельефообразующей деятельности современных племен с первобытнообщинным укладом жизни). Однако человек — субъект не только биологический, но и био-социальный. Развитие его научно-технического оснащения привело к созданию мощных средств техногенного воздействия на ландшафты в целом и на рельеф в частности. Человек вышел на новый уровень возможностей воздействия на рельеф. В этой связи возникает необходимость выделения особого генетического комплекса рельефа — *антропогенного*.

В настоящее время существуют миллионы антропогенных форм рельефа разных масштабов. Хорошо известны дорожные насыпи, котлованы и ямы с отвалами, канавы и траншеи, мелкогрядовый микрорельеф пашни, плотинные и копаные пруды и водохранилища, шахты и карьеры, искусственные террасы на горных склонах и спланированный человеком рельеф многих городов и т.д. Городской рельеф во многих случаях вообще далек от исходного

“природного” и представляет собой обширные комплексы сугубо антропогенных форм, причем не только наземных, но и подземных (тоннели метрополитена и автотрасс и др.).

Чаще всего антропогенные формы имеют ранг микро-, нано- или мезоформ. Однако существуют и весьма крупные формы рельефа, созданные человеком. Самые крупные аккумулятивные формы — древние *курганы*, современные *терриконы* (рис. 193) высотой от 150 до 400 м. Крупные (до нескольких километров длиной и до сотни метров высотой) аккумулятивные формы — *плотины* на крупных реках. Среди денудационных антропогенных форм наиболее крупные — некоторые *карьеры* и *шахты*. Так, глубина карьеров достигает 800 м (Кольский), а диаметр — нескольких километров (КМА); шахты могут уходить в глубину тоже на первые километры. Очень велики бывают и такие антропогенные формы, как *водохранилища*. Площадь крупнейших водохранилищ достигает первых тысяч квадратных километров (например, у Куйбышевского — более 6400 км²).

В настоящее время *техногенная деятельность человека*, воздействующая на геологическую среду и рельеф литосферы, нередко сопоставима со скоростями естественных процессов, а в ряде случаев и превосходит их. Так, ежегодная добыча минерального сырья превышает 100 млрд т, тогда как твердый речной сток не превышает 18 млрд т, т.е. искусственный отбор материала с поверхности Земли существенно превышает естественную денудацию с суши более чем вчетверо. Перемещение горных пород при различных строительных работах (около 4000 км³) — в 30 раз больше, чем объем осадков, ежегодно перемещаемых всеми текущими водами по земной поверхности (табл. 2).

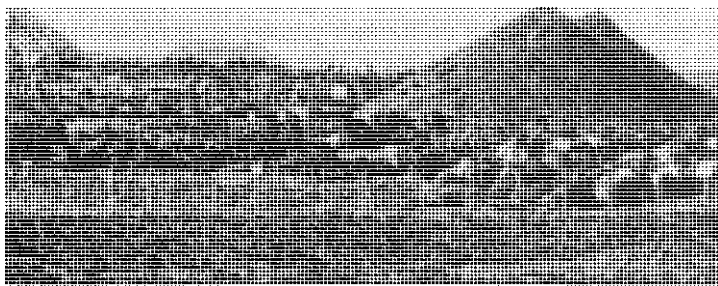


Рис. 193. Террикон

Таблица 2

Масштабы техногенных потоков вещества (в год)

Извлечение из литосферы		Поступление в литосферу	
Добыча минерального сырья	100 млрд т	Внесение удобрений и пестицидов в почву	505 млн т
Добыча металлов	800 млн т	Промышленные и коммунальные стоки	500 млрд т
Водозабор	560 км ³	Перемещение пород при строительстве и добыче ископаемых	4000 км ³
Выброс нефти в моря	10 млн т	Техногенные грунты	43 км ³

Еще один теоретический вопрос — относить ли к антропогенным формам рельефа здания и подобные им сооружения. По многим своим свойствам (объему, морфометрическим показателям, нагрузке на нижележащие грунты, воздействию на ветровой режим и др.) эти формы аналогичны естественным формам рельефа, хотя и специфичны. На этих основаниях здания и подобные им строения называют *“рельефоидами”*.

Как видно, антропогенные формы рельефа весьма разнообразны и нередко имеют внушительные размеры. Однако совокупное косвенное воздействие человека на рельефообразование (через изменение спектра и скоростей некоторых геоморфологических процессов) следует признать более значимым.

Механизмы косвенного воздействия человека на геоморфологические процессы разнообразны. Во-первых, деятельность человека может приводить к появлению таких рельефообразующих процессов, которые были не свойственны той или иной территории. Так, создание водохранилищ приводит к появлению абразии на его берегах и заболачиванию сопредельных участков. Уничтожение лесов и распашка вызывают развитие делювиального смыва, солифлюкции и дефляции в природных зонах, для которых они не являются характерными (см. гл. 22). На склонах карьеров возникают “новые” собственно гравитационные процессы и микросели. Иногда наблюдаются процессы, которые в естественных условиях не встречаются, например сход снежно-каменных “потоков” с отвалов Центрального рудника в Хибинах, сочетающий в себе черты лавин и селей (рис. 194).

Во-вторых, антропогенная деятельность может интенсифицировать распространенные на территории процессы — склоновые,

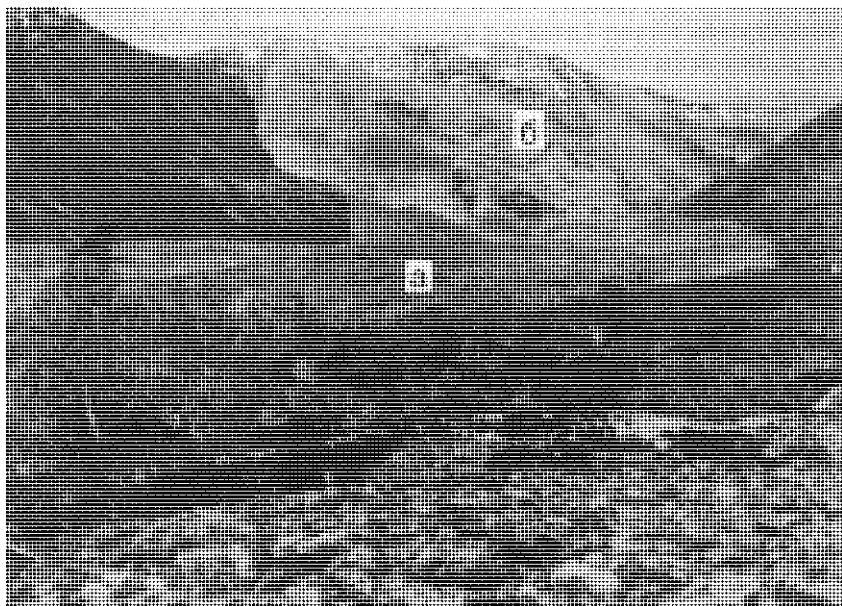


Рис. 194. Глыбовые “торосы” (а) на днище бокового притока р. Вуоннемиок (Хибин), оставшиеся после таяния снежно-каменной массы, сорвавшейся со склонов отвалов Центрального рудника (б)

флювиальные, эоловые и др. Например, на склонах речных долин нередко возникают новые овраги при сведении лесов или по колеям грунтовых дорог. Это проявление так называемой “антропогенной эрозии”: “антропогенные” овраги создаются не человеком, а поверхностными текучими водами, как и обычные овраги, но условия их формирования и развития являются следствием деятельности человека. Существует немало примеров, когда антропогенная деятельность приводит к крупным экологическим катастрофам, часто — через неосознанное воздействие на биогенный фактор, в первую очередь — на растительный покров. Классический пример такого рода — образование обширной зоны Сахель в сухих саваннах Африки непосредственно к югу от пустыни Сахара. Длительный неумеренный выпас скота привел здесь к сведению скудной растительности, вследствие чего резко активизировались эоловые процессы. В результате произошло наступление Сахары на зону саванн. В итоге Сахель стала зоной голода, признанной ЮНЕСКО объектом международной помощи.

Иногда деятельность человека блокирует те или иные геоморфологические процессы. Выше говорилось о специфике рельефо-

образования в городах. Одним из геоморфологических эффектов градостроительства является укрепление поверхностного субстрата за счет асфальтирования, и тогда на наклонных поверхностях, покрытых этим техногенным материалом, практически сходят на нет склоновые процессы. Важнейшей задачей специалистов-геоморфологов на территориях активной антропогенной деятельности (например — на участках добычи полезных ископаемых) является проектирование мероприятий, минимизирующих возможные негативные последствия вмешательства человека в ход естественных геоморфологических процессов. Комплекс таких мероприятий называется *рекультивацией земель*. Обычно рекультивация земель включает в себя уменьшение крутизны склонов, восстановление естественного растительного покрова, иногда — создание рекреационных зон и т.д.

Одной из основных задач геоморфологической науки является *геоморфологический прогноз*, т.е. выявление наиболее вероятного сценария развития рельефообразующих процессов в тех или иных условиях (в частности, при воздействии хозяйственной деятельности человека). В настоящее время необходимо учитывать в подобных прогнозных сценариях не только тенденции природных геоморфологических процессов, но и техногенных, и природно-техногенных, т.е. сочетающих в себе черты “естественных” процессов и обусловленных антропогенной деятельностью.

Глава 22

РЕЛЬЕФ — ВАЖНЕЙШИЙ ФАКТОР ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ ПРИРОДНО- ТЕРРИТОРИАЛЬНЫХ КОМПЛЕКСОВ (ПТК)

Рассмотрим кратко влияние рельефа на климат, который во взаимосвязи с рельефом влияет на все другие компоненты географической (ландшафтной) оболочки и на хозяйственную деятельность человека.

Как сказано в гл. 3, формы рельефа различаются, прежде всего, по размерам, начиная от планетарных и кончая наноформами. Различие размеров форм сказывается и в различии их влияния на другие компоненты ландшафта.

Однако начнем с рассмотрения формы самой Земли как планеты. Земля имеет форму *геоида* (приближенно — трехосного эллипсоида), и это является первопричиной климатической и, как

следствие, географической зональности. Зональность эта была бы относительно простой и относительно устойчивой, если бы вся поверхность Земли была занята сушей с плоским низменным рельефом. Наблюдаемая в действительности ситуация существенно отличается от упомянутой гипотетической. Достаточно взглянуть на карты климатических областей или природных зон Земного шара, чтобы убедиться в этом. Об этом же свидетельствует почвенная карта и карта растительности мира. Причина этого кроется в том, что “реальный” климат зависит от трех факторов: соотношения площадей суши и моря, их конфигурации и характера рельефа суши.

Подтверждением этому в настоящее время служат, например, такие факты. Из-за огромной площади материка Евразии (около 53 млн км²) его северо-восточная часть характеризуется резко континентальным климатом, обусловившим широкое развитие здесь (более 11 млн км²) вечной мерзлоты, южная граница которой в Восточной Сибири опускается южнее широты Москвы. Этот же фактор (размер материка в совокупности с рельефом) является причиной того, что полюс холода на земном шаре находится не в районе географического полюса Земли, а в районе Верхоянска—Оймякона, т.е. на широте Архангельска. Этим же объясняется существование в Азии внетропических пустынь (пустыни Средней Азии, пустыня Гоби).

Перечисленные выше факторы, влияющие на климат, находят подтверждение и в истории развития Земли. Как известно, история Земли — это смена эпох горообразования и относительно спокойных тектонических условий. Эпохи тектонической стабильности характеризовались выравниванием рельефа, увеличением площади морей, захватывавших пониженные участки континентов, образуя на них обширные мелководные бассейны, хорошо прогреваемые Солнцем. Это приводило к выравниванию и смягчению климата: на значительных территориях земной поверхности устанавливался теплый и влажный климат (например, в каменноугольном и юрском периодах). Обратное явление происходило в эпохи горообразования (каледонскую, герцинскую, мезозойскую, альпийскую), когда происходила регрессия морей. Поднятые в виде горных систем и освободившиеся от теплых морских вод значительные площади суши охлаждались. Климат становился более сухим и прохладным, с резкими различиями от места к месту.

Изменение физико-географических условий в пределах континентов естественно сказывалось на изменении органического мира. Некоторые группы организмов постепенно вымирали, уступая место другим, более приспособленным к новым условиям.

Так, крупнейшим событием, подготовленным каледонским геотектоническим циклом, явился выход позвоночных животных (амфибий) из водной среды на сушу. После герцинского горообразовательного цикла, в конце пермского периода, вымерло большинство палеозойских форм животных и растений, амфибии постепенно вытеснялись рептилиями. В эпоху альпийского орогенического цикла происходит вытеснение рептилий млекопитающими. Изменению животного мира предшествовало изменение растительности. Так, с герцинским геотектоническим циклом связано вымирание древнейших высших растений (псилофитов) и появление голосеменных растений; с альпийским геотектоническим циклом связано сокращение ареалов голосеменных и широкое развитие покрытосеменных растений. Рубежи смены органического мира довольно четко совпадают с эпохами горообразования, приводившими к изменению планетарного рельефа, что хорошо иллюстрируют рис. 195 и 196.

Большое влияние на климат и на всю ландшафтную структуру оказывал и оказывает рельеф в пределах каждого конкретного материка. Прежде всего, с рельефом связана *высотная поясность* в горах, наблюдаемая на всех континентах. Не меньшее влияние оказывает пространственная ориентация орографических элементов, в первую очередь, на увлажненность территории. Примеры.

1. Субмеридиональное простирание природных зон Северо-Американского континента обусловлено субмеридиональным простиранем Кордильер и Аппалачей, отгораживающих равнинную часть материка от влияния соответственно Тихого и Атлантического океанов.

2. Причиной различия физико-географических условий Восточно-Европейской и Западно-Сибирской равнин служит субмеридиональное простирание низко- и средневысотных Уральских гор, являющихся климаторазделом.

3. Благодатный климат южного берега Крымского полуострова обусловлен тем, что он защищен с севера Крымскими горами.

4. Даже такая невысокая орографическая единица, как Ставропольская возвышенность, является климаторазделом. Поэтому Кубано-Приазовская низменность, расположенная к западу от Ставропольской возвышенности и являющаяся одной из житниц страны, резко контрастирует с полупустынной территорией Ногайских степей, расположенных к востоку от этой возвышенности. Нет необходимости приводить другие примеры влияния пространственного положения орографических элементов на физико-географические условия тех или иных регионов, они многочисленны.

Существенное влияние на пространственную дифференциацию ПТК оказывают и более мелкие орографические единицы —

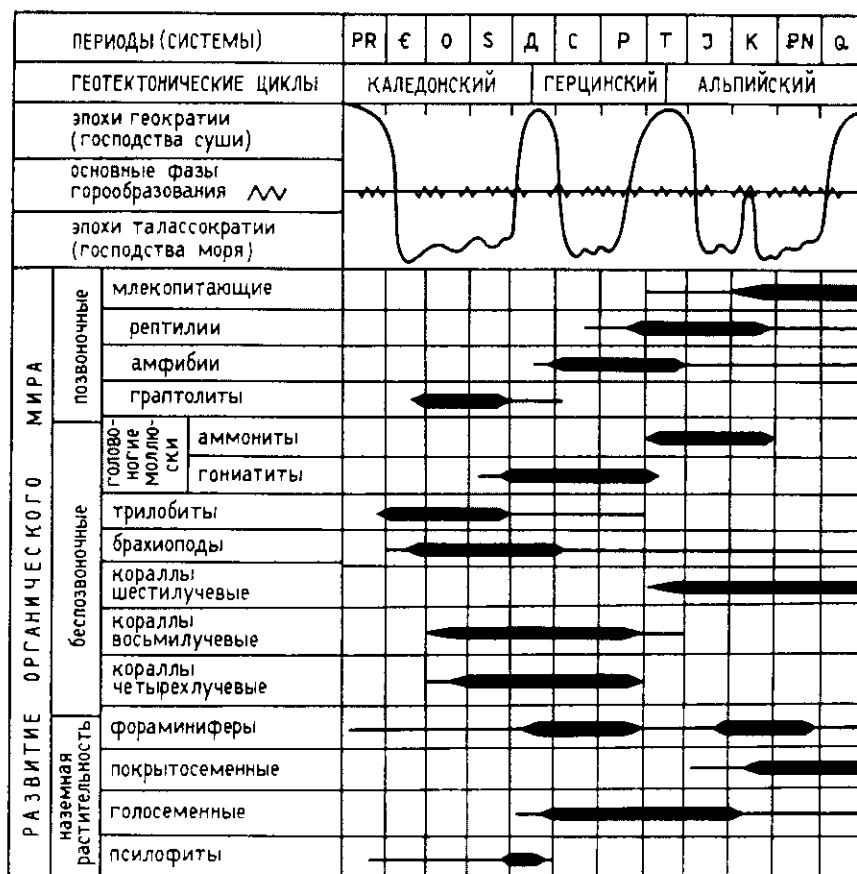


Рис. 195. Зависимость развития органического мира от тектонических движений земной коры (по А.П. Ходалевичу, упрощено)

формы мезорельефа. В самом деле, даже в сходных климатических (при прочих равных) условиях плоские горизонтальные поверхности междуречий и склоны разных экспозиций будут получать разное количество солнечной энергии, что должно отразиться и действительно находит отражение прежде всего в прогревании и увлажненности этих поверхностей и, как следствие, в процессах выветривания в их пределах, характере и интенсивности склоновых процессов. Следует добавить, что в условиях, например, умеренного климатического пояса подветренные и наветренные склоны в результате метелевого переноса будут отличаться толщиной снежного покрова, следовательно, различной глубиной промерзания почвогрунтов, что в дальнейшем сказывается на динамике

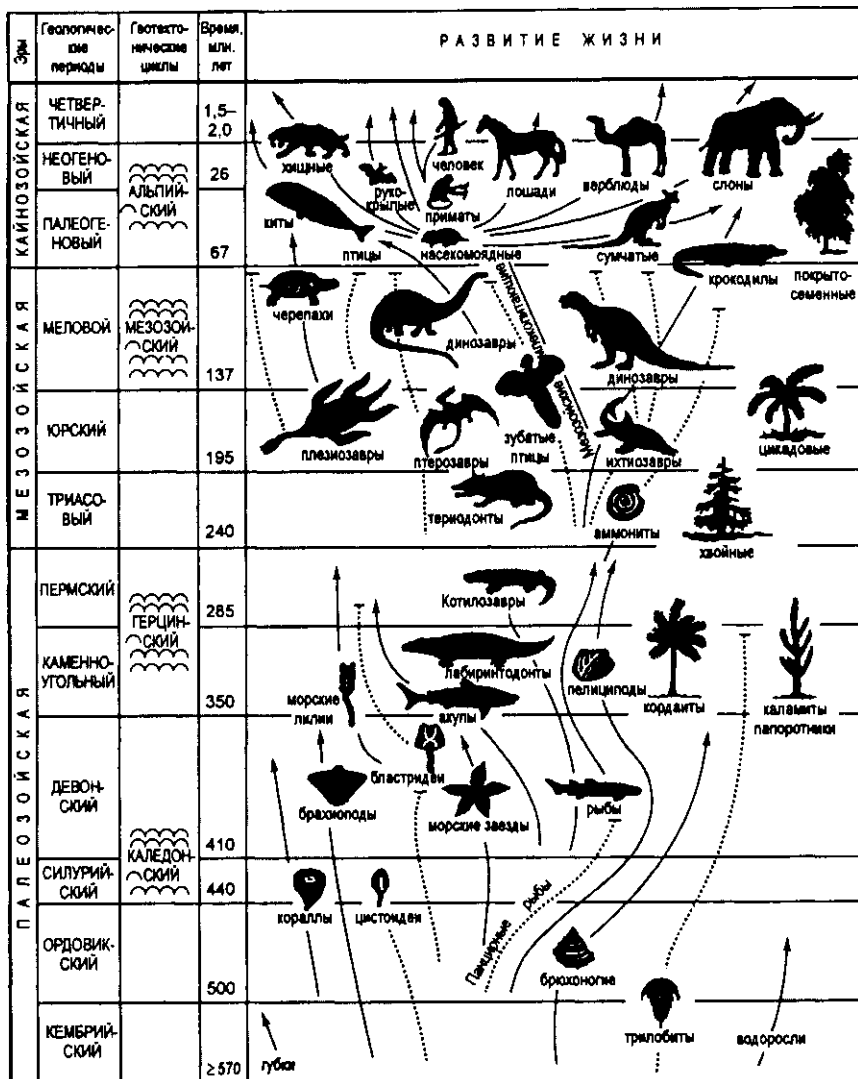


Рис. 196. Схема развития органической жизни Земли в фанерозое. Сплошные линии стрелок показывают, что данные группы организмов дожили до настоящего времени, пунктирные — полностью вымершие группы

ПТК. Все это необходимо учитывать в хозяйственной деятельности. В засушливые годы в более благоприятных условиях будут находиться посевы сельскохозяйственных культур, расположенные на склонах северной экспозиции. В годы с повышенным увлажнением более благоприятные условия сложатся на склонах южной

экспозиции. Поля, расположенные в пределах междуречий и на склонах разной экспозиции, будут готовы к весенней обработке в разные сроки. Растения на них будут находиться в разных фенофазах даже в том случае, если сев был проведен в одни и те же сроки.

Казалось бы, наиболее благоприятные условия должны складываться на междуречьях с плоским рельефом. Однако отсутствие оттока влаги с таких поверхностей ведет к тому, что плоские междуречья в годы с повышенным увлажнением подвержены заболачиванию. Поэтому не случайно, что в условиях умеренного климата в хозяйственный оборот включают земли, расположенные на склонах, несмотря на то, что здесь могут обостриться склоновые процессы, оставляя плоские междуречья под естественным растительным покровом.

Влияние на морфологическую структуру ландшафта оказывает и нанорельеф. Влияние наноформ (как и более крупных) наблюдается во всех климатических зонах, но особенно отчетливо проявляется в экстремальных климатических условиях, в зонах тундр, пустынь и полупустынь. В подтверждение сказанного можно сослаться на материалы полевых исследований профессора В.А. Николаева и его коллег на Джаныбекском стационаре Института лесоведения РАН, расположенном в северной части Прикаспийской низменности, в 25 км к северо-востоку от оз. Эльтон. Территория стационара находится в пределах плоской морской аккумулятивной равнины позднеплейстоценового (раннехвалынского) возраста, осложненной микрозападным рельефом с амплитудами относительных высот до 0,5 м.

В районе стационара детально был изучен ключевой участок площадью 1440 м² (30 × 48 м). Рельеф этого участка изображен на рис. 197. Как видно из рисунка, размах относительных высот на ключевом участке не превышает 25 см, и только холмики сусликовин возвышаются над днищами микрозападин на 40—50 см. На участке нет эрозионных врезов, переходы от микроповышений к микропонижениям плавные, без резких перегибов.

Несмотря на незначительное колебание относительных высот, неровности рельефа оказывают определяющее влияние на водный режим наноформ рельефа и на характер почвенно-растительного покрова микроповышений и микропонижений. Наблюдениями установлено, что в результате метелевого переноса снега зимой и весеннего стока талых вод микрозападины получают в среднем в четыре раза больше осенне-зимне-весенних атмосферных осадков по сравнению с микроповышениями.

Существенная разница наблюдается в температурном режиме почв в пределах различных элементов наноформ рельефа, что хорошо видно из табл. 3.

Вследствие различия влажностно-температурного режима на различных элементах наноформ на крошечном по площади ключевом участке сформировались 14 видов микрофаций (рис. 198).

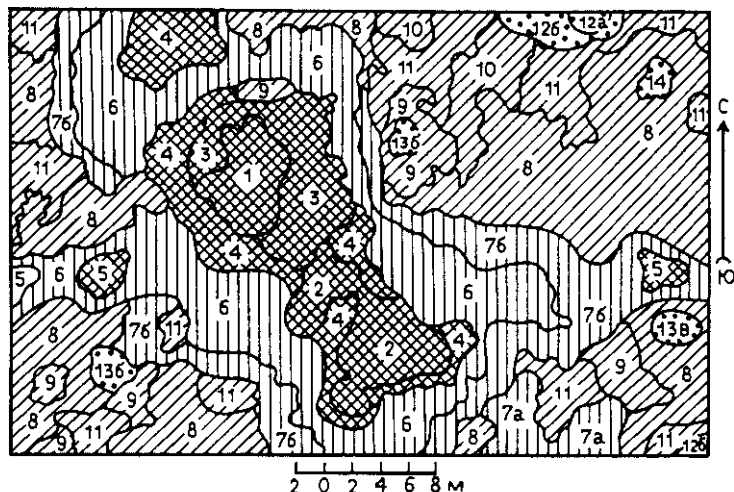


Рис. 198. Ландшафтная карта ключевого участка на территории Джаныбекского стационара (Прикаспийская низменность):

1—5 — степные и лугово-степные фации микрозападин; 6—7 — пустынно-степные фации микросклонов; 8—11 — солонцово-пустынно-степные и солонцово-пустынные фации микроповышений; 12—14 — фации сусликовин (по В.А. Николаеву и др., 1995, упрощено)

Из сказанного выше следует вывод, обозначенный в названии данной главы: рельеф, независимо от иерархии форм, перераспределяя тепло и влагу, вещество и энергию, играет ключевую роль в дифференциации ПТК различного таксономического ранга. Поэтому границы ПТК в подавляющем большинстве случаев являются границами геоморфологическими (при этом, конечно, следует учитывать литологию пород).

Влияя на дифференциацию ПТК, структуру ландшафта, рельеф, тем самым, оказывает влияние на хозяйственную деятельность. В дополнение к сказанному выше приведем пример этого влияния, сравнив рельеф, изображенный на топокартах и аэрофотоснимках в приложениях 1 и 20.

На топокарте приложения 1 изображен рельеф плоской морской аккумулятивной равнины (перекрытой лёссовидными суглинками), практически не затронутой эрозивно-денудационными процессами.

На топокарте приложения 20 изображен рельеф холмисто-западинной моренной равнины, в строении которой участвуют раз-

личные породы: моренные суглинки, флювиогляциальные пески, озerno-болотные отложения.

При сравнении этих карт видно: на одной поля занимают большие площади, имеют правильную геометрическую форму или близкую к ней, находятся в одинаковых условиях тепло-влагообеспеченности. Обработка таких полей удобна: закончив работу на одном поле, техника перемещается на соседнее, расположенное рядом, и т.д.

Иная картина складывается на территории, изображенной на карте приложения 20. Поля здесь небольшие по площади, разобщены, имеют сложные очертания, в зависимости от литологии и экспозиции характеризуются разной тепло-влагообеспеченностью. Все это усложняет ведение хозяйственной деятельности, требует больших затрат, а в некоторых случаях и специальной техники, например, для обработки завалуненных почв. Себестоимость одноименной продукции хозяйств, расположенных на этих территориях, будет различной, а следовательно, и доходы хозяйств (при прочих равных условиях) будут разные.

Рельеф оказывает влияние и на социальную структуру жизни общества. Это сказывается, например, на характере сельских поселений. Так, в условиях эрозионно-денудационного рельефа Среднерусской возвышенности села обычно располагаются вдоль речных долин или крупных балок (с водотоком), протягиваются на сотни метров (иногда и на первые километры). Села насчитывают сотни и тысячи жителей. Обрабатываемые сельскохозяйственные земли располагаются на плоских междуречьях.

В условиях холмисто-западинного моренного рельефа сельские поселения располагаются чаще всего на вершинных поверхностях моренно-камовых образований, а сельхозугодья — на склонах этих образований. Размер моренно-камовых холмов определяет численность поселений, обычно насчитывающих от 5—7 до 10—15 домовладений, т.е. в данном случае рельеф является первопричиной хуторской системы расселения (рис. 199).

Различие в системе сельских поселений сказывается на их социальном обустройстве: электро- и газификации, строительстве дорог, наличии школ, больниц, культурно-спортивных учреждений и др. Все это необходимо учитывать при районной планировке.

В заключение необходимо отметить, что и сам рельеф испытывает влияние других компонентов природной среды. Поэтому не случайно И.С. Щукин в своем трехтомном учебном пособии “Общая геоморфология” рассматривает рельеф по типам природной среды. Сущность этого подхода заключается в том, “...что

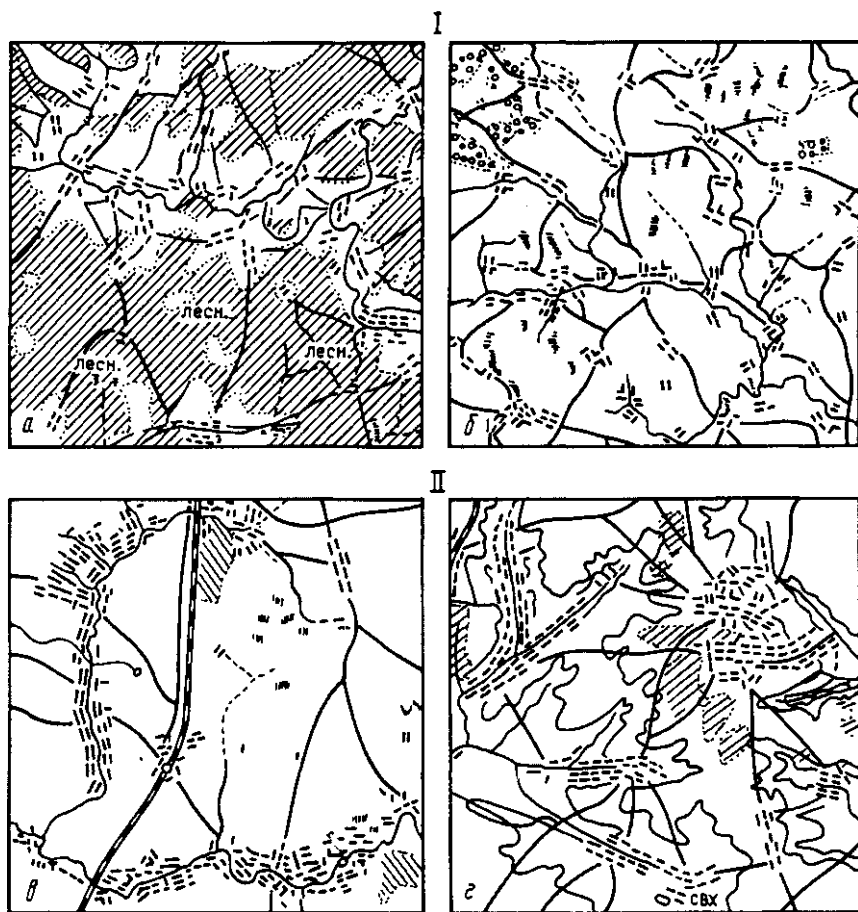


Рис. 199. Типы сельского расселения в различных природных зонах.

I — Мелкие поселения в южной части лесной зоны с холмисто-западинным моренным рельефом: а — при выборочном сельскохозяйственном освоении территории (лес показан штриховкой); б — при значительной распаханности бывшей лесной территории. Селения приурочены к малым рекам и моренным холмам вне заболоченных участков. II — Крупные поселения в пределах лесостепной зоны с эрозивно-денудационным рельефом: в — “ленты” селений вдоль малых рек; г — приуроченность селений к овражно-балочной сети (по С.А. Ковалеву, 1980)

каждому из... основных типов природной среды присущ тот или другой характерный для него фактор или группа факторов рельефообразования” (Т. I, с. 193). В подтверждение сказанного и в дополнение к гл. 4 приведем три примера.

Рельеф, подобно другим компонентам географической оболочки, подчиняется широтной зональности (хотя и в меньшей степени,

чем почвенно-растительный покров). Доказательством этого служит широтная зональность рельефа на Восточно-Европейской равнине — от форм рельефа, обусловленных “вечной” мерзлотой в пределах Большеземельской тундры, до солончаково-дефляционного и эолового рельефа в пределах Прикаспийской низменности.

Широтная климатическая зональность сказывается и на рельефе горных территорий. Так, рельеф Северного Урала резко отличается от рельефа Южного Урала, хотя обе эти части Уральских гор имеют один и тот же возраст и сходное геологическое строение. Различие рельефа объясняется тем, что Северный и Южный Урал находятся в разных климатических зонах и подвержены разным рельефообразующим процессам.

Северо-западное и юго-восточное окончания Большого Кавказа имеют сходное геологическое строение, сходный возраст, находятся в одной климатической зоне, но характеризуются разным рельефом. Различие обусловлено тем, что эти части Кавказа получают разное количество атмосферных осадков, в результате чего низкогорья северо-западного Кавказа, покрытые лесом, тормозят развитие склоновых процессов, а на юго-востоке Кавказа, в условиях засушливого климата, сформировался типичный бедленд.

Существенные изменения в рельефообразование вносит хозяйственная деятельность человека. Речь идет не только о собственно антропогенных формах рельефа: здания и промышленные сооружения (которые сами по себе являются специфическими формами рельефа), карьеры, терриконы, дорожные насыпи и выемки и т.д. (см. гл. 21). Значительно большее влияние на рельефообразование оказывает сведение лесов и распашка огромных территорий. В качестве примера могут служить пахотные земли в пределах лесной зоны. В естественных условиях на склонах, занятых лесом, одним из основных склоновых процессов является дефлюкция. На распаханых склонах, при тех же самых климатических и прочих равных условиях, главными склоновыми процессами становятся делювиально-солифлюкционные. Уничтожив естественную растительность, распахав склоны, человек вызвал процессы, которые в естественных условиях свойственны, с одной стороны, областям с развитием вечной мерзлоты (солифлюкция), а с другой — аридным областям (делювиальный смыв).

Как отмечалось выше (см. гл. 21), с деятельностью человека связана интенсификация оврагообразования, возникновение эоловых форм рельефа там, где в естественных условиях они не наблюдались (отсюда специфичные названия таких форм рельефа, например “кишлячные пески” (от *тюрк.* кышлак — зимовье) и т.д.).

Глава 23

КАТАСТРОФИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ И РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЕ

В истории Земли было много событий, считающихся катастрофическими: падение метеоритов, землетрясения, вулканические извержения, цунами, обвалы и оползни, наводнения, селевые потоки и др. Резкие смены отмечались в развитии растительности и животного мира (см. гл. 22). Имеющиеся сведения о быстро протекающих природных процессах воспринимались да и воспринимаются, как нетипичные или даже аномальные явления в общей картине развития Земли. Сложилось мнение, что катастрофические явления могут быть лишь в населенных областях, причем только при определенных величинах причиненного ими ущерба. На самом деле быстрые и существенные изменения всего природного комплекса той или иной территории или отдельных его частей также являются катастрофами, если даже они не принесли материального ущерба и обошлись без человеческих жертв.

Катастрофические процессы происходили на Земле задолго до появления человека, происходят и сейчас. Вмешательство человека в напряженное состояние природы лишь усугубило эту проблему.

В отечественной и зарубежной литературе встречаются разнообразные термины, обозначающие природные катастрофические явления, например “стихийные бедствия”, “природные катастрофы”, “опасные процессы” и др.

Наиболее сложным в использовании и запутанным оказался смысл понятия “катастрофа”. Катастрофой в широком понимании называют внезапные стихийные бедствия или события, влекущие за собой тяжелые последствия. Стихийные бедствия связаны с экстремальными событиями, которые превосходят обычную способность социальной системы отражать, поглощать или смягчать их. В геоморфологии катастрофа — это скачкообразное изменение геоморфологических систем. Таким образом, термины “катастрофа” и “стихийное бедствие” принадлежат к разным смысловым категориям.

История изучения природных катастроф берет начало в VIII—X вв., когда в летописях стали отмечать необычные природные явления. Как научная концепция эта проблема сформировалась в XVIII—XIX вв.

Э. Кант в 1754 г. высказал важную для понимания развития рельефа мысль о том, что малозаметные явления и процессы, накапливаясь во времени и увеличивая, как мы сейчас говорим, напряженность процессов, приводят к грандиозным переворотам и изменениям в рельефе.

Математический анализ закономерностей проявления редких и неожиданных событий привел к появлению в первой половине XX в. “теории катастроф”. Ее основные положения были рассмотрены В.И. Арнольдом (1990), в книге которого, помимо математического обоснования, находится обзор обширной литературы по этой проблеме.

В этой теории *катастрофами названы скачкообразные изменения, возникающие в виде внезапного ответа системы на плавное изменение внешних условий. Следовательно, в применении к процессам рельефообразования катастрофа — скачкообразное изменение геоморфологической системы. Причинами скачкообразных изменений могут служить плавные изменения внешних условий.*

В конце XX в. в теории динамической геоморфологии получила развитие концепция *критических состояний* или *пороговых значений*. Выяснилось, что переходы через пороговые значения усложняют и изменяют структуру геоморфологических систем. Такие переходы часто приобретают катастрофический характер. Однако, наряду с катастрофическими, существуют процессы, не преобразующие всю геоморфологическую систему, хотя и выражающиеся в экстремальной форме. Их относят к опасным геоморфологическим процессам. Так же, как и катастрофические, опасные процессы учитывают при выделении *зон риска*.

Важной особенностью развития подобных процессов является неременная стадия их подготовки. Она может быть как очень короткой, так и весьма продолжительной. Это зависит от устойчивости рельефа конкретной территории и от напряженности процессов рельефообразования. Последняя связана с объемом переносимого обломочного материала, “набором” процессов, их повторяемости. Природные катастрофы обычно вызывают цепочку последовательно или лавинно развивающихся других процессов. Некоторые из них являются мгновенными, другие же обладают отдаленным эффектом.

Среди наиболее опасных и быстро развивающихся процессов выделяют *сейсмические* и *вулканические*. Примеры их воздействия на рельеф приведены в гл. 6 и 7. В дополнение к сказанному в этих главах приведем еще один пример.

В конце мая 1970 г. в Перуанских Андах произошло землетрясение с магнитудой 7,7, в результате которого в рельефе произошли существенные изменения: с северного склона горы Уаскаран (6768 м) сорвался обвал объемом около 50 млн м³, состоящий из обломков скал, льда и глины. Этот поток прошел расстояние в 15 км до г. Юнгай со скоростью 320—450 км/ч. На своем пути он преодолел гребни гор высотой 140 м; глыбы весом в несколько тонн были отброшены на тысячи метров. Один из очевидцев писал, что гребень приближающегося вала высотой не менее 80 м кончался чем-то вроде клуба пены, как у океанских волн.

Кроме сейсмических и вулканических явлений, к процессам практически мгновенного воздействия на рельеф относится *космическая "бомбардировка"* Земли метеоритами. В динамической геоморфологии этот процесс отнесен к категории ударно-взрывных процессов. За последние 500 млн лет на Землю упало более 5000 метеоритов, способных образовывать кратеры диаметром более 5 км. Сейчас на Земле насчитывают около 80 *астроблем* (преобразованных последующими экзогенными процессами древних метеоритных кратеров). Один из первых кратеров, обнаруженных и детально описанных учеными, — Аризонский метеоритный кратер, образовавшийся около 50 тыс. л.н. при падении крупного железного метеорита. По размерам кратер относится к числу средних. Его чашеобразная впадина диаметром 1,2 км окаймлена валом высотой 45—50 м. Внешние склоны вала пологие, внутренние — крутые. Глубина кратера 174 м (рис. 200).

Самой же древней является астроблема Вредефорд-Ринг, расположенная в Южной Африке. Возраст ее оценивается в 1,9 млрд лет. За это невообразимо долгое время она оказалась значительно преобразованной процессами метаморфизма и денудации. Судя по зоне деформации днища, астроблема обладала первичным диаметром в 140 км, что предполагает поперечник создавшего ее космического тела в 350—500 м. Столкновение его с Землей вызвало

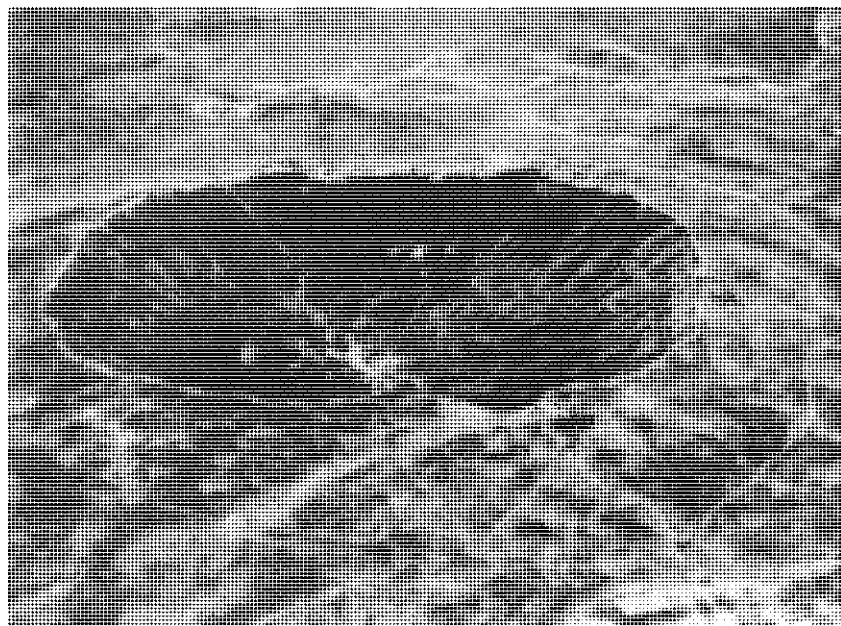


Рис. 200. Метеоритный кратер в Аризоне (США). (Фото с расстояния 1000 м)

дробление, переплавление и движение вещества Земли до глубины в несколько километров. Падение космических тел таких размеров безусловно влияло на морфологию и устойчивость земной поверхности радиусом 1000—1500 км, вызывая землетрясения, перестройку речной сети, развитие вулканизма и др.

В России обнаружены две крупные астроблемы — Попигайская и Карская. Попигайская астроблема расположена на севере Среднесибирского плоскогорья. Ее котловина, преобразованная эрозией и денудацией, имеет диаметр почти 75 км. Во многих местах котловина заболочена, но кое-где на ее поверхности обнаруживаются полукольцевые гряды высотой до 100 м. Во внутренней части Попигайской астроблемы наблюдается центральное поднятие диаметром 10—15 км с относительной высотой 400—800 м. Небезынтересно отметить, что в ней обнажаются породы кристаллического фундамента Среднесибирского плоскогорья. Следовательно, при своем падении метеорит пробил всю толщу осадочных пород мощностью 1200 м и разрушил часть подстилающих ее кристаллических пород. Энергия такого взрыва превосходила все, что известно о вулканических извержениях, примерно в 1000 раз.

Промежуточное положение в ряду опасных и катастрофических процессов занимают гигантские морские волны *цунами* (см. гл. 7).

На суше примерами быстрых и часто катастрофических гравитационных процессов служат *обвалы*, *оползни* и *снежные лавины* (см. гл. 13).

В горных областях нередко наблюдаются быстрые подвижки льда — *сёрджи*. Они известны в Гималаях, Альпах, на Скандинавском нагорье, на Аляске и в других горных регионах. Их также относят к катастрофическим процессам.

Значительные деформации рельефа происходят при *наводках* и *наводнениях*, чаще всего наблюдаемых там, где водный поток большую часть года отсутствует, а затем, внезапно появившись, производит огромную работу. Это явление характерно для семиаридных и аридных областей. Значительные деформации рельефа в горах связаны с *селями* (см. гл. 14, рис. 71). В гумидных областях роль паводков и наводнений несколько иная. Резкое потепление в мае 1993 г. привело к сильному наводнению в северной половине Восточно-Европейской равнины. Например, р. Сухона изменила направление стока и потекла вспять — в Кубенское озеро.

Флювиальные катастрофы на равнинах происходили и в прошлом. Так, за 4000 лет отмечено более 1500 изменений положения устьевой части р. Хуанхэ. Общая ширина пояса миграции составила почти 450 км. В каждое из таких наводнений огромные площади заносились илом и песком, уничтожались посевы, луга, населенные пункты.

К катастрофическим изменениям в рельефе приводят ураганы, самумы, смерчи и торнадо.

В рельефе сохраняются следы разнообразных геоморфологических катастроф прошлого, начиная от следов крупных землетрясений, гигантских цунами и кончая невероятными по силе потоками, возникавшими при быстром спуске воды из озер и небольших морей. К этому следует добавить недавно выявленные *водно-каменно-ледовые потоки*, образующиеся при неустойчивом режиме развития горных ледников. К результатам деятельности таких потоков относится недавняя (2002) Геналдонская катастрофа на Кавказе.

В результате ледового обвала со склонов г. Джимарай-хох в тыловую часть ледника Колка возник ледово-каменный поток, который прошел 19 км по долине р. Геналдон со скоростью до 180 км/ч. Движение потока происходило вдоль склона долины с набором, а не уменьшением высоты. После остановки этого потока у Скалистого хребта грязекаменный сель прошел еще 17 км. Площадь аккумулятивного ледового тела в районе Кармадонских ворот составила 2,1 км², длина 3,6 км, а толщина достигала 135–140 м, при средних значениях около 60 м. Объем ледового тела составил около 115 млн м³, а селевых отложений — 3–5 млн м³ (рис. 201, 202).

Наиболее важными направлениями в изучении опасных и катастрофических процессов являются: 1) происхождение и условия их возникновения; 2) длительность и режим процессов; 3) определение развития цепочки следствий. Меры защиты или предупреждения катастрофических процессов могут вырабатываться только после получения этих данных и для каждого региона должны быть индивидуальными. Различия в средних и экстремальных скоростях действующих природных процессов рельефообразования существенны (табл. 4).

Таблица 4

Примеры соотношений между средними и экстремальными значениями параметров экзогенных процессов, влияющих на образование и изменения рельефа

Условия и виды процессов	Средние значения	Экстремальные значения
Скорости потоков воды, м/с	0,5–2,0	60,0
Высота волн цунами, м	0,5–2,0	30,0
Скорости выпадения атмосферных осадков, мм/сут	1–6	1400
Делювиальный смыл на задернованных склонах, т/га в год	2–10	300
Скорости ветра, м/с	2–5	130

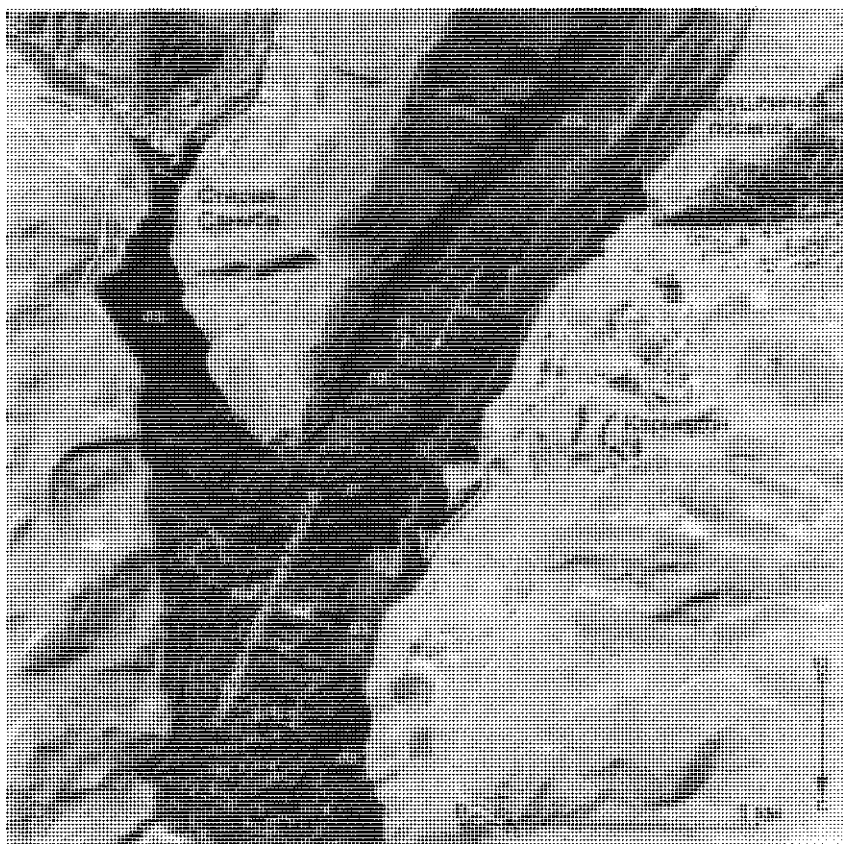


Рис. 201. Зона аккумуляции ледово-водно-каменного потока 20 сентября 2002 г. в Кармадонской котловине и образовавшиеся временные озера. Космический снимок QuickBird через 5 дней после катастрофы. Источник: DigitalGlobe (http://www.digitalglobe.com/images/kobanvalley_russia_glacier_detail_col092502_dg.jpg)

Из сказанного следует, что катастрофические процессы играют громадную роль в преобразовании лика Земли.

В последние годы все чаще стал употребляться термин “экологическая катастрофа”, под которым понимается не столько природный процесс, сколько величина ущерба, связанного с этим процессом. Следует отметить, что в негативных последствиях многих так называемых экологических катастроф виновен сам человек, его неразумная хозяйственная деятельность, часто идущая вразрез с ходом природного процесса.

В начале 90-х годов XX в. в России были разработаны критерии оценки экологической обстановки для выявления чрезвычайной

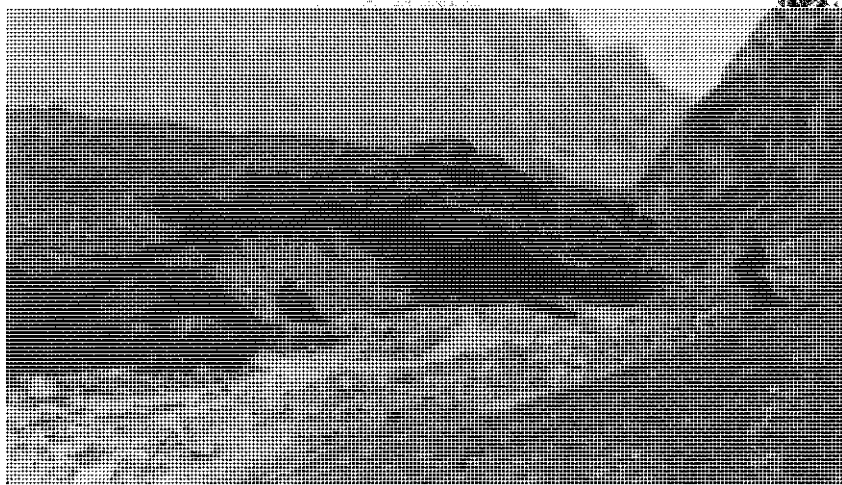


Рис. 202. Река “пропиливает” новое русло в ледово-каменном завале в районе Кармадонских ворот (Фото С.С. Черноморца, 17.06.2003)

экологической ситуации и зон экологического бедствия. В числе приложений, представляемых по этим критериям на экологическую экспертизу, значатся геоморфологическая карта и карта опасных современных геоморфологических процессов. Напряженность экологической обстановки, связанная с рельефом, оценивается по величине ее пороговых значений: относительно удовлетворительная, напряженная, критическая, кризисная и катастрофическая (в зоне экологического бедствия). Таким образом, оценка процессов рельефообразования официально введена в перечень изучаемых проблем экологии. Прогноз катастроф при рельефообразовании, как и природных катастроф вообще, возможен лишь при достаточно полной информации о современных и древних природных процессах и их воздействии на природную среду и хозяйственную деятельность человека.

МЕТОДЫ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ И ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ КАРТОГРАФИРОВАНИЕ

Глава 24

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*, задачей которых является 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. Их цель — комплексная характеристика рельефа (морфография, морфометрия, генезис, возраст, история развития и динамика рельефа). Такие исследования завершаются составлением *общей геоморфологической карты*. Обычно этот вид исследований имеет характер *общей геоморфологической съемки*, которая в нашей стране выполняется как часть государственной геологической съемки. Различают *мелкомасштабную* (мельче 1 : 1 000 000), *среднемасштабную* (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-

эрозионного рельефа) или отдельных геоморфологических показателей (например, глубины расчленения, густоты расчленения и др.). 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 знакомство с районом 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. Итоги подготовительного изучения района обычно оформляются в виде предварительной геоморфологической карты. На основе полученных данных составляется программа полевых исследований, включающая схемы намечаемых маршрутов, горных работ (шурфовка, бурение) и других специальных работ, например геодезических.

Полевой этап — главная составная часть экспедиционных геоморфологических исследований. В течение этого этапа собирают основную часть фактического материала, в том числе образцы пород, проводят его начальную обработку, вырабатывают первые заключения о геоморфологическом строении изучаемой территории, составляют полевую геоморфологическую карту изучаемого района.

В зависимости от назначения исследований и масштаба составляемой карты при полевых работах применяют либо *ключевой метод* в сочетании с маршрутными исследованиями, либо *метод площадной съемки*.

При ключевом методе детально обследуют отдельные, наиболее типичные для той или иной территории ключевые участки (небольшие по площади). Результаты обследования экстраполируют на остальную территорию, подлежащую изучению. При этом широко используют крупномасштабные топографические карты, аэрофотоснимки и космические снимки. Ключевые участки служат как бы дешифровочными эталонами. Для контроля над правильностью экстраполяции на площадях между ключевыми участками прокладывают разреженную сетку рабочих съемочных маршрутов. Площадные исследования проводят при крупномасштабном картировании. В этом случае маршруты прокладывают более или менее равномерно, сеть маршрутов и точек наблюдений делают достаточно густой, поэтому необходимость в ключевых участках отпада-

ет. 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 прокладывают по данным предварительного изучения материалов и 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 обо 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 проводят 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 — этап обработки всего собранного фактического материала, его всесторонней увязки и осмысления. Во время этого этапа исследований проводят также различные аналитические работы (пыльцевой, минералогический, петрографический, микро- и макрофаунистический, диатомовый, радиометрические и другие виды анализов образцов, отобранных в поле), окончательное дешифрирование фотоматериалов, составляют геоморфологическую карту и текст научного отчета, который должен быть защищен в организации, курирующей соответствующую научную тему.

Методы полевых геоморфологических исследований

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 коррелятными им. При визуальных наблюдениях широко используют простейшие полевые приборы и инструменты: anerоид-высотометр, горный компас, эклиметр, геологический молоток, рулетку и др. Собственно визуальные наблюдения нередко сочетают с аэрови-

зуальными, проводимыми с самолетов малой авиации или вертолетов. При аэровизуальных наблюдениях осматривают изучаемую территорию по заранее намеченным маршрутам, результаты фиксируют на топографических картах и в дневниках. Для аэровизуальных работ особенно удобны вертолеты, которые могут зависать над отдельными объектами или приземляться у интересного геолого-геоморфологического объекта.

При наземных визуальных наблюдениях главную работу проводят в *точках наблюдения*. Последние выбирают так, чтобы они характеризовали какую-либо форму рельефа, комплекс генетически единых форм или отдельные их элементы, если формы рельефа достаточно крупные. В точке наблюдения дают детальную морфографическую и морфометрическую характеристику изучаемым формам: описывают их внешний облик, пространственное размещение, ориентировку, сочленение отдельных форм рельефа друг с другом. Особое внимание уделяют морфометрическим показателям — измерению относительных превышений, углов наклона, линейных размеров форм рельефа (ширина, длина) или их элементов. Необходимость работ подобного рода обусловлена тем, что формы нано- и микрорельефа 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 найти отражения такие важные элементы речной долины, как террасы, если они сохранились узкими полосками, а относительные превышения их друг над другом меньше сечения рельефа, принятого для данного масштаба топокарты.

Однако, как указывалось в гл. 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 изучают естественные обнажения, вскрывающие строение изучаемых форм. Если они отсутствуют, закладывают шурфы или буровые скважины. Во всех случаях необходима точная плановая и высотная привязка разрезов и их положения по отношению к изучаемой форме рельефа. В естественных обнажениях или искусственных выработках описывают состав вскрываемых пород, их цвет, характер слоистости, включений и новообразований, если они имеются. При характеристике крупнообломочного материала определяют его размеры, форму, состав и степень окатанности. Тщательно измеряют мощности отдельных литологических разностей и изменение их (мощностей) по простиранию обнажения. Большое внимание уделяют взаимоотношению литологических разностей

и характеру контактов (границ) между ними. В общем описывают 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 отбирают образцы пород на различные виды анализов, результаты которых используют при составлении окончательных вариантов геоморфологических карт и написании научных отчетов.

На точках наблюдения большое внимание уделяют изучению современных геоморфологических процессов, что особенно важно для практических целей.

Густота точек наблюдения определяется масштабом геоморфологической съемки, сложностью рельефа изучаемой территории, возможностями экстраполяции полученных данных на соседние участки и в значительной мере зависит от обеспеченности качественной топоосновой и аэрофотоматериалами, а также от степени открытости территории. Между точками ведут наблюдения по ходу маршрута.

Все данные полевого изучения геолого-геоморфологических объектов заносят в специальные полевые дневники, где указывают также дату проведения наблюдения, порядковый номер точки наблюдения и ее адрес (географическое и хотя бы предположительное геоморфологическое местоположение), абсолютную высоту точки наблюдения.

Описание рельефа и обнажений обычно снабжают 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, а в последние годы — приборов спутникового позиционирования (GPS). 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 др.

В ряде случаев при полевых геоморфологических исследованиях используют гидрометеорологические инструментальные наблюдения, необходимые для суждения о характере и интенсивности современных геолого-геоморфологических процессов (плоскостном смыве, волновом режиме и др.). Материал гидрометеостанций не всегда бывает достаточным для решения этих вопросов. Совершенно особый вид имеет методика морских геоморфологических

исследований. Здесь главное внимание уделяют эхолотному профилю глубин, отбору образцов донного грунта, навигационной привязке точек наблюдений, непрерывному сейсмическому профилированию, благодаря чему определяют мощность рыхлых отложений, а также подводному фотографированию и непосредственным подводным наблюдениям при помощи аквалангов.

В целом методика полевых геоморфологических исследований очень многообразна, так как используется ряд приемов и методик смежных научных дисциплин. Она определяется также задачами, поставленными перед геоморфологическими исследованиями, и характером исследуемых объектов. Рассмотрение ее в достаточно полном объеме представляет собой предмет специальной геоморфологической дисциплины — «Методики полевых геоморфологических исследований».

Глава 25

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ КАРТЫ

Наиболее выразительным средством обобщения материалов полевых геоморфологических исследований является *геоморфологическая карта*. Она дает возможность установить пространственные закономерности различных по генезису форм и типов 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. Итак, геоморфологическая карта — необходимый и важнейший результат геоморфологических исследований, квинтэссенция теоретического обобщения геоморфологических данных, основа для их практического использования.

Геоморфологические карты достаточно разнообразны по масштабу, содержанию и назначению.

По масштабу различают карты: *крупномасштабные* (крупнее 1 : 200 000), *среднемасштабные* (от 1 : 200 000 до 1 : 1 000 000), *мелкомасштабные* и *обзорные* (меньше 1 : 1 000 000). Обзорные и мелкомасштабные карты обычно составляют камеральным путем, карты среднего и крупного масштаба — на основе полевой геоморфологической съемки.

По содержанию геоморфологические карты разделяют на частные и общие. *Частные геоморфологические карты* составляют на основе частных показателей, относящихся только к морфогра-

фии, 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.

Общие геоморфологические карты дают характеристику рельефа по совокупности частных показателей, из которых важнейшими являются морфография и морфометрия, генезис и возраст рельефа.

Содержание карт определяет их назначение. Частные геоморфологические карты предназначаются для решения частных задач: практических, научно-исследовательских и др. Так, карты густоты и глубины расчленения широко применяются при дорожных изысканиях; обе эти карты в совокупности с картой крутизны земной поверхности используются для нужд сельского хозяйства и др.

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 составляться карты более узкого назначения путем нанесения дополнительных показателей, выделения или исключения некоторых элементов их нагрузки.

Карты могут быть *аналитическими*, отображающими отдельные элементы рельефа, и *синтетическими*, отражающими явления как единое целое, например геоморфологические карты типов рельефа.

Учитывая универсальность и значимость общих геоморфологических карт, несколько подробнее остановимся на содержании и построении легенд таких карт. Отметим, однако, 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 России, где геоморфологическое картографирование достигло большого развития, единая легенда для общих геоморфологических карт отсутствует.

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 морфографию и морфометрию, генезис и возраст. Для изображения этих характеристик могут быть применены *методы качественного или цветного фона, изолинии, штриховка, значки и индексы*. Как известно, наиболее выразительным 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 закрашиваются разным цветом: например, поверхности морского происхождения — синим, флювиального — зеленым, ледникового — фиолетовым и т.д.

Однако при выделении генезиса сразу же возникает определенная трудность. Как неоднократно указывалось, рельеф в целом 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, на картах съемочного масштаба целесообразнее 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 целесообразно подразделение их на *аккумулятивные* и *выработанные*.

Наилучшим из существующих способов морфографической и морфометрической характеристики рельефа является способ изображения его изолиниями. На топографических картах ими являются горизонтали. Хорошая топооснова несет такую огромную информацию о рельефе той или иной территории, что с ней не могут сравниться никакие, даже самые подробные и квалифицированные описания.

Морфографическая и морфометрическая характеристики рельефа кроме собственно морфографо-морфометрических данных несут 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 высоты той или иной местности, густота и глубина ее

расчленения. Все эти факторы в сочетании с углами наклона местности и составом слагающих ее осадков определяют как «набор», так и интенсивность современных экзогенных процессов. Формы рельефа, не выражающиеся в масштабе карты горизонталями, показывают при помощи немасштабных 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 брахиантиклиналей, соляных куполов, бронированных поверхностей и др. При составлении геоморфологических карт морей и океанов следует руководствоваться уже отмеченными выше общими принципами, хотя специфика содержания таких карт неизбежно оказывает влияние и на легенду, и на изобразительные средства, используемые при составлении таких карт.

Часто при крупномасштабных полевых исследованиях составляют специальные карты, характеризующие современные рельефообразующие процессы. Эти карты особенно важны при оценке природных условий той или иной территории, при решении многих прикладных задач.

Таковы самые общие принципы составления системы условных обозначений для геоморфологических карт съемочных масштабов. В любом случае система условных обозначений должна быть таковой, чтобы геоморфологическая карта давала наиболее полное представление о характере рельефа той или иной площади земной поверхности, 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 задач, как уже не раз упоминалось выше, является *исследование взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов, формирующих лик Земли*. Эти исследования ведутся по линии изучения поверхностей выравнивания, речных и морских террас, выяснения воздействия тектонических процессов на формы, создаваемые экзогенными агентами, при помощи моделирования этого взаимодействия в экспериментальных лабораториях, при помощи разнообразных морфометрических приемов, с целью получения количественных характеристик этого взаимодействия.

Поверхности выравнивания, как было показано выше, вырабатываются в процессе нисходящего развития рельефа при превалировании 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 перечисленных вопросов осуществляется чисто геоморфологическими методами: путем тщательного изучения рельефа, основывающимся на полевых исследованиях, анализа крупномасштабных карт и аэрофотоматериалов, а также путем сравнительного географического метода. Возраст поверхностей устанавливается на основе *логического анализа рельефа* (этот прием можно было бы назвать

геоморфологической логикой), а также *геологическими методами исследования кор выветривания, сохранившихся на поверхностях выравнивания, коррелятных отложений* и др.

Решение вопросов, связанных с поверхностями выравнивания, кроме научного интереса имеет немаловажное практическое значение, главным образом для рационального поиска полезных ископаемых, месторождения которых связаны с корами выветривания или рыхлыми коррелятными образованиями.

Важным объектом геоморфологических исследований являются морские террасы. При их изучении важнейшая и первоочередная задача — выявление таких террас (древних береговых линий), которые соответствуют определенным переломным этапам развития рельефа побережья. Решение этого вопроса осуществляется с помощью сбора массового геоморфологического материала по морским террасам и его анализа, а также при тщательном изучении прибрежно-морских отложений, слагающих террасы.

Установление количества и возраста древних береговых линий (морских террас) и последующее выявление размеров их тектонических деформаций дает возможность геоморфологу наиболее надежно изучать современные и новейшие тектонические движения. 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. Следует отметить, что не все речные террасы связаны с важными поворотными этапами развития земной поверхности, т.е. с соотношением работы реки и тектоническими движениями. Прежде всего, важно выявить 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 выяснения закономерных изменений высот речных террас и на этой основе — выявления геоморфологических аномалий и их причин. Важнейшим средством проверки получаемых построений является увязка речных террас с морскими.

Аналогичный прием используется и при изучении истории развития рельефа областей, подвергавшихся в четвертичное время материковому оледенению. Здесь также основным средством получения надежной палеогеографической реконструкции служит

увязка ледниковых отложений и форм рельефа с речными террасами, а тех, в свою очередь, — с морскими террасами.

Хорошо известно, что изменение основного 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 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, одной из важнейших проблем 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 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 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.

Геоморфологические исследования флювиальных форм позволяют решать ряд других жизненно важных вопросов, таких, как борьба с овражной эрозией и эрозией почв, гидротехническое и транспортное строительство, речная навигация, общие вопросы рациональной организации территории.

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 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, т.е. 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 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 без геоморфологии как одной из наук о Земле, имеющей собственный 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 др. Геоморфология также имеет достаточно широкую 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.

Важным условием развития рельефа Земли является также то, что современная эпоха наступила непосредственно вслед за серией крупнейших материковых оледенений поверхности Земли. Таяние

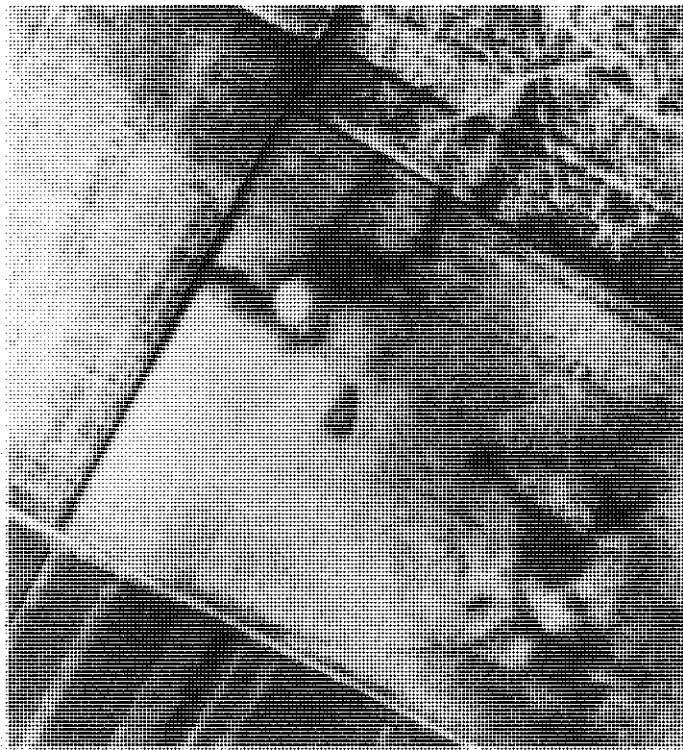
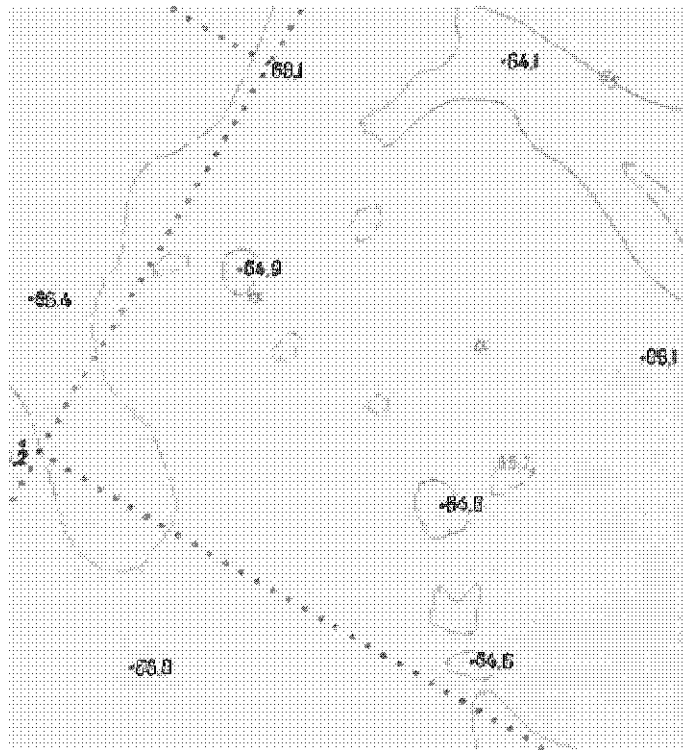
последнего оледенения имело важнейшие геоморфологические последствия: подъем уровня океана и мощное обводнение поверхности нашей планеты.

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 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, современное 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 при решении как научных, так и прикладных задач, стоящих перед геоморфологией.

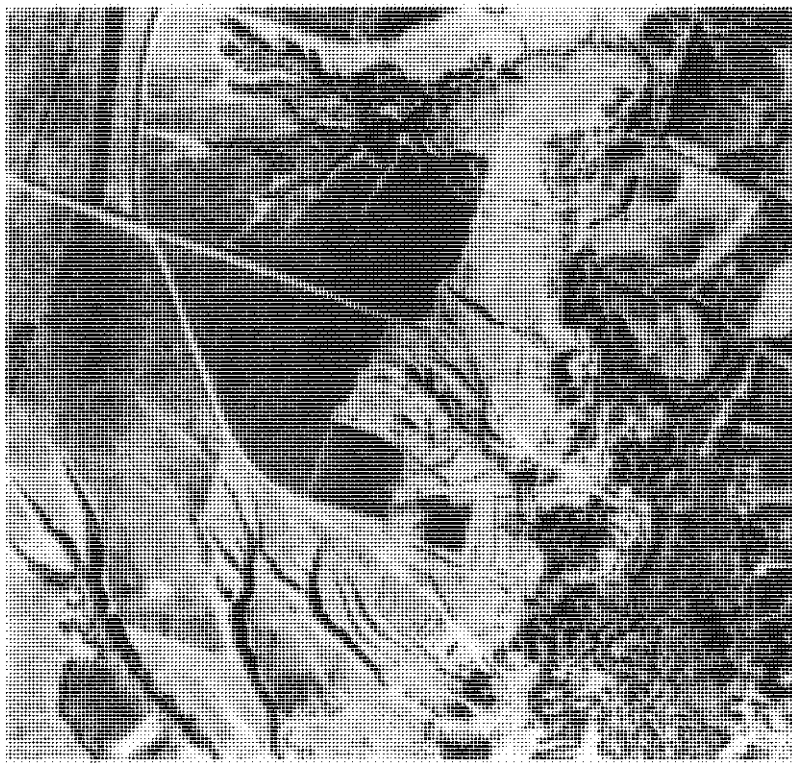
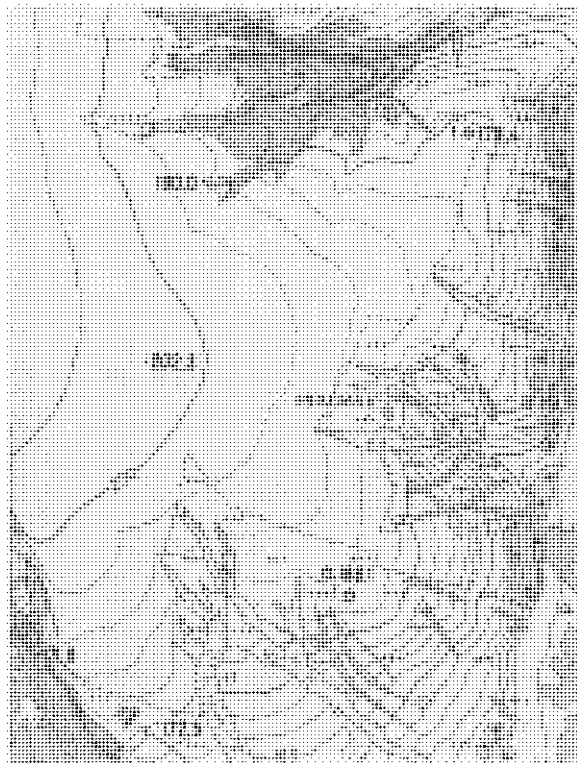
1. *Воскресенский С.С., Леонтьев О.К., Спиридонов А.И.* Геоморфологическое районирование СССР и прилегающих морей. М.: Изд-во МГУ, 1980.
2. Динамическая геоморфология. М.: Изд-во МГУ, 1992.
3. *Короновский Н.В.* Общая геология. М.: Изд-во МГУ, 2002.
4. *Леонтьев О.К.* Морская геология (основы геологии и геоморфологии дна Мирового океана). М.: Высшая школа, 1982.
5. *Леонтьев О.К., Никифоров Л.Г., Сафьянов Г.А.* Геоморфология морских берегов. М.: Изд-во МГУ, 1975.
6. *Маккавеев Н.Н.* Сток и русловые процессы. М.: Изд-во МГУ, 1971.
7. Проблемы теоретической геоморфологии. М.: Изд-во МГУ, 1999.
8. *Райс Р.Дж.* Основы геоморфологии. М.: Изд-во МГУ, 1980.
9. *Спиридонов А.И.* Основы общей методики полевых геоморфологических исследований и геоморфологического картографирования. М.: Высшая школа, 1970.
10. *Хаин В.Е., Михайлов А.Е.* Общая геотектоника. М.: Недра, 1985.
11. *Шукин И.С.* Общая геоморфология. М.: Изд-во МГУ, 1960, 1964, 1974. Т. 1—3.
12. *Якушова А.Ф.* Геология с элементами геоморфологии. М.: Изд-во МГУ, 1983.

ПРИЛОЖЕНИЯ

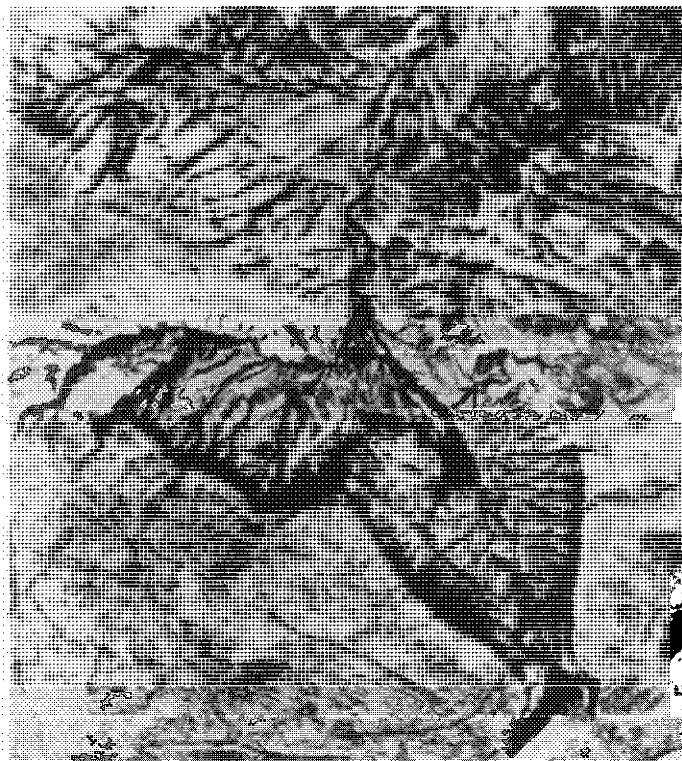
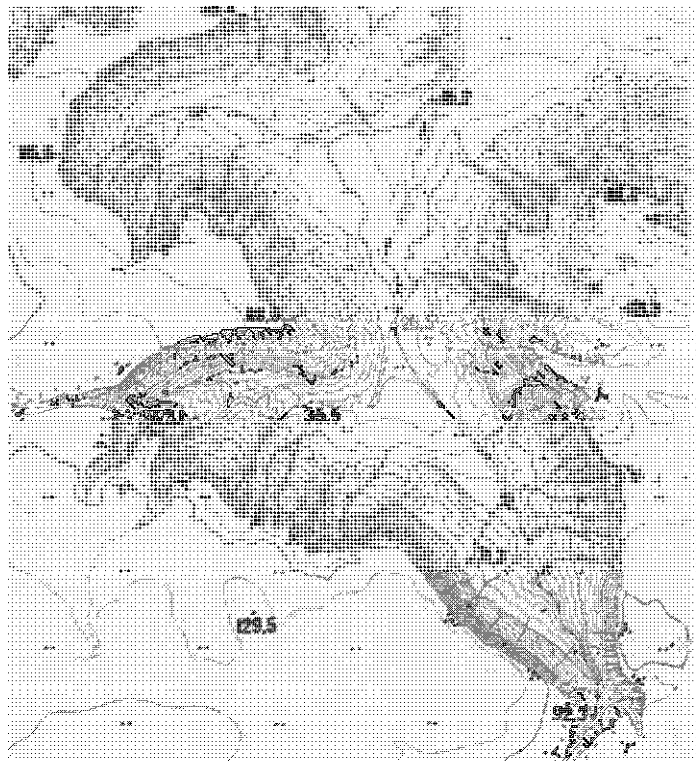
Все образцы карт и аэрофотоснимков взяты из "Альбома образцов изображения рельефа на топографических картах". Тр. Центр. НИИ геодезии, аэро- съемки и картографии. Вып. 184. М., 1968. Масштаб карт 1 : 25 000; масштаб аэроснимков, близкий к 1 : 25 000 (с отклонениями в пределах от 1 : 20 000 до 1 : 32 000).



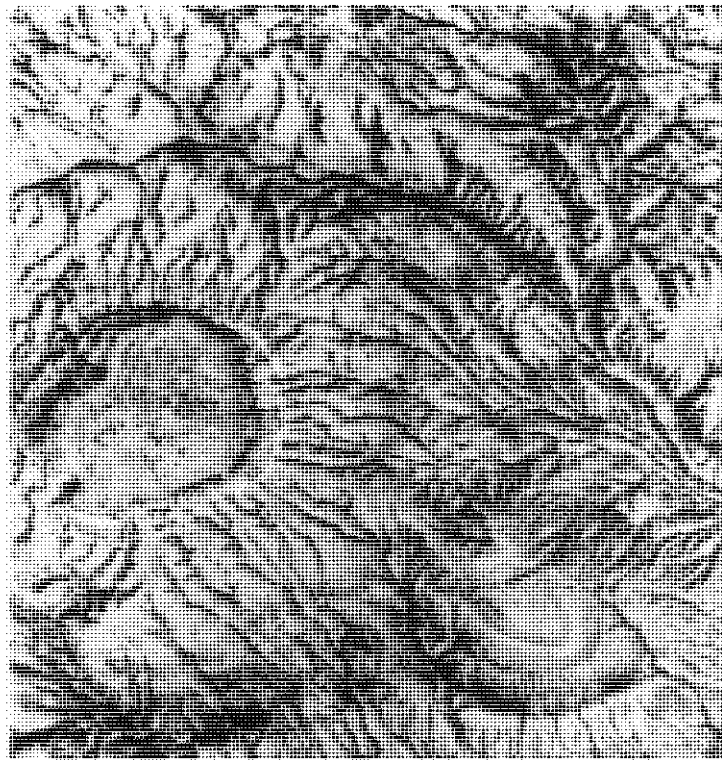
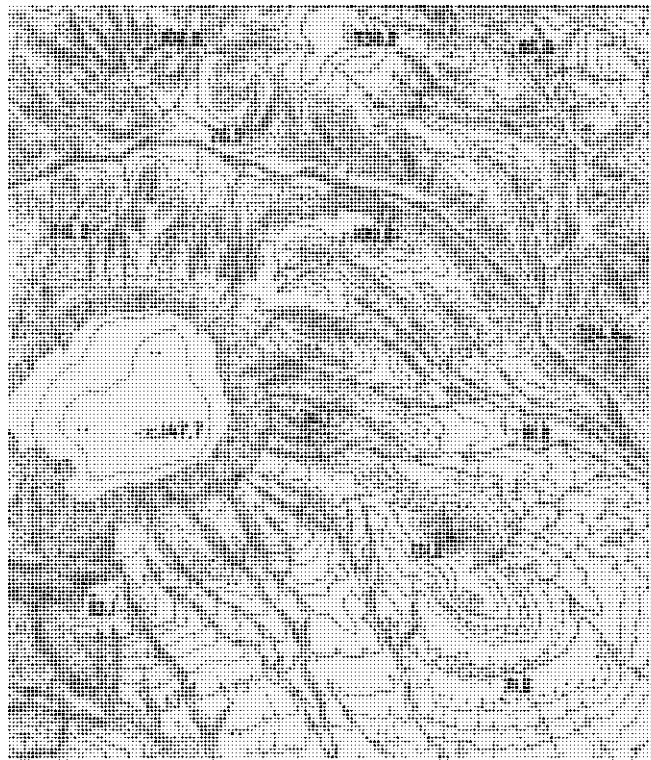
1. Морская аккумулятивная равнина, слабо затронутая эрозионными процессами, осложненная суффозионными формами.
Сечение рельефа через 2,5 м



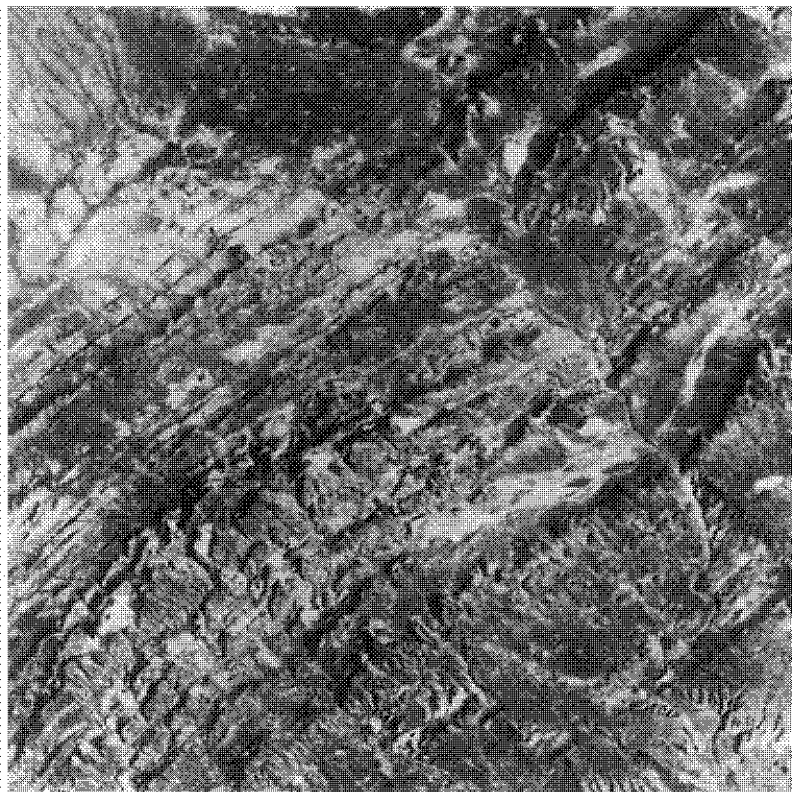
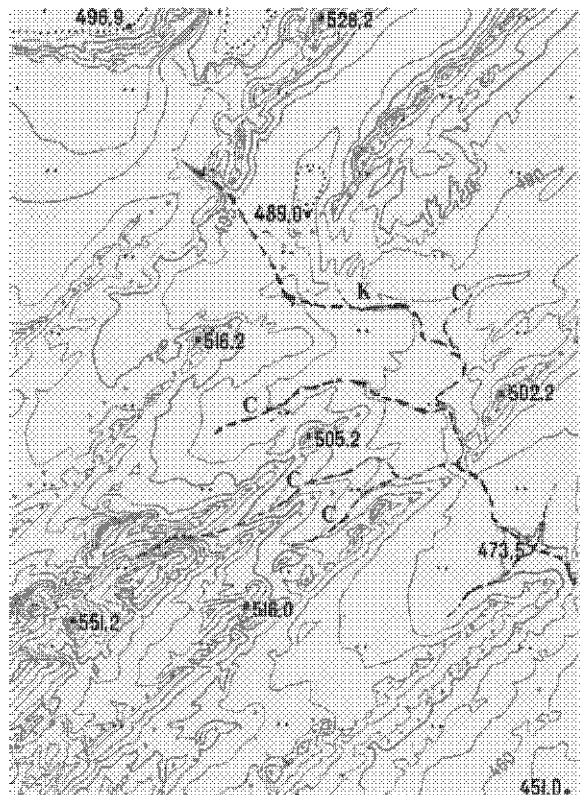
2. Эрозионно-денудационная равнина, расчлененная овражно-балочной сетью. Сечение рельефа через 5 м



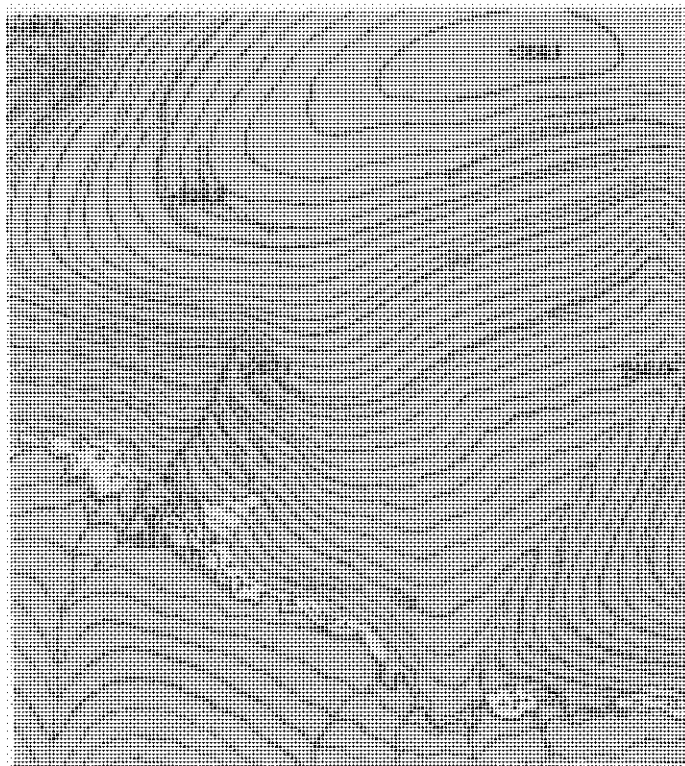
3. Край пластовой бронированной известняком равнины, расчлененный эрозией сетью. Сечение рельефа через 5 м



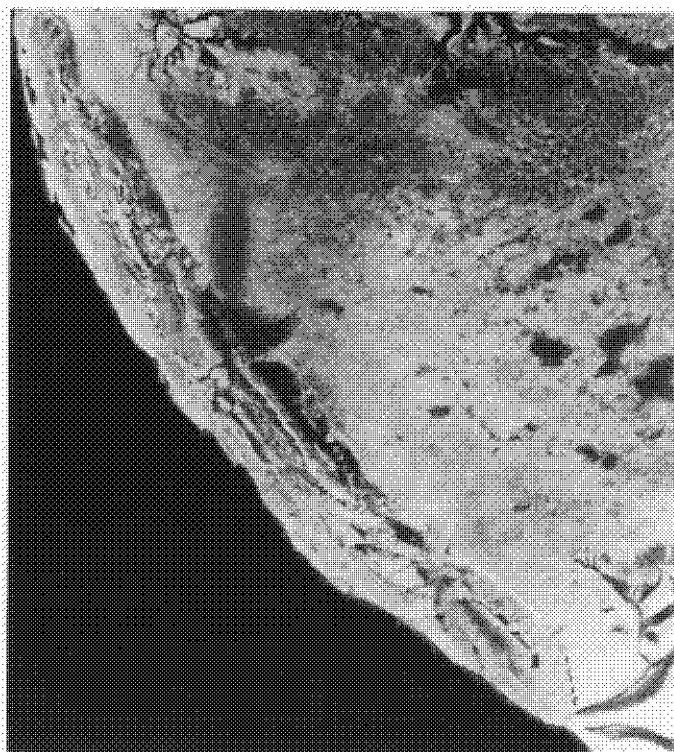
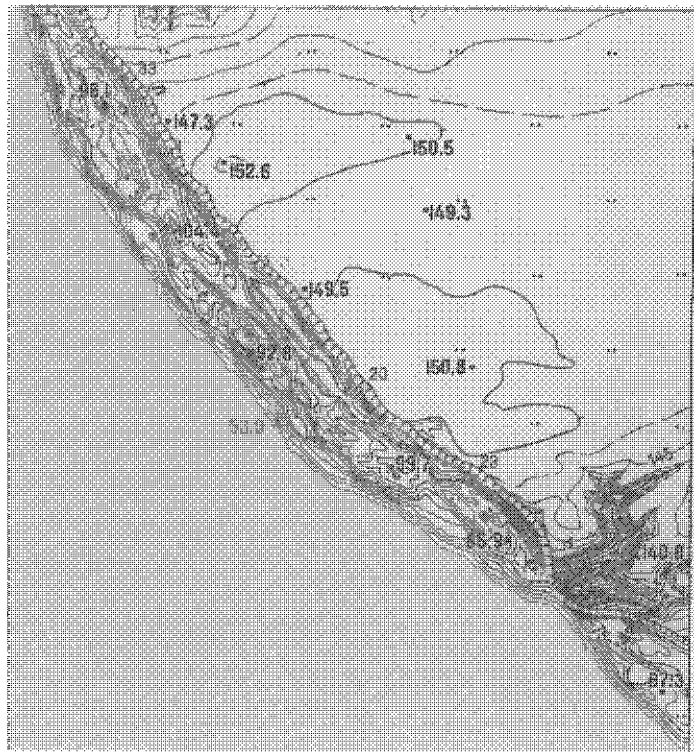
4. Бронированный известняком плосковершинный останец на фоне густорасчлененной эрозионной равнины.
Сечение рельефа через 2,5 м



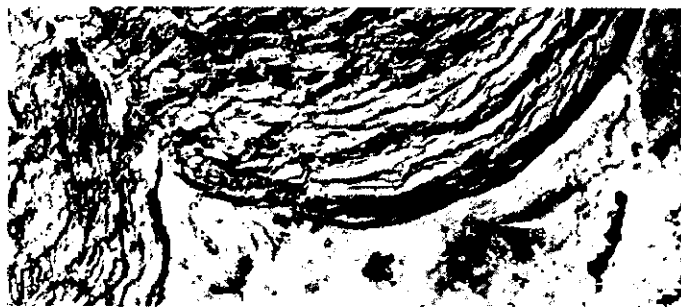
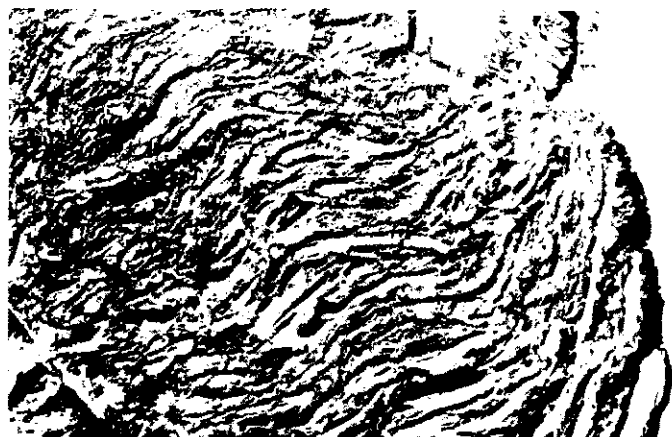
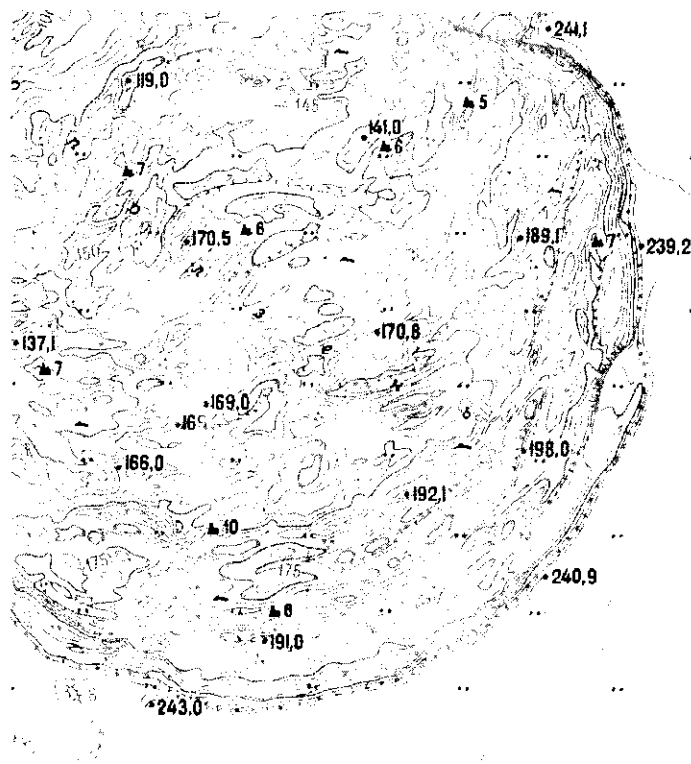
6. Мелкогрядовый (куэстовый) рельеф. К — консеквентная долина, С — субсеквентные долины. Сечение рельефа через 5 м.



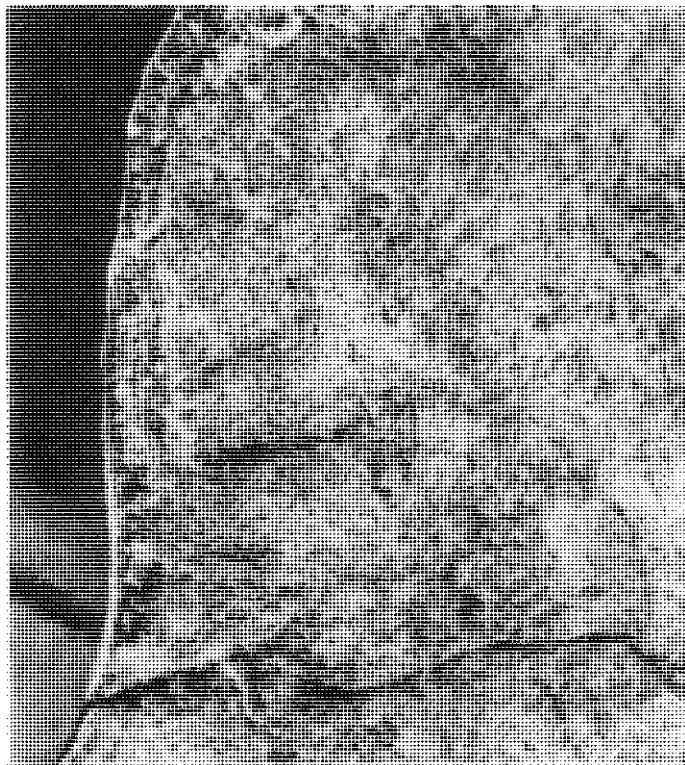
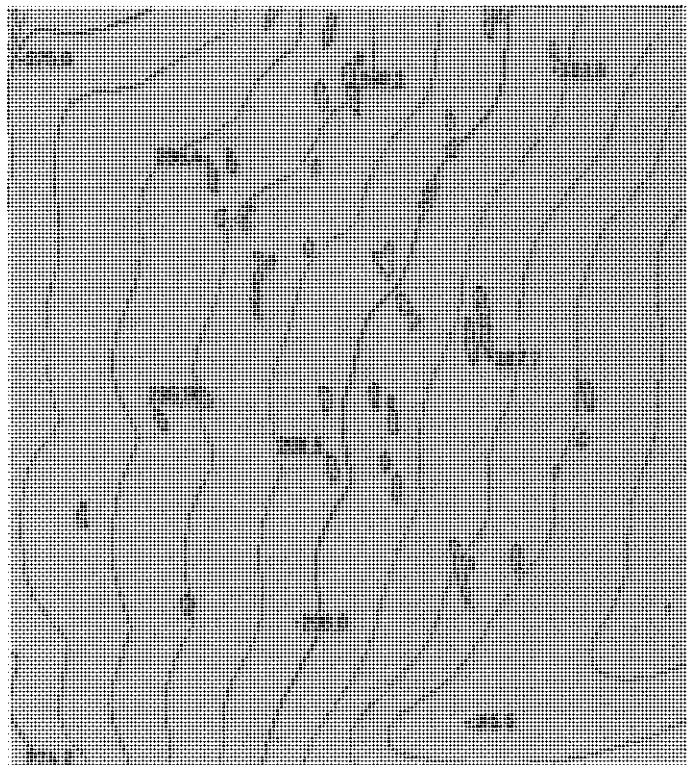
7. Структурные (террасированные) эрозионно-денудационные склоны, осложненные деллями. Сечение рельефа через 5 м



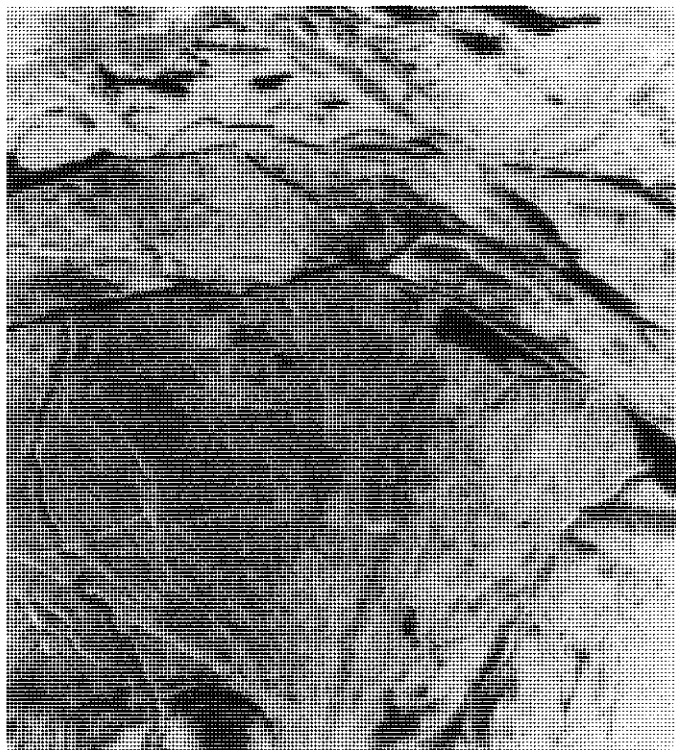
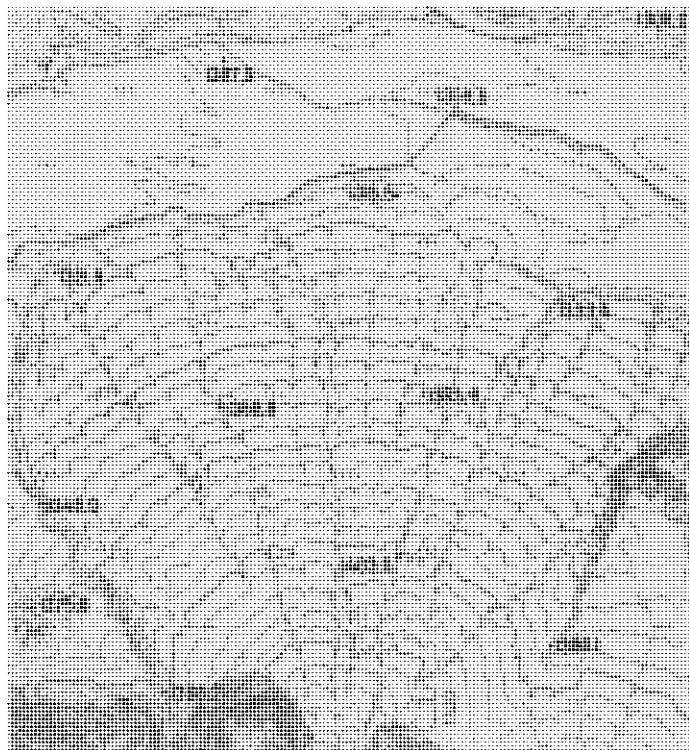
8. Оползневой склон на краю структурного (бронированного известняками) плато. Сечение рельефа через 5 м



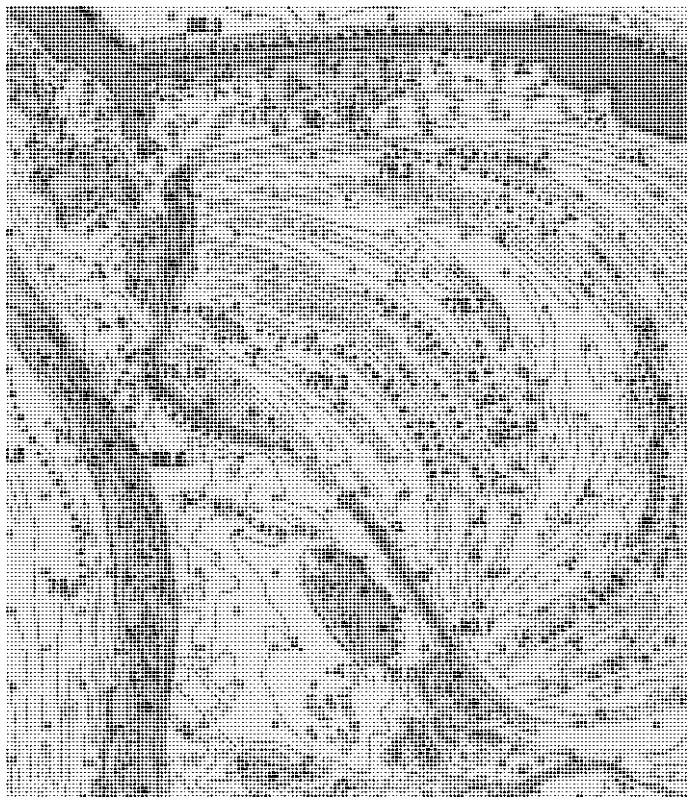
9. Оползень-спływ на краю структурного (бронированного известняками) плато. Сечение рельефа через 5 м



10. Склон отседания на краю плато, бронированного траппами. Сечение рельефа через 5 м

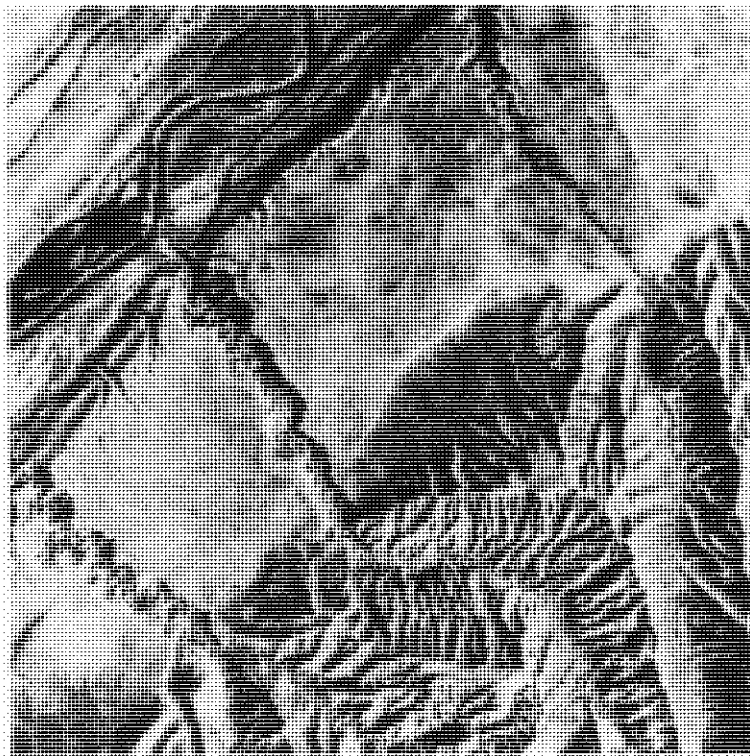
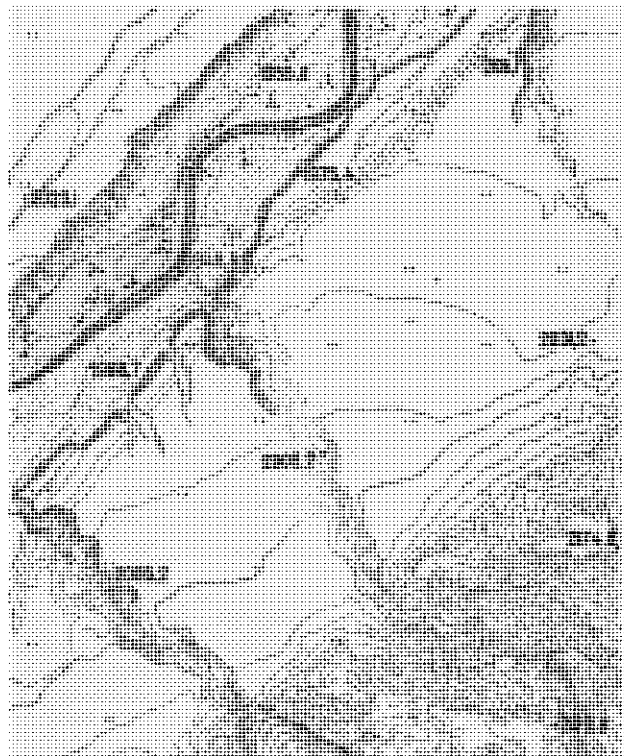


11. Конус выноса временного водотока, опирающийся на террасу горной реки. В южной части карты и аэрофотоснимка — бедленд. Сечение рельефа через 5 м

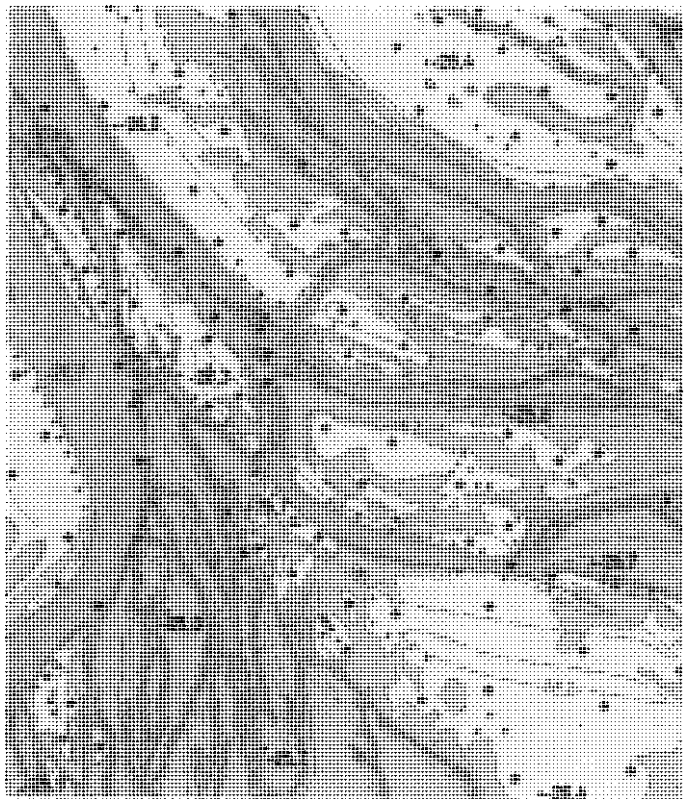


12. Сегментно-гивистая пойма. Сечение рельефа через 2,5 м



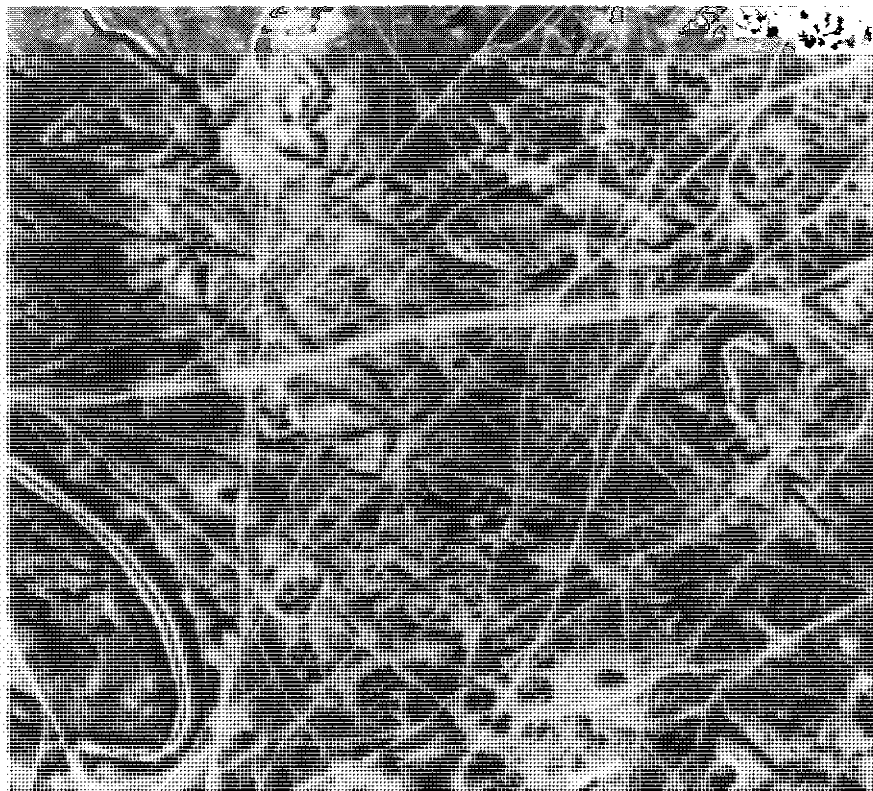
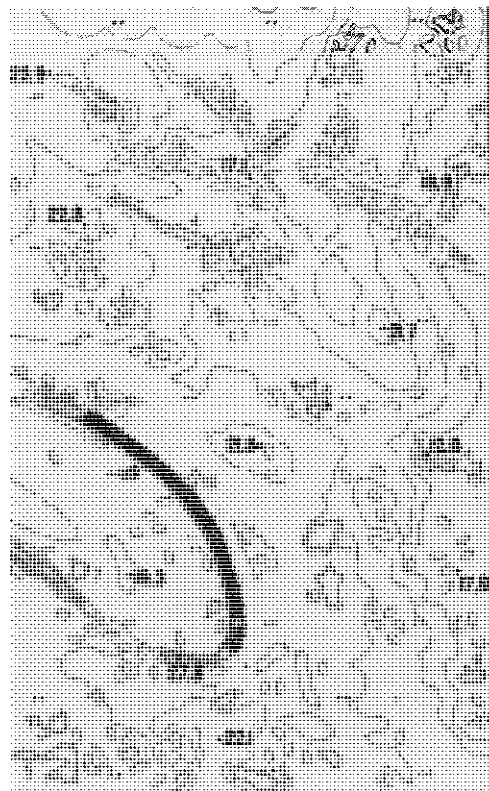


13. Долина горной реки с поймой и надпойменными террасами. В юго-восточной части карты и аэрофотоснимка — бедленд.
Сечение рельефа через 10 м

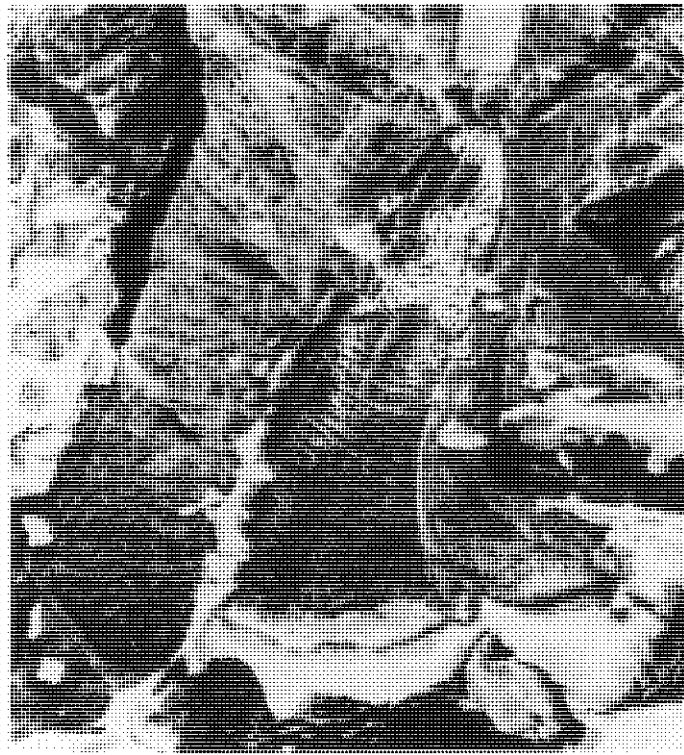
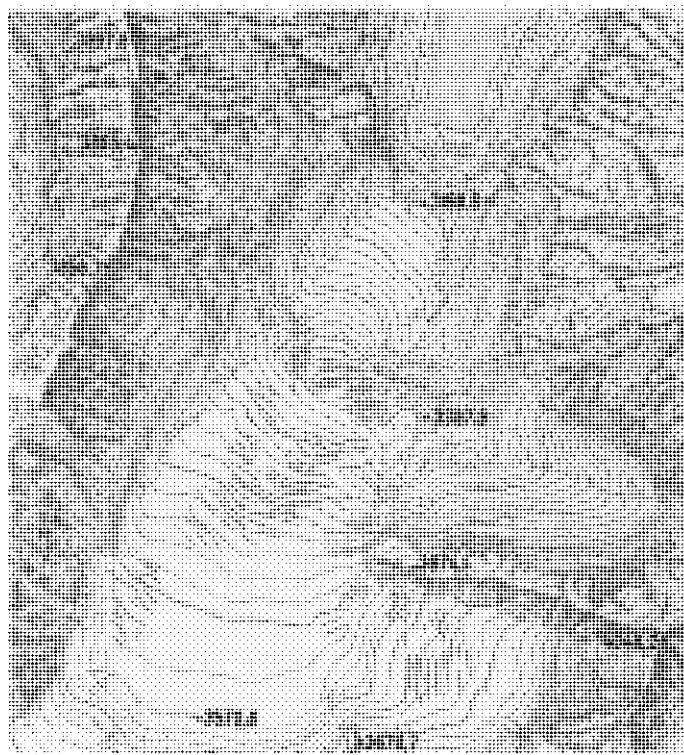


14. Дельта крупной реки. Сечение рельефа через 2,5 м

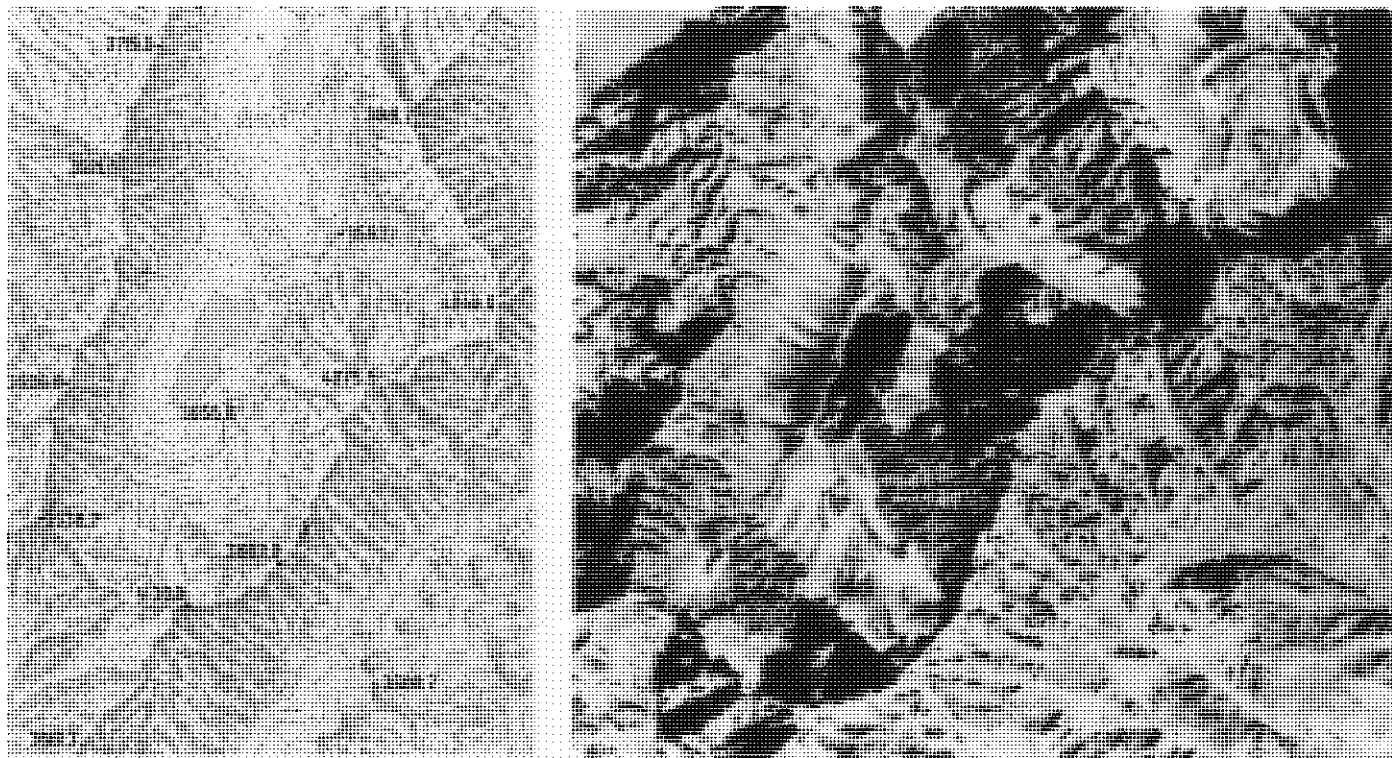




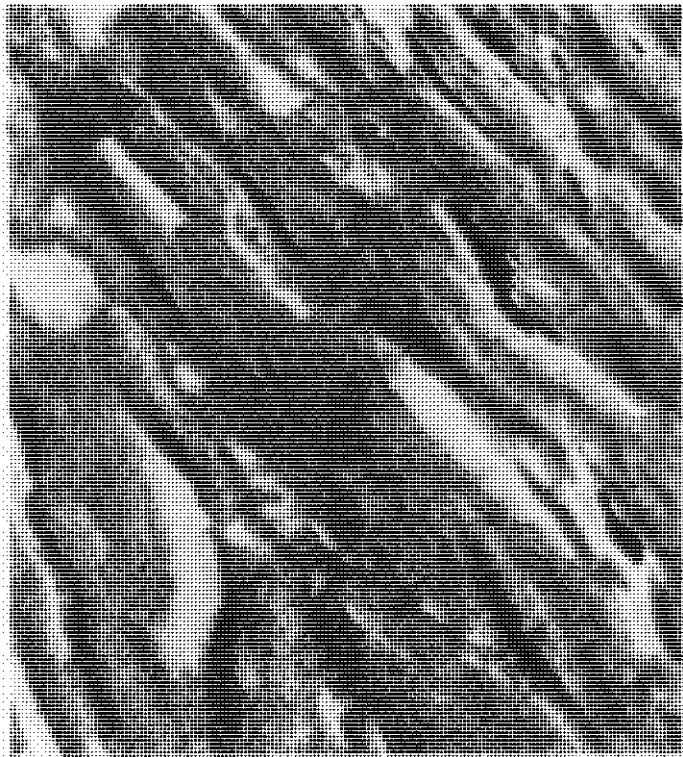
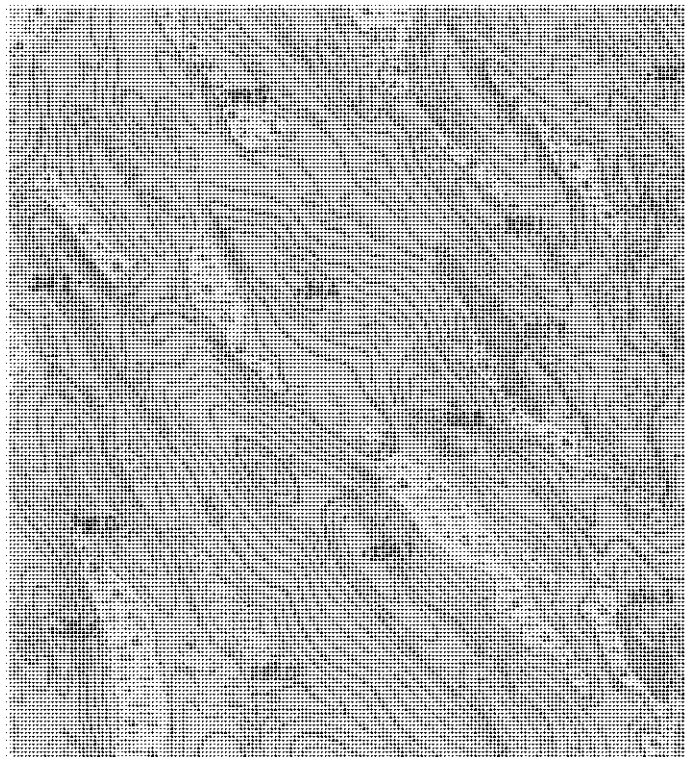
15. Карстовый ландшафт (соляной карст). Сечение рельефа через 2,5 м



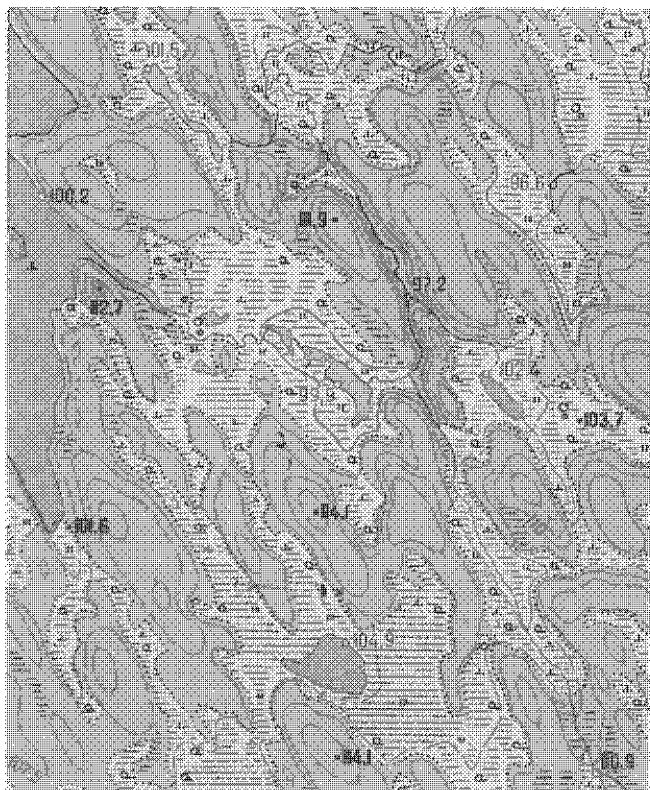
16. Высокогорный альпийский рельеф. В центральной части карты и аэрофотоснимка — конец ледника в троговой долине.
Сечение рельефа через 10 м



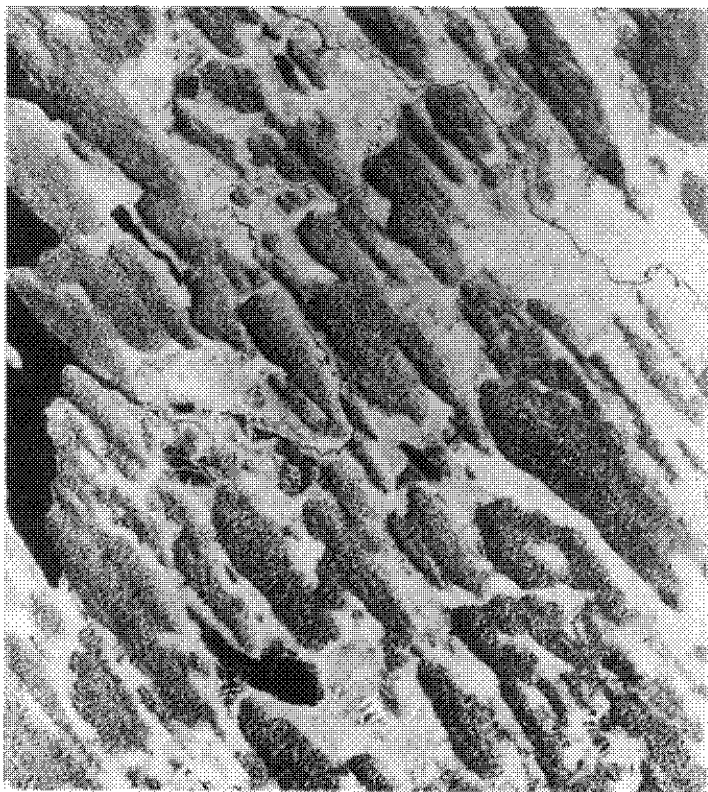
17. Высокогорный альпийский рельеф с островерхими гребнями, карлингами и отмершими цирками. Сечение рельефа через 10 м

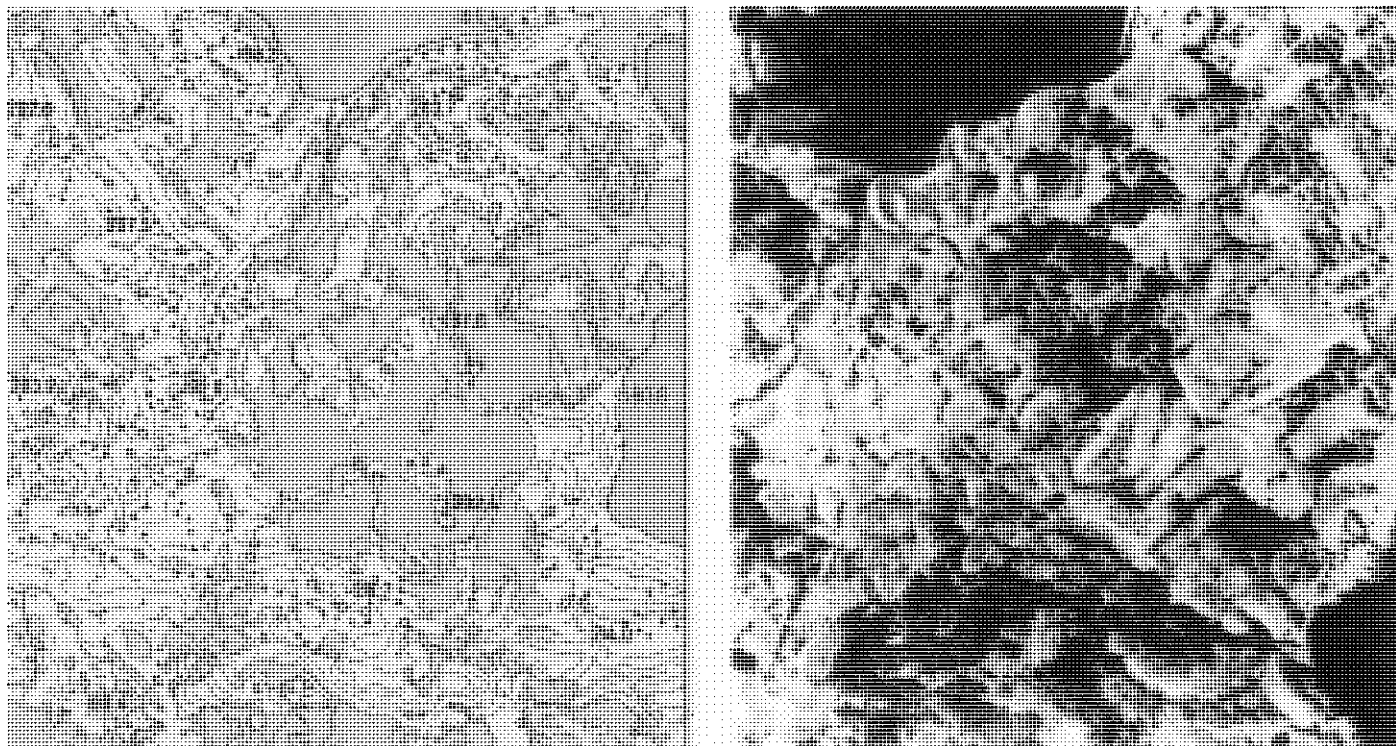


18. Сельговый рельеф, выработанный в кварцитах. Сечение рельефа через 5 м

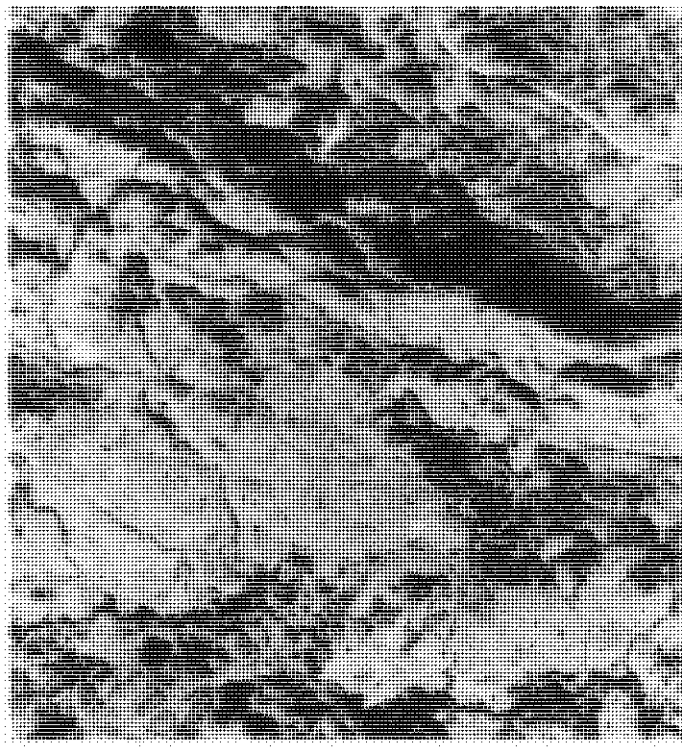
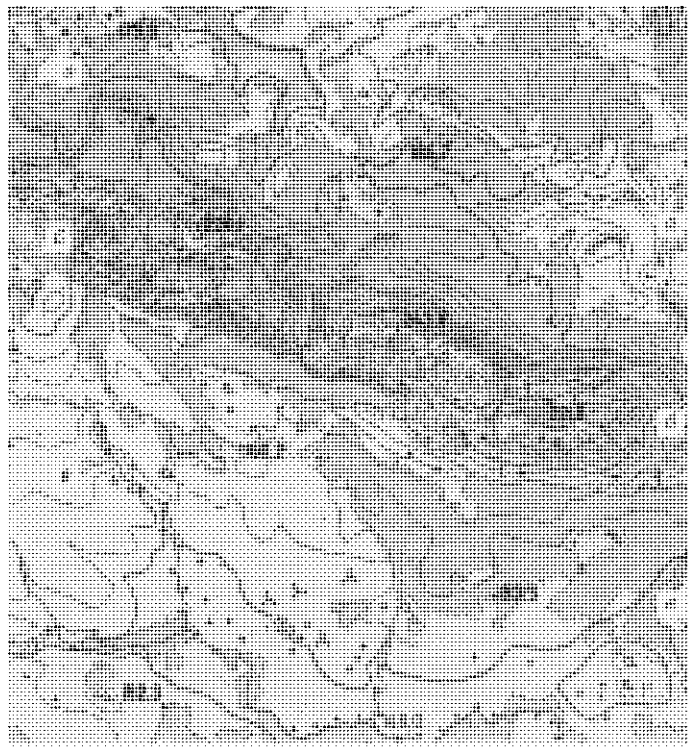


19. Друмлинный рельеф. Сечение рельефа через 5 м

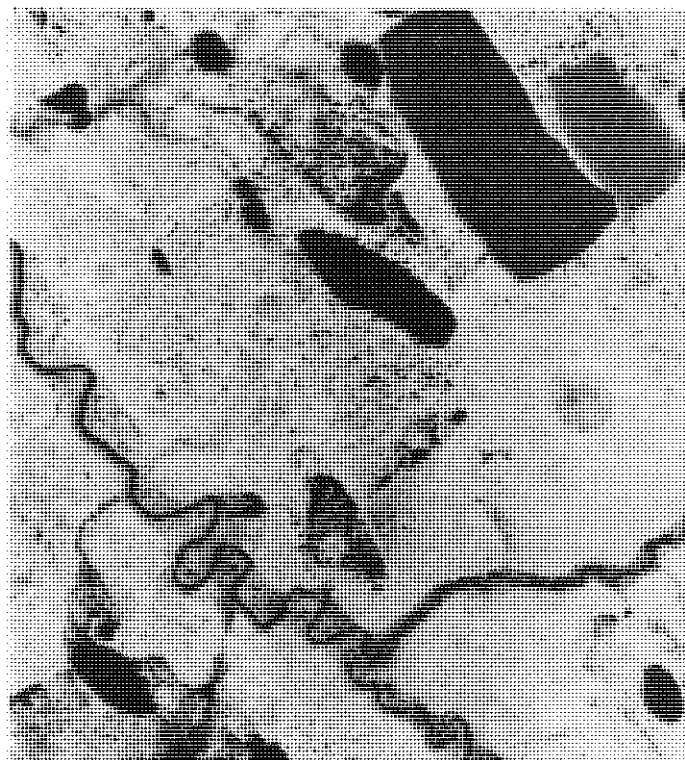
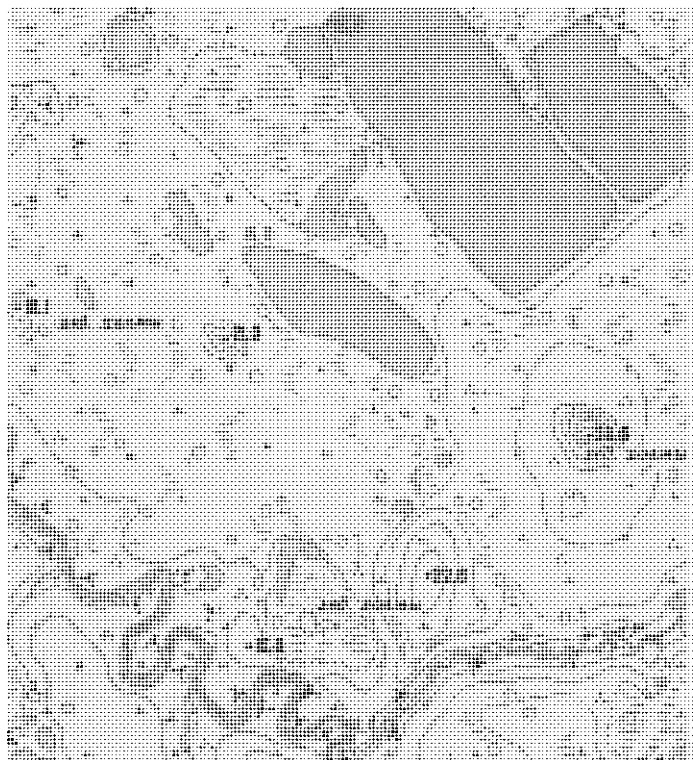




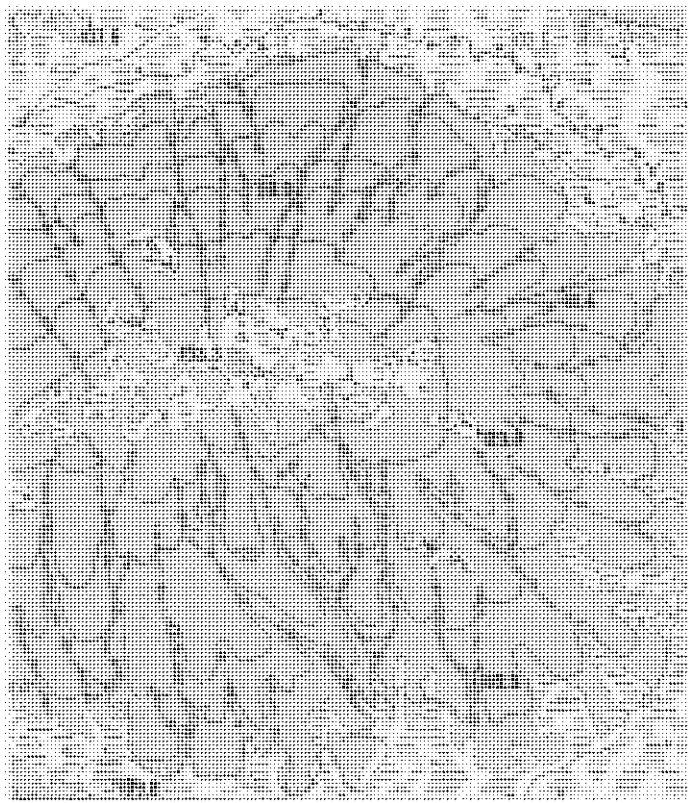
20. Холмисто-западинный рельеф основной морены. Сечение рельефа через 5 м



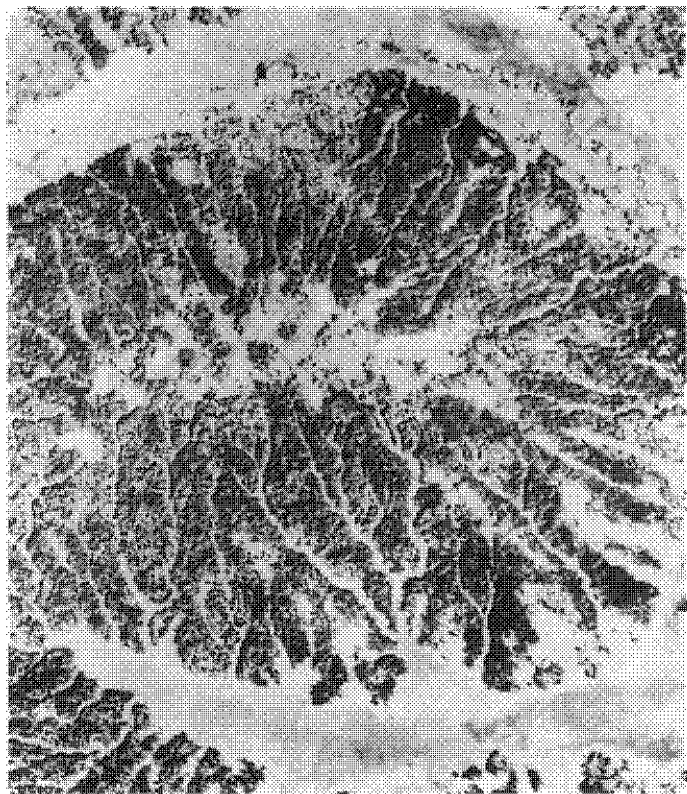
21. Холмисто-западинный рельеф основной морены (а), конечно-моренная гряда (б), зандровая равнина (в).
Сечение рельефа через 2,5 м

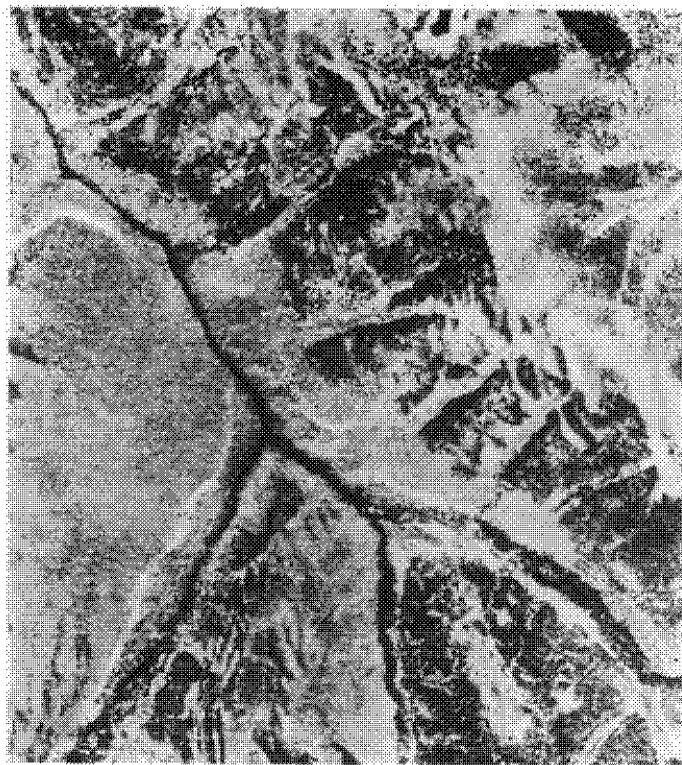
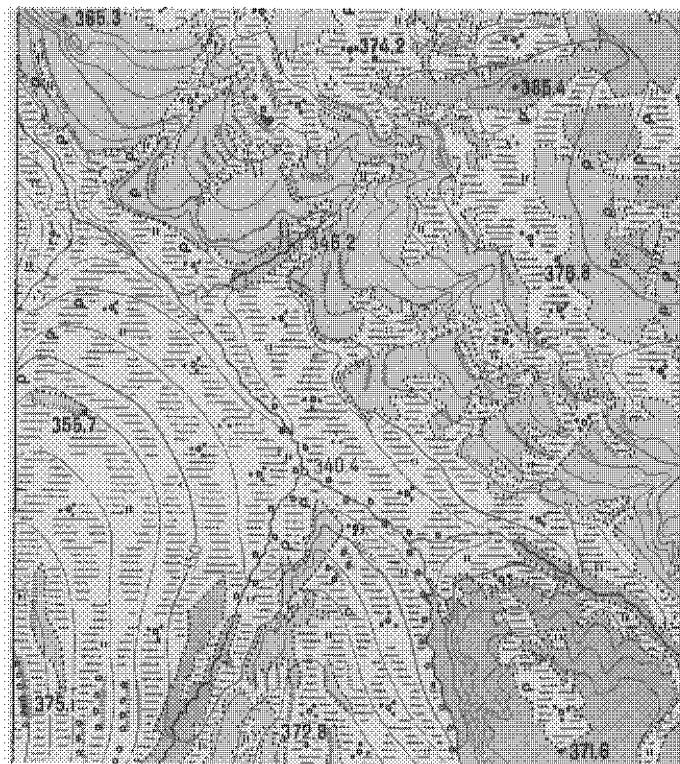


22. Полигональный рельеф, осложненный гидроакколитами и крупными аласами. Сечение рельефа через 2,5 м

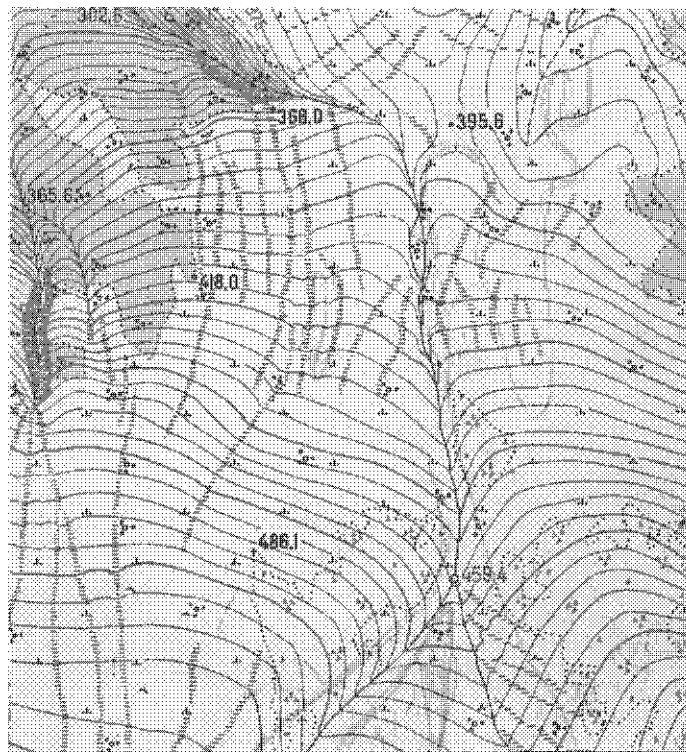


23. Гидролакколит (пинго, булгуннях). Сечение рельефа через 5 м

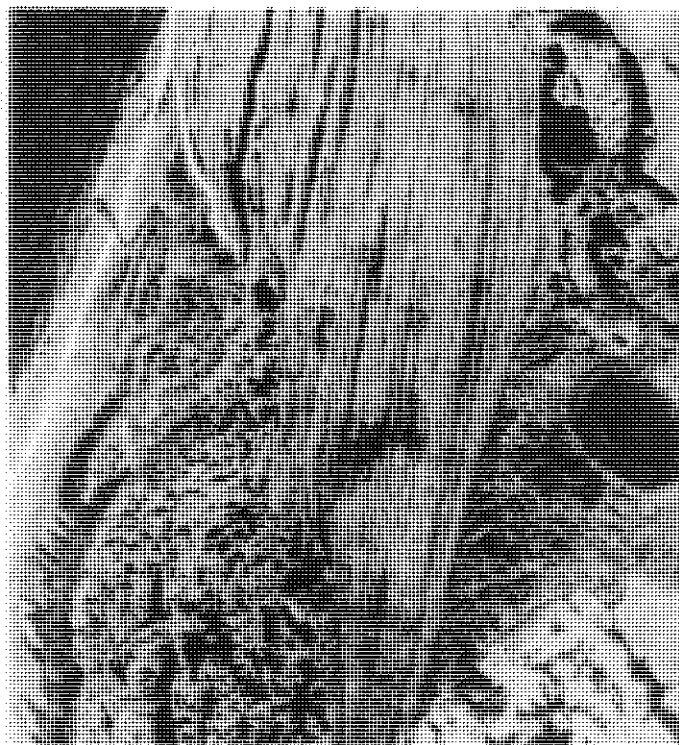




24. Солифлюкционные терраски на пологих склонах эрозионных форм. Сечение рельефа через 5 м



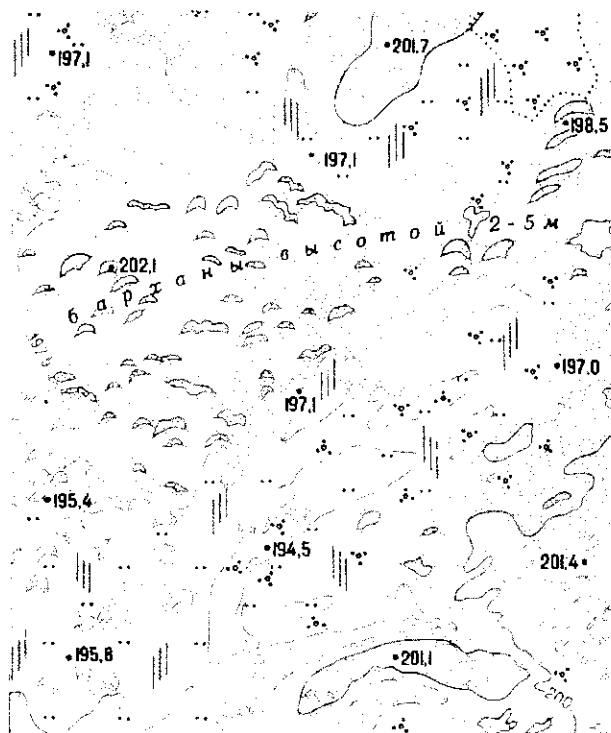
25. Эрозионно-денудационное плато в области развития траппов. Склоны осложнены деллями. Сечение рельефа через 5 м



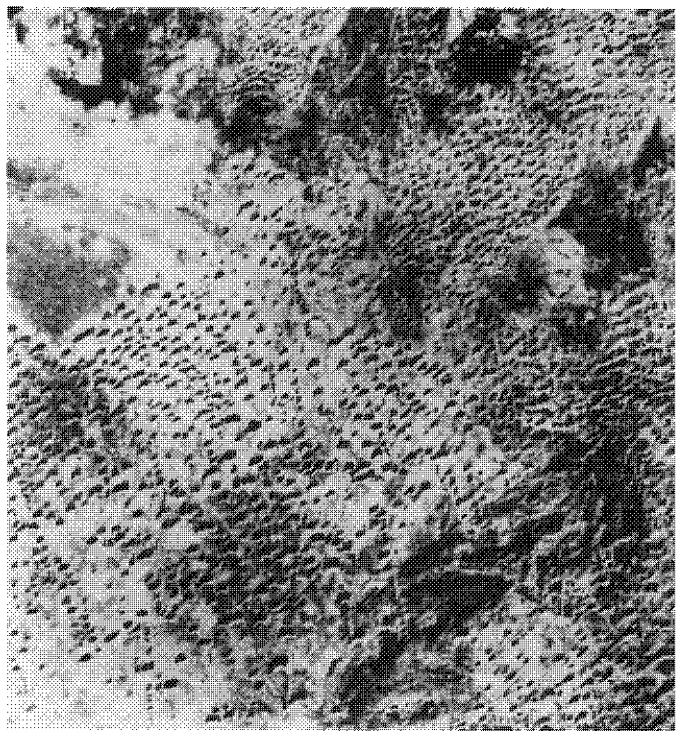
26. Морские береговые валы на фоне криогенного рельефа. На аэрофотоснимке видны песчаный пляж и подводные валы.
Сечение рельефа через 2,5 м

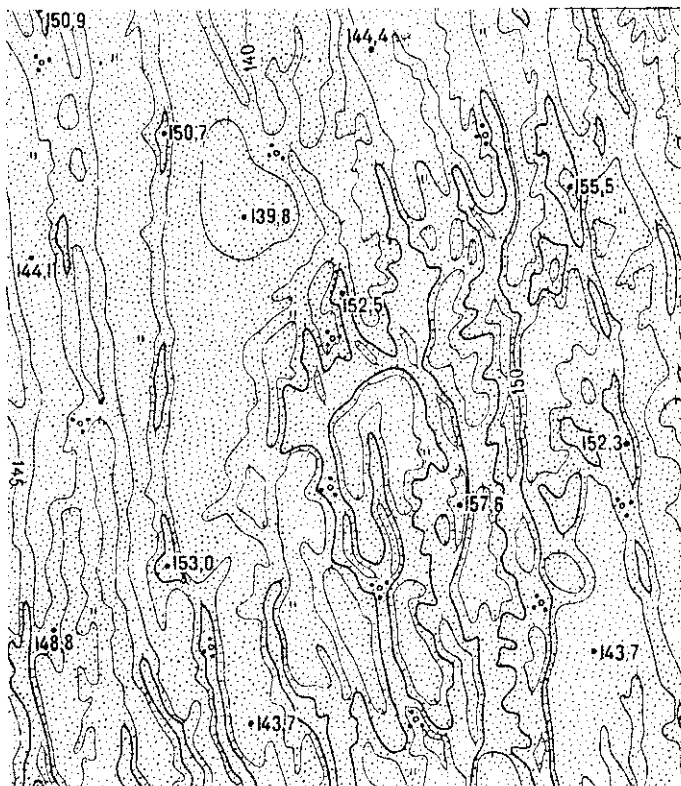


27. Термоабразивный берег, выработанный в толще пород с повторно-жильными льдами.
(Берег моря Лаптевых. Фото А.А. Архангелова)



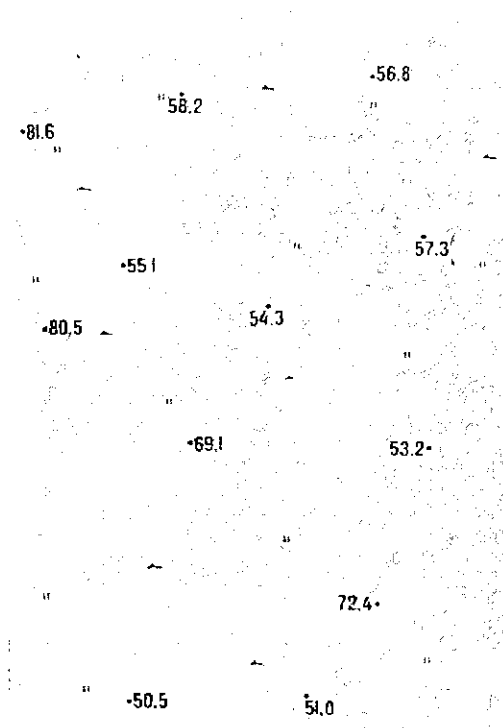
28. Барханные пески. Сечение рельефа через 5 м



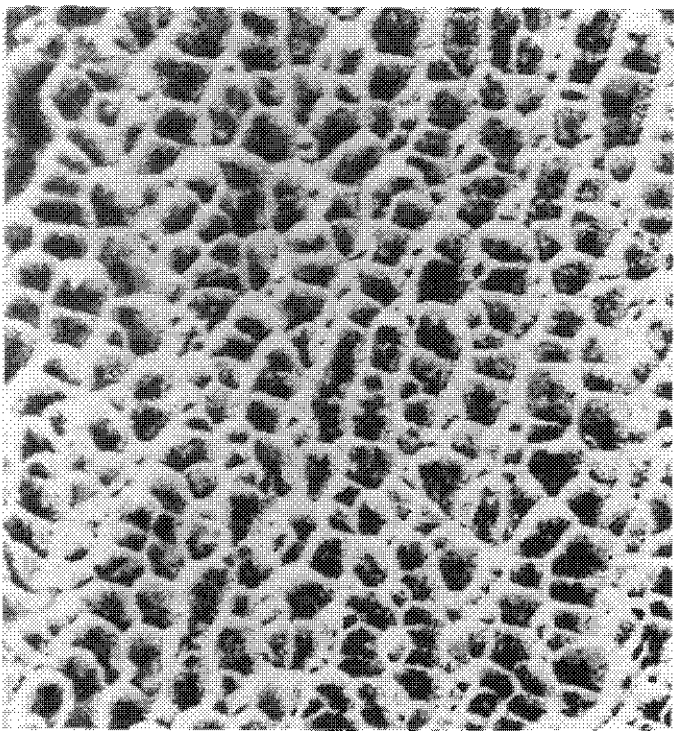


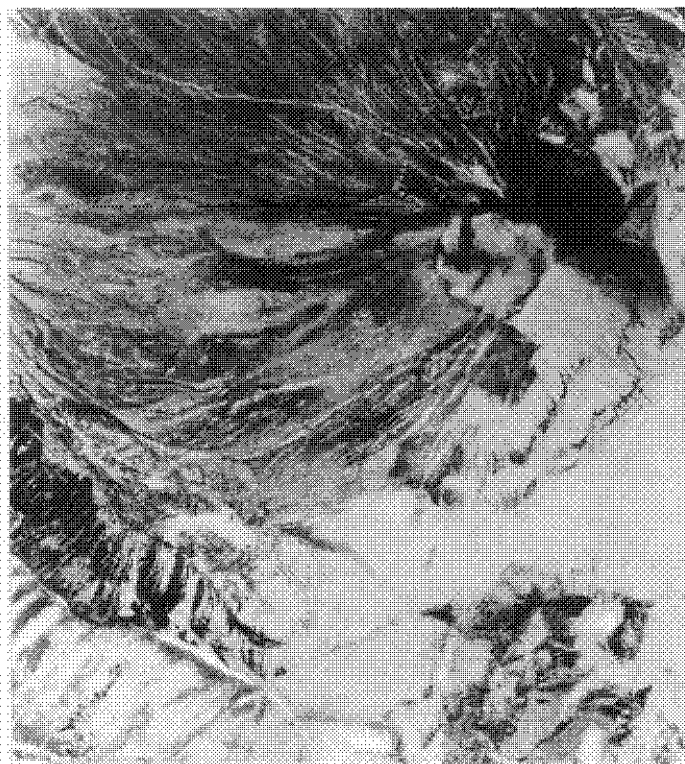
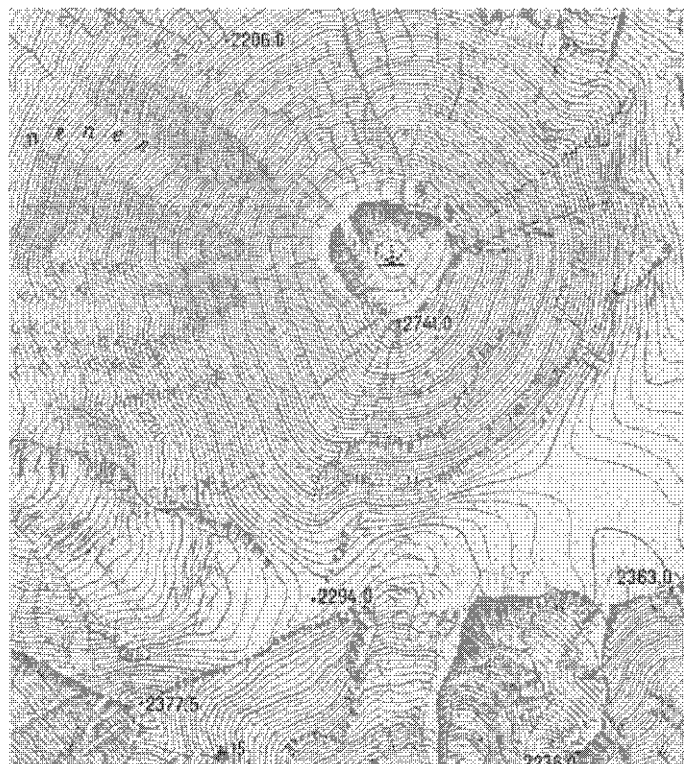
29. Грядовые пески. Сечение рельефа через 5 м



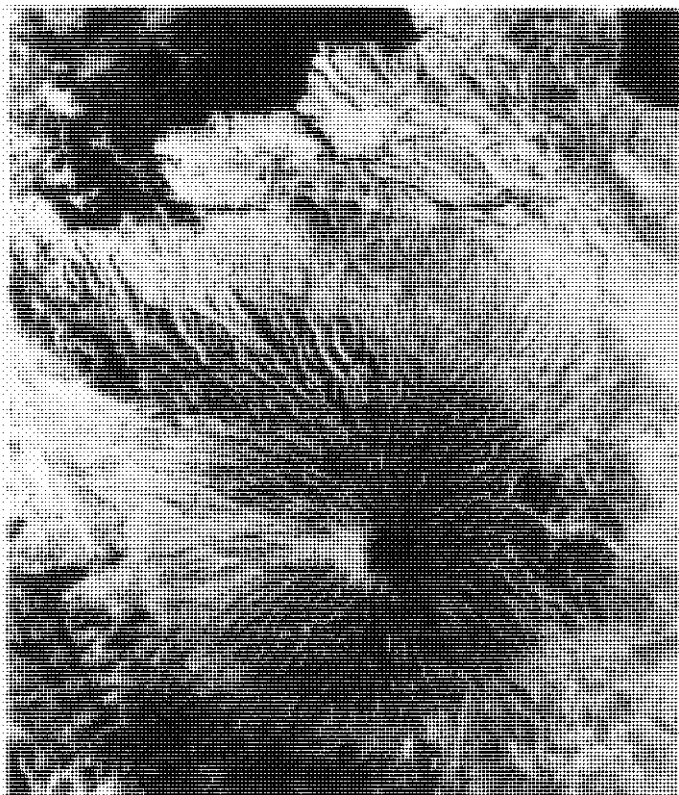
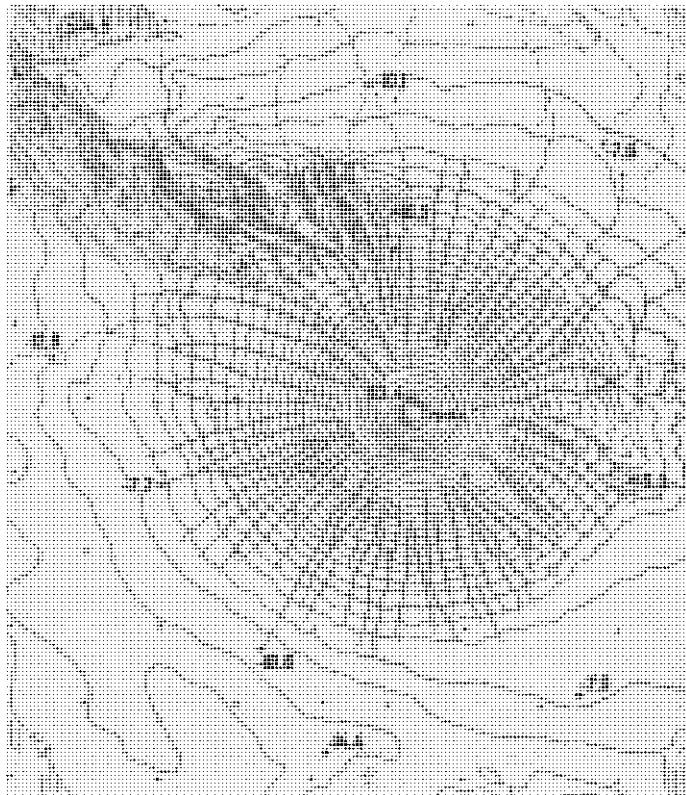


30. Ячеистые пески. Сечение рельефа через 5 м





31. Действующий вулкан с ледяной "шапкой". В кратере — фумаролы. Сечение рельефа через 10 м.



32. Грязевой вулкан с микробарранкосами. Сечение рельефа через 2,5 м

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Абиссальная долина 343
— равнина 343, 349
Абиссальные холмы 74, 349
Абляция 236
Абразионный обрыв (см. клиф) 320
Абразия 305, 319
Авандельта 216
Адырный тип рельефа 212
Адыры 212
Айсберг 237
Аккумулятивная форма заполнения входящего угла 317
— — примкнувшая 317
— — свободная 317
Актуализм 12
Аллювий 170
— базальный 180, 184
— инстративный 188
— констративный 189, 190
— нормальная мощность 188
— перигляциальный 271
— перстративный 189
— пойменный 186
— русловой 185, 186
— старичный 188
— фации 180
Аллювиальные россыпи 200
Альтипланация 251
Антиклинали 47
Антиклинории 48
Апофизы 61
Асимметрия долин 206
— междуречий 208
— склонов 207
Астеносфера 26
Астролема 379
Атоллы (кольцевые рифы) 332
Базис денудации 208
— эрозии 167, 196
— — местный 167
— — общий 167
Байджарахи 285, 286
Балка 211
Бар островной 215, 314
— подводный 314
Бараньи лбы 246
Барранкосы (барранко) 69, 70
Барханы 293, 294
Барханные цепи 295
Батиметрия 23
Батолиты 61
Бедленд (дурные земли) 212, 213, 302
Бенч 320
Берег 305
— выровненный абразионный 326
— — абразионно-аккумулятивный 326
— — аккумулятивный 327
— — абразионно-денудационный 323, 327
— отмельный 305, 309
— потамогенный 305
— приглубый 305, 309
Берега ингрессионные 382
— — далматинские 324
— — лиманные 324
— — рiasовые 324
— — сбросово-глыбового расчленения 324
— — фиордовые 322
— — фитогенные 352
— — шхерные 324

- Береговая зона 305
 Береговой бар 313, 314
 Береговые линии 99, 305
 Бергшунд 243
 Бечевник 193
 Биосфера 9
 Бобровые комплексы 356, 357
 Болотные кочки 353, 354
 Бордерленды 104
 Брадикарст 234
 Быстрины 168
 Бугры пучения 281, 284
 — — булунных (см. гидролакколит) 281
 — — гидролакколит 281, 286
 — — пинго (см. булунных) 281, 283
 Буна 335, 337
- Вади** 302
 Вал береговой 311
 — подводный 313
 Валиковые полигоны 280, 282
 Ванны выпаживания 260
 Ватты 328
 Вдольбереговое перемещение наносов 310, 314
 Вертикальная поясность 315
 Верхний уровень денудации 14, 251
 Вершинный перепад 173
 Ветровой поток 292
 — — емкость 292
 — — мощность 292
 — — насыщенность 293
 Вечная мерзлота 272
 Водопад 168
 — тип карельский 168
 — — каскадный 168
 — — ниагарский 168
 Водораздел 208
 Водосборные воронки 175
 — понижения 173
 Водосборный бассейн 208
 Водотоки временные 170, 175
 — постоянные 178
 Возвышенности 21
 Возвышенные плато 21
 — — вулканические 21
 — — денудационные 21
 — — структурные 21
 — равнины 30
 — — аккумулятивные 21
 — — вогнутые 21
 — — волнистые 21
 — — выпуклые 21
- — горизонтальные 21
 — — грядовые 21
 — — денудационные 21
 — — наклонные 21
 — — плоские 21
 — — холмистые 21
 Возраст рельефа 29
 — — абсолютный 32
 — — относительный 29, 30, 31
 — — методы 29, 31
 — склонов 159, 161
 Возрожденные горные пояса 92
 — — Азиатский 93
 — — Восточно-Африканский 92
 — — воклюз 219
 — — — Кордильер 94
 Волны глубокого моря 306
 — мелководья 306
 — — наметры 306
 — — высота 306
 — — длина 306
 — энергия 306
 Волновые течения 309
 — — вдольбереговые 309
 — — донное противотечение 310
 — — разрывное 309
 Волнолом 335
 Волноприбойная ниша 320
 Воронки карстовые 221, 222
 — карстово-суффозионные 221
 Впадина бессточная 303
 — межгорная 91
 — предгорная 91
 Выветривание 128
 — физическое 129
 — — механическое 129, 130
 — — морозное 130
 — — температурное 129
 — химическое 131
 Вулкан 64
 — подводный 76
 — грязевой 76
 Вулканизм современный 76
 Вывороченные поверхности карстовой денудации 228
- Гайоты** 73
Гейзер 70
 Генезис рельефа 25
 Генетические типы переходных зон 110
 — — рельефа 17
 Генетический ряд флювиальных форм 174

- Геологическая структура 35
 — — горизонтальная 36
 — — моноклиальная 36
 — — складчатая 39
 Геоморфологическая карта 384, 390
 — — общая 384, 390
 — — частная 384, 385, 389
 Геоморфологические исследования 384
 — — общие 384
 — — частные 384
 — — этапы 385
 — — — камеральный 386
 — — — подготовительный 385
 — — — полевой 385
 Геоморфологический прогноз 366
 Геоморфология 9, 11
 — динамическая 15
 — дна морей и океанов 16
 — инженерная 15
 — климатическая 15
 — морская 15
 — морских берегов 16
 — прикладная 15
 — структурная 40
 — экологическая 15
 Геосинклинальные области — пояса (переходные зоны) 18, 88, 105
 Геотектуры 15
 Гипергенез 129
 Гипсографическая кривая 19, 20 384
 Гипсометрический уровень земной поверхности 19
 — — — материковый 19
 — — — океанический 19
 Гипсометрия рельефа 19
 Глубоководные желоба 47, 108
 — — морфология 108
 Гляциальные процессы 235
 Гляциодислокации 249, 263
 Гнездовые кучи 358
 Гольцы 164
 Горнито 67
 Горные породы, свойства 33, 34
 Горст-антиклинали 49
 Горст-антиклинории 49
 Горы 22
 — альпийские 22
 — возрожденные 82, 92
 — возрожденных подвижных поясов 91
 — высокие 22
 — высочайшие 22
 — высотная поясность 368
 — вулканические 62, 65, 66
 — древних платформ 86
 — — — тектонические 86
 — — — эрозионные 87
 — глыбовые 49, 50
 — молодых платформ 87
 — низкие 22
 — останцовые (остаточные) 81, 303
 — сбросовые 50
 — столовые 49
 Грабен 50
 Грабен-рифт 53
 Грабен-синклинали 49
 Грабен-синклинории 49
 Гравитационные процессы 339
 Гривы 185
 Грязевые вулканы 76
 Дайки 61, 63
 Движения земной коры 46
 — — — вертикальные 46
 — — — восходящие (положительные) 58
 — — — горизонтальные 46
 — — — нисходящие (отрицательные) 58
 Дегляциация 265
 Дезинтеграция горных пород 129
 Делли 151, 158
 Дельта 213
 — врезанная 213
 — выполнения 214, 215
 — клювовидная 213, 214
 — лопастная 214
 — многорукавная 214, 215
 Делювиальный смыл 156
 Делювий 156
 Деляпсий 145
 Денудация 12
 — избирательная (селективная) 36
 — плоскостная 43
 Дефлюкция 151
 Дефляция 290
 Децерация 153
 Дислокации
 — дизъюнктивные 26
 — пликтивные 26
 Дифракция 317
 Долинная сеть
 — — кольцевидная 39
 — — вилообразная 39
 — — параллельная 39
 Долины
 — абиссальная 343
 — асимметрия 206, 207
 — ледниковая (трог) 246, 247

- — височная 248
- речная 174
- — карстовых областей 224
- — — — мешкообразная 225
- — — — полуслепая 225
- — — — слепая 225
- — морфологические типы 200
- — — — асимметричная 200
- — — — каньон 200
- — — — сквозные 202
- — — — теснина 200, 201
- — — — ущелье 200
- — — — четковидная 202
- — — — ящикообразная 201
- — — — ортогональная 50
- — генетические типы 200, 204
- — — — антецедентная 58, 202
- — — — диагональная 203
- — — — консеквентная 37, 38
- — — — нейтральная (атектоническая) 203
- — — — обсеквентная 37
- — — — погребенная 202, 203
- — — — поперечная 203
- — — — продольная 203
- — — — ресеквентная 37, 38
- — — — субсеквентная 37, 38
- — — — эпигенетическая 41, 202
- Друмлины 266
- Дюна глиняная 303
- одиночная 297
- параболическая 269, 296
- пирамидальная 297
- прислоненная 297
- продольная 299
- эмбриональная 293
- Живая сила потока (энергия потока)** 166
- Залом 355
- Зандры 264
- водораздельные 268
- долинные 264, 268
- Зандровые равнины 264
- Затон 187
- Землетрясение 74
- Земная кора 77
- — геосинклинальная 78, 79
- — материкового типа 77, 79
- — океанического типа 78, 79
- — рифтогенная 79
- — субконтинентальная 78
- — субокеаническая 78
- — слои 77
- — строение 77
- Зона абляции 236
- азрации 218, 219
- Беньофа—Заварицкого 107, 108
- периодически полного насыщения 218, 219
- постоянного полного насыщения 218, 219
- преобладающей ледниковой аккумуляции 259, 262
- Зональность склоновых процессов 159
- Извержения вулканов**
- — линейные 62
- — площадные 62
- — стадия 64
- — центральные 62
- Излучины 181
- вторичные 181
- — врезанные 182
- — вынужденные 181
- — первичные 181
- — свободные (блуждающие) 182
- формы 181
- элементы 181
- — шпора 181
- Инtruзии пластовые 63
- Инtruзивные тела 26
- — апофиз 61
- — батолит 61
- — лакколиты 61, 62
- Искори 353, 354
- Источники постоянные 219
- воклюзы 219
- Кальдера 66
- Каменные моря 156
- реки 156
- Камнепад 141
- Камни-одиночки 191
- Камы 264, 265
- Канал стока 175
- Каньоны подводные 100, 101
- Кар 240
- Карлинги 240
- Каровые лестницы 241
- Карры (шратты) 220
- Карровые поля 220
- Карст 217
- голый 219
- глинистый 232, 233

- окраинная равнина 228, 229
- погребенный 227
- покрытый 219
- — башенный 229, 230
- — конический 229, 231
- — котловинный 231
- — куполовидный 229
- — этажный 227
- Карстовые воронки 221, 222
- долины 221
- колодцы 221, 222
- ландшафты 217
- овраги слепые 223
- пещеры 226, 227
- поля 223
- процессы 227
- увала 223
- Карта
- глубины расчленения 24
- густоты горизонтального расчленения 24
- крутизны склонов 24
- морфометрическая 24
- общего показателя расчленения рельефа 24
- Катарахты 168
- Квадратурный прилив 327
- Кигилляхи 275, 276
- Кирасы 133
- Классификация склонов 136
- Климат 41
- аридный 43
- гумидный 43
- нивальный 42
- резко континентальных областей умеренного пояса 43
- субарктический 43
- Клиф 320
- Коллизия 47
- Коллювий 141
- Конвергенция рельефа 50
- Конус выноса 76, 174, 175
- осыпи 141
- Концепция тектоники литосферных плит 47
- Кора выветривания 132
- — гидрослюдистая 132
- — каолинистая 132
- — красноземная 132
- — латеритная 132
- — монтмориллонитовая 132
- — обломочная 132
- — строение 132
- Коралловые берега 330
- острова 330, 332
- рифы 331
- — барьерные 331
- — внутриагунные 331
- — кольцеобразные (см. атоллы) 332
- — окаймляющие 331
- Коровьи (козьи) тропы 154, 360
- Корразия 290
- Корреляция 31
- Коса 318, 319
- Котловины выдувания 291
- окраинных морей 106
- — — морфология 106
- Коэффициент извилистости 181
- Краевые ледниковые образования 260, 266
- Кратер 64
- паразитирующий 66
- Крип 152
- Криогенные процессы 274
- Криолитозона 272
- Криотурбации 287, 288
- Кротовины 358
- Курумы 154, 155, 295
- Курчавые скалы 260
- Куэсты 36, 38
- Лавинные лотки 143
- Лавины 142
- лотковые 143, 144
- осовые 143
- прыгающие 143
- Лавовая пещера 67
- Лавовое плато 68
- Лавовый грот 67
- желоб 67
- поток 67
- Лагуна 313
- Лайды 280
- Лакколиты 61, 62
- Ландшафт вулканический 60
- друмлинный 259, 266
- карстовый 217
- термокарстовый 285
- Лахары (грязевые потоки) 70
- Лед 273
- водный 236
- глетчерный 236
- снежный 236
- фирновый 236
- Ледник 236
- висячий 238

- возрожденный 239
- вулканических конусов 239
- выводной 237
- горный 236
- долинный 239, 241
- древовидный 239
- кальдерный 239
- каровый 238
- норвежского типа 239
- переметный 239
- плоских вершин 239
- подножий 237
- покровный 236
- туркестанского типа 239
- фирновый 238
- шельфовый 217
- Ледниковый стол 244, 246
- стаканчики 244
- Ленточные глины 269, 270
- Лиман 324
- Литоморфоструктуры 56
- Литосферные плиты 47
- Ложбины стока талых ледниковых вод 268, 269
- Ложе океана (талассократон) 18
- Лоток лавинный 43
- осыпной 141
- Маар 64
- Магма 26
- Магматизм 60
- интрузивный 26
- эффузивный 26
- Макроформы рельефа 18
- Марши 328
- Материк 18, 81
- подводная окраина 79, 101
- Материковое подножие 101, 103
- — рельеф 103, 104
- Материковый склон 100
- Меандр (см. излучины) 178
- Мегантиклинорий 48
- Мегарельеф 80
- внутриматериковых геосинклинальных поясов 89
- возрожденных горных поясов 91
- геосинклинальных областей (переходных зон) 105
- — — глубоководный желоб 108
- — — котловины окраинных морей 105
- — — островные дуги 105
- ложе океана 18
- материков 80
- — платформ 81
- — — подвижных поясов 88
- — — подводных окраин 97
- Мегаформы рельефа 18
- Мезоформы рельефа 18
- Мерзлота "вечная" 272
- островная 273
- сезонная 272
- Мерзлые грунты 273
- — сингенетические 273
- — эпигенетические 273
- Мерзлотные деформации
- — пучение 284
- формы рельефа 274
- Меса 71
- Метод геоморфологический 386
- определения возраста рельефа 29
- — — — возрастных рубежей 31
- — — — времени фиксации денудационного рельефа 31
- — — — палеонтологический 31
- — — — по коррелятным отложениям 31
- Методы геоморфологических исследований 384
- Микроконтиненты 104
- Микрорельеф лавовых потоков 68
- Микроформы рельефа 19
- Микросель 142
- Моренный рельеф 265
- Морены
- абляционная 249
- боковая 249
- внутренняя 249
- донная 249
- конечная 249
- напорная 249
- основная 248
- срединная 244
- Моретрясение 76
- Морские наносы
- — поперечное перемещение 310
- — продольное перемещение 314
- Морфография рельефа 19, 24
- Морфология глубоководных желобов 108
- земной поверхности 12
- окраинных морских котловин 110
- Морфометрия рельефа 19, 24
- Морфометрический показатель 24
- — — глубины вертикального расчленения 24

- — густоты горизонтального расчленения рельефа 24
- — крутизны земной поверхности 24
- Морфоскульптуры
 - аккумулятивные 127
 - аридно-денудационные 95, 299
 - денудационные 90, 127
- Морфоструктура 15
 - геосинклинальная 81
 - платформенная 81
- Мур (см. сель) 76, 176
- Мутьевые потоки 103, 340
- Нагорье 22, 90
- Надвиг 51
- Накат 307
- Наледи (тарыны) 283
- Нанорельеф 19
- Натечные занавеси 226
- Нейтральная линия 311
- Некки 71
- Нептунизм 12
- Нивация 239, 25
- Нунатаки 237
- Обвал 140
- Обдукция (надвигание) 47
- Области молодого горообразования 89
 - эпиплатформенного орогенеза 91
- Овраги 171
 - вторичные (вложенные) 173
 - первичные (береговые) 173
- Озы 261
- Окраины континентов активные 105
 - — пассивные 104
- Оледенение плейстоценовое 254
- Оползни 145, 146
 - блоковые (структурные) 145
 - оплывины 145
 - подводные 340
- Осадки терригенные 346
- Осерёдок 180, 215
- Осо́вы 143
- Останцы 192, 304
- Островная дуга 47, 106, 109
 - — двойная 109
 - — морфология 109
- Осушка 328
- Осыпной лоток 141, 142
- Осцилляция ледника 236
- Отдельность 133, 134
- Откат 308
- Отлив 327
- Отторженцы 203
- Палеогеоморфология 16
- Педимент 15, 85, 160—163, 304
- Педиплен 15, 160, 304
- Педипленизация 162
- Пенеплен 84, 160, 163
- Пенепленизация 160
- Перейма (томболо) 317, 319
- Пере́кат 178, 179
 - корыто 179
 - подвалы 178, 179
- Пересыпь 317
- Перехват рек 204, 205
- Переходная зона 107, 112
- Перигляциальная зона 268
- Перлювий 185
- Пески барханные 295
 - бугристые 296, 298
 - грядовые 293, 294
 - дюнные 296, 297, 299
 - кучевые (кучугуры) 296, 298
 - кишлачные 376
 - ячеистые 300
- Пескопад 340
- Песчаные волны 328, 329
 - гряды 293, 328, 329
- Пещеры карстовые 226
 - лавовые 67
 - ледяные 226
- Пирокластический материал 64
- Планация 15
- Планетарные формы рельефа 77
 - — — геосинклинальные пояса 78
 - — — — — современные 78
 - — — — — ложе океана 80
 - — — — — материка 77
 - — — срединно-океанические хребты 80
- Плато 21, 84
 - вулканические 21
 - денудационные 21
 - краевые 100
 - лавовые 162
 - структурные 21, 36
- Платформы
 - древние 82
 - материковые 81
 - молодые 87
 - океаническая (талассократон) 122
- Плѣс (плѣсовая лошина) 178, 179
- Плоскогорье 21, 36
- Плутонизм 12
- Плюмы 73
- Пляж 311, 312

- неполного профиля 312, 313
- полного профиля 311, 312
- Побочень 178
- Поверхности выравнивания 160, 165
- Подвижные пояса материков 88
- Подводная окраина материков 79
- Подводные каньоны 341
- оползни 340
- процессы
 - — гравитационные 339
 - — — мутьевые потоки 340
 - — — оползни 341
- хребты 345
- — осадочные 345
- Подводный береговой склон 305
- вал 313
- Пойма 182, 185
 - аккумулятивная 193
 - высокая (зрелая) 194
 - ложбинно-островная 192
 - низкая (молодая) 194
 - обвалованная 193
 - параллельно-гивистая 192
 - прирусловая 191
 - притеррасная 191
 - сегментная 192
 - центральная 191
 - цокольная 193
- Польдеры 328
- Поля 223
- Поноры 221
- Поперечное перемещение наносов 310
- Пороги 168
- Порои 300
- Поток наносов 316
 - — емкость 316
 - — мощность 316
 - — насыщенность 316
- Пояс меандрирования 181
- Предгорные впадины 91
 - аккумулятивные равнины 91
 - — — аллювиальные 91
 - — — аллювиально-пролювиальные 91
- Прибой 307
- Прибойный поток 307
 - — вершина залеска 308
 - — обратный (откат) 308
- Приверх 180
- Приливы 327
- Природный территориальный комплекс (ПТК) 274
- Прирусловая отмель 184
- Прирусловой вал 191
- Приустьевая яма 215
- Продольное перемещение наносов 314
- Проловий 174
- Профиль динамического равновесия 311
 - невыработанный 168
 - равновесия 168
 - предельный (выработанный) 167
 - склона 138
- Псевдodelьта 213
- Псевдокарстовые процессы 232
- Псевдоморфозы 234
- Псевдотеррасы 146, 200
- Пустыни глинистые 299
 - каменистые 299
- Пустынный загар 299
- Равнина абиссальная 343
 - абразионная 99
 - аккумулятивная 83, 99
 - аллювиальная 216
 - возвышенная 216
 - вторичная моренная 267
 - дельтовая 216
 - денудационная 83—85, 303
 - — столовая 84
 - — ступенчатая 84
 - низменная 22
 - первичная моренная 267
 - пластовая 22, 36
 - пролювиальная 176
 - эрозионно-денудационная 210
- Развитие рельефа 29
 - восходящее 14
 - нисходящее 14
- Разломы
 - глубинные 49
 - сверхглубинные 49
 - трансформные 53
- Реки эпизодические 224
 - подземные 225
- Рекультивация земель 336
- Рельеф
 - абиссальных холмов 74
 - азональный 42
 - альпийский 22
 - антропогенный 362
 - бугристо-западинный 278, 280
 - возвышенный 20
 - денудационный 21
 - долинно-балочный 211
 - зональный 42, 43, 86, 376
 - инверсионный (обращенный) 39,

- 47, 73
- курчавых скал 260
- куэстовый 212
- ледниково-аккумулятивный 259
- сельговый 260
- ложа Атлантического океана 117
- — Индийского океана 119
- — Северного Ледовитого океана 115
- — Тихого океана 120
- материковых склонов 100, 101
- молодых платформ 87
- овражно-балочный 211
- островных столово-останцовых возвышенностей 36, 37
- плоскогорный 212
- прямой 39
- реликтовый 45, 97, 98
- складчатых структур 48
- склонов 138
- структурно-денудационный 35, 48
- ступенчатый 36
- формы 16
- шатровый (чешуйчатый) 39, 212
- элементы 16
- эрозионно-денудационный 210
- эрозионный 210
- Рельефонды 364
- Рельефообразующая деятельность ветра 289
- — льда 238, 251
- — текучих вод 170, 178
- — человека 350
- Рельефообразующий процесс
- — ведущий 28
- — экзогенный 25
- — эндогенный 25
- фактор 32
- — вулканизм 40
- — выветривание 129
- — геологические структуры 35
- — климат 41
- — растительность 42
- — свойства горных пород 33
- — тектонические движения 54
- — — колебательные движения 51
- — — разрывные нарушения 48
- — — складчатые нарушения 47
- Рефракция волн 308
- Речная сеть, типы 208, 209
- Речная система 208
- Речные бассейны 208
- Риасы 324
- Ригель 247
- Риф барьерный 330, 331
- внутрилагунный 330, 331
- окаймляющий 330, 331
- Рифостроители 345
- Рифт 47
- Рифтовые долины 93
- зоны 111
- структуры 96
- Риф-флет 330
- Рифты Восточной Африки 93
- Русло реки 178
- Русловые потоки 166
- — работа 166
- Сальтация 169
- Сброс 49, 51
- ступенчатый 49
- Сель (мур) 76, 176
- Сельги 260
- Сеть долинная 208
- Сизигии 327
- Синклиналь 47
- Синклинорий 48
- Складчатые структуры 47
- Склон 17, 136
- блоковых движений 139
- — — оползневые 145
- — — оползней-оплывин 145
- — — отседания 146
- вогнутые 138
- возраст 159, 161
- выпуклые 138
- гравитационные 139
- делювиальные 140, 156, 157
- денудационные 139
- — аструктурные 36, 139
- — структурные 36, 139
- дефлюкционные 151, 153
- курумные 154
- лавинные 142
- массового смещения рыхлых отложений 139
- обвальные 140
- осыпные 141, 142
- оползневые 145, 147, 148
- отседания 146, 148
- подводный береговой 305
- развитие 160
- солифлюкционные 139, 148
- ступенчатые 138
- экзогенные 138
- эндогенные 138

- Склоновые процессы 27, 139
 — — зональные 159
 Склоноформирующие процессы 139
 Слой деятельный 273
 Снега кающихся 243
 Снеговая линия 235
 Солифлюкция 148, 150, 151
 — медленная (тропическая) 149
 Солончак 302
 — корковый 303
 — мокрый 302
 — пухлый 303
 Спрединг (раздвигание) 113
 Срединно-океанический хребт 18, 111, 114
 Средняя высота поверхности Земли 19
 — — материков 20
 — глубина океанов 20
 Стадия вулканического процесса 64
 — — — эксплозивная 64
 — — — эруптивная 64
 — дряхлости 30
 — зрелости 29
 — начальная 29
 — юности 29
 — — рельефа 29
 Сталагмиты 226
 Сталактиты 226
 Старицы 187
 Стенка срыва 140
 Столовые страны 22, 36
 Стрежень 178
 Структуры микрорельефа 275
 — — валиковые вогнутые полигоны 282
 — — каменные многоугольники 275, 277
 — — — кольца 275, 277
 — — — полосы 278, 280
 — — пятна-медальоны 276, 279
 — — полигональные 276
 Структурно-денудационный рельеф 48
 — — возвышенностей столово-останцовых 36
 — — куэстовый 36
 — — плоскогорный 36
 — — складчатых областей 48
 — — шатровый (чешуйчатый) 39, 212
 Субаквальные условия 128
 Субаэральные условия 128
 Субдукция (подвигание) 47
 Сурчины 19, 358
 Суффозия 221
 Такыр 299, 301
 Талассократоны 111
 Талики 273
 Тектонические движения земной коры
 — — — — вертикальные 46, 51
 — — — — горизонтальные 46, 51
 — — — — новейшие 54
 — — — — разрывообразовательные 48
 — — — — складкообразовательные 47
 — — — — современные 68
 Тектонические нарушения
 — — разрывные 48
 — — складчатые 47
 Термитники 356
 Термоабразионные формы рельефа 285
 Термокарст 233
 Терра-росса (красная земля) 221
 Террасы балочные 173
 — морские 332, 333
 — — абразионные 333
 — — аккумулятивные 333
 — — спектры 333
 — — цокольные 333
 — — нагорные 251, 252
 — — речные 194, 195
 — — возраст 197
 — — вложенные 198
 — — врезанные 198
 — — наложенные 198
 — — ножницы 197
 — — аккумулятивные 198
 — — локальные 199
 — — хордовые 196
 — — цикловые 199
 — — цокольные 195
 — — эрозийные 195, 188
 — солифлюкционные 149, 150
 — структурные 36, 37
 — флювиогляциальные 250
 Терриконы 363
 Тетрагональные грунты 281, 282
 Течения
 — вдольбереговые 309
 — донные 309
 — компенсационные 309
 — разрывные 309
 Типы вулканов
 — — маары 64
 — — стратовулканы 66
 — — щитовые 65
 — — экструзивные купола 65
 — оледенения 236, 237
 — горный 236

- — покровное 251
- — предгорное 237
- — сетчатое 237
- рельефа 17, 35
- речной сети 209
- Томоки (томмоки) 303
- Топографическая теория 208
- Торфяные бугры 281
- Трапсовая формация 62
- Трог 246, 247
- плечи 247
- Трубка взрыва (диатрема) 64
- Турбидиты 341
- Турткули 304

- Уровень вершин 251
- денудационные 14
- снеговой границы в горах 14
- Устьевая ступень 248
- Устье реки 213
- — эстуарий 330
- Ухвостье 180

- Факторы рельефообразования 32**
- Фация 180**
- Фирновый бассейн 241**
- Фитогенные формы рельефа 350**
- Флювиальные процессы 165**
- формы рельефа 165
- Формы рельефа**
- — аккумулятивные 17, 160
- — аридно-денудационные 299
- — — дефляционные 290
- — — корразионные 290
- — биогенные 350
- — горно-ледниковые 238
- — денудационные 17
- — замкнутые 17
- — карстовые 219
- — конвергентные 25
- — криогенные 274
- — макроформы 18
- — мегаформы 18
- — мезоформы 18
- — мерзлотные 274
- — микроформы 18
- — наноформы 18
- — открытые 17
- — отрицательные 17
- — перигляциальных областей 268
- — планетарные 18
- — положительные 17
- — простые 17
- — реликтовые 288
- — сложные 17
- — солончаково-дефляционные 303
- — фитогенные 350
- — флювиальные 105
- Формула Шези 166**
- Фульджи 292**
- Фумаролы 67**
- Фуркация 180**

- Хионосфера 235**

- Циклы развития рельефа 13**
- Цирки ледниковые 240**
- Цунами 69, 76**

- Чинки 304**

- Шарры 69**
- Шельф 97, 101**
- Шельфовые абразионные равнины (см. бенч) 320**
- Штриховка ледниковая 260**
- Шхеры 324**
- Щиты 253**

- Эквиплен 241, 242**
- Экзарация 259**
- Экзогенные процессы 25**
- Экструзивные купола 65**
- Элементы оползня**
- — блок 145
- — напорный вал 145
- — оползневой цирк 145
- — стенка срыва 145
- — речной террасы 195, 197
- — — бровка 195
- — — площадка 195
- — — тыловой шов (внутренний край) 195
- рельефа 16
- Эндогенные процессы 25, 46**
- Эоловые каменные столбы 290, 291**
- процессы 289
- — аккумуляция 290
- — дефляция 290
- — корразия 290
- — перенос 290
- формы рельефа 289
- Эпейрогенические движения 51**
- Эпигеосинклинальные пояса 91**
- Эпиplatformенный горный пояс Азнатский 93**

-
— — — Восточно-Африканский 92	— регрессивная (пятающаяся) 169
— — — Кордильер 95	— селективная (избирательная) 169
Эпохи межледниковий 254	Эрозионная борозда 170
— оледенений 254	— рытвина 171
Эрозия 166	Эстуарий 215, 330
— боковая 167, 183	
— донная (глубинная) 167	Ярданги 291
— овражная 174	

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	6
Часть I. Общие вопросы	9
Глава 1. Геоморфология как наука. Объект ее изучения	9
Глава 2. Основные сведения из истории возникновения и развития геоморфологической науки	11
Глава 3. Общие сведения о рельефе	16
Понятия о формах и элементах форм рельефа	16
Морфография и морфометрия рельефа	19
Генезис рельефа	25
Возраст рельефа	29
Глава 4. Факторы рельефообразования	32
Свойства горных пород и их роль в рельефообразовании	33
Рельеф и геологические структуры	35
Рельеф и климат	41
Часть II. Эндогенные процессы и рельеф	46
Глава 5. Рельефообразующая роль тектонических движений земной коры	46
Складчатые нарушения и их проявления в рельефе	47
Разрывные нарушения и их проявления в рельефе	48
Рельефообразующая роль вертикальных и горизонтальных движений земной коры	51
Рельефообразующая роль новейших тектонических движений земной коры	54
Глава 6. Магматизм и рельефообразование	60
Глава 7. Землетрясения как фактор эндогенного рельефообразования	74
Глава 8. Строение земной коры и планетарные формы рельефа	77
Глава 9. Мегарельеф материков	80
Мегарельеф платформ суши	81
Мегарельеф подвижных поясов материков	88
Мегарельеф подводных окраин материков	97

<i>Глава 10.</i>	Мегарельеф геосинклинальных областей (переходных зон)	105
<i>Глава 11.</i>	Мегарельеф ложа океана и срединно-океанических хребтов (СОХ)	111
	Срединно-океанические хребты	111
	Рельеф ложа Мирового океана	122
Часть III.	Экзогенные процессы и рельеф	127
<i>Глава 12.</i>	Выветривание и рельефообразование	128
<i>Глава 13.</i>	Склоны, склоновые процессы и рельеф склонов	136
	Склоновые процессы и рельеф склонов	140
	Взаимоотношение склоновых процессов в пространстве и времени	158
	Возраст склонов	159
	Развитие склонов. Понятие о пенепах, педиментах, педипах и поверхностях выравнивания	160
<i>Глава 14.</i>	Флювиальные процессы и формы рельефа	165
	Некоторые общие закономерности работы водотоков	166
	Работа временных водотоков и создаваемые ими формы рельефа	170
	Работа рек. Речные долины	178
	Излучины русла, их элементы и форма	181
	Строение и рельеф пойм. Типы пойм	182
	Речные террасы	194
	Морфологические и генетические типы речных долин	200
	Асимметрия долин	206
	Речная и долинная сеть. Речные бассейны	208
	Типы эрозионного и эрозионно-денудационного рельефа и факторы, его обуславливающие	210
	Устья рек	213
<i>Глава 15.</i>	Карст и карстовые формы рельефа	217
	Понятие «карст». Условия карстообразования. Гидрологический режим карстовых областей	217
	Наиболее распространенные поверхностные формы рельефа карстовых областей	219
	Реки и долины карстовых областей	224
	Пещеры карстовых областей	226
	Зонально-климатические типы карста	227
	Псевдокарстовые процессы и формы рельефа	232
<i>Глава 16.</i>	Гляциальные процессы и гляциальные формы рельефа. Флювиогляциальный рельеф	235
	Условия образования и питания ледников. Типы ледников	236
	Формы горно-ледникового рельефа	238
	Рельеф областей покровных плейстоценовых оледенений	251
	Рельеф перигляциальных областей	268

<i>Глава 17.</i>	Рельефообразование в областях распространения вечной мерзлоты	272
	Распространение и строение вечномерзлых грунтов	272
	Мерзлотные формы рельефа	274
<i>Глава 18.</i>	Рельефообразующая деятельность ветра. Формы рельефа аридных стран	289
	Формы дефляционного и корразионного рельефа	290
	Эоловые аккумулятивные формы	292
	Аридно-денудационные формы рельефа	299
<i>Глава 19.</i>	Береговые морские процессы и формы рельефа	305
	Поперечное перемещение наносов	310
	Продольное перемещение наносов	314
	Абразионная работа волн	319
	Выравнивание береговой линии	322
	Особенности берегов приливных морей	327
	Коралловые берега и острова	330
	Морские террасы	332
	Защита морских берегов от размыва	334
<i>Глава 20.</i>	Некоторые экзогенные процессы, происходящие на дне океана, и создаваемые ими формы рельефа	339
	Гравитационные подводные процессы	339
	Геоморфологическая деятельность донных и постоянных поверхностных течений	344
	О биогенных факторах рельефообразования	345
	Аккумуляция осадочного материала — важнейший геоморфологический процесс на дне Мирового океана	346
<i>Глава 21.</i>	Биогенное рельефообразование и биогенные формы рельефа. Антропогенный рельеф	350
	Прямое воздействие биоты на рельеф	352
	Роль биоты в балансе вещества на Земле	361
	Антропогенный рельеф и антропогенное рельефообразование	362
<i>Глава 22.</i>	Рельеф — важнейший фактор дифференциации природно-территориальных комплексов (ПТК)	366
<i>Глава 23.</i>	Катастрофические процессы и рельефообразование	377
Часть IV.	Методы геоморфологических исследований и геоморфологическое картографирование	384
<i>Глава 24.</i>	Структура и методы полевых геоморфологических исследований	384
	Структура геоморфологических исследований	384
	Методы полевых геоморфологических исследований	386
<i>Глава 25.</i>	Геоморфологические карты	389
	Заключение	393
	Литература	398
	Приложения	399
	Предметный указатель	401

Учебное издание

РЫЧАГОВ ГЕОРГИЙ ИВАНОВИЧ
ОБЩАЯ ГЕОМОРФОЛОГИЯ

*3-е издание,
переработанное и дополненное*

Зав. редакцией *Г.С. Савельева*

Редактор *Г.С. Савельева*

Художники *В.А. Чернецов, Н.С. Шувалова*

Художественный редактор *Ю.М. Добрянская*

Технический редактор *З.С. Кондрашова*

Корректоры *Г.В. Сибирцева, В.А. Ветров*

Компьютерная верстка *Ю.В. Одинцовой*

*Художественное оформление выполнено
Издательством Московского университета
и издательством «Проспект»
по заказу Московского университета*

Подписано в печать 17.01.2006. Формат 60×90 1/16.
Бумага офс. № 1. Гарнитура Таймс. Офсетная печать.
Усл. печ. л. 26,0 + вкл. (2,0 пл.). Уч.-изд. л. 26,21.
Тираж 3000 экз. Заказ № 2733 . Изд. № 7919.

Ордена «Знак Почета»

Издательство Московского университета.

125009, Москва, ул. Б. Никитская, 5/7.

Тел.: 629-50-91. Факс: 203-66-71

939-33-23 (отдел реализации)

E-mail: kd_mgu@rambler.ru

В Издательстве МГУ

работает служба «Книга — почтой»

Тел.: 629-75-41

Издательство «Наука»

117997, Москва, Профсоюзная ул., 90

ППП «Типография «Наука»

121099, Москва, Шубинский пер., 6