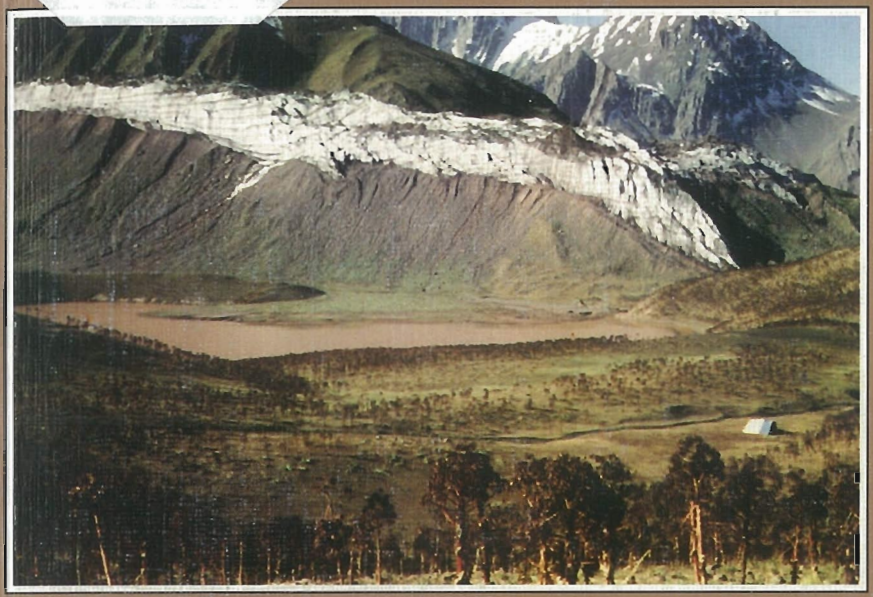
Н.В. МАКАРОВА, Т.В. СУХАНОВА

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

551.4
М 152



УНИВЕРСИТЕТ
КНИЖНЫЙ ДОМ

Московский государственный университет
имени М. В. Ломоносова
Геологический факультет

Н.В. МАКАРОВА, Т.В. СУХАНОВА

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

УЧЕБНОЕ ПОСОБИЕ

Ответственные редакторы: *доктор геол.-мин. наук В. И. Макаров и доктор геол.-мин. наук, проф. Н. В. Короновский*

2-е издание

Допущено УМО по классическому университетскому образованию в качестве учебного пособия для студентов вузов, обучающихся по направлению 020300 Геология

УНИВЕРСИТЕТ
КНИЖНЫЙ ДОМ

Москва
2009

УДК 551.4
ББК 26.823я73-1
М15

Рецензенты:
д-р геол.-минерал. наук, профессор *А. А. Чистяков;*
д-р геол.-минерал. наук, профессор *Н. И. Корчуганова*

На обложке — ледник, лежащий на морене (Северный склон хр. Петра I, Памир)

Фото В. И. Макарова

Макарова Н. В., Суханова Т. В.

М15 Геоморфология : учебное пособие / Н. В. Макарова, Т. В. Суханова; отв. ред. В. И. Макаров, Н. В. Короновский. — 2-е изд. — М. : КДУ, 2009. — 414 с. : ил.

ISBN 978-5-98227-644-5

В учебнике изложены основные сведения о строении, условиях образования, возрасте рельефа поверхности Земли в связи с коррелятивными отложениями и полезными ископаемыми. При характеристике экзогенных типов рельефа рассматривается влияние на его формирование климатических условий, геологической структуры, новейших тектонических движений и антропогенного фактора. Подробно охарактеризованы флювиальный, ледниковый, карстовый и другие типы рельефа суши, генетические типы рельефа шельфа, континентального склона и ложа океанов, погребенные формы рельефа. Освещается цикличность в развитии рельефа, описаны типы поверхностей выравнивания и их значение для изучения новейшей тектоники. Приведен комплекс геоморфологических признаков развивающихся складчатых и разрывных структур.

Для студентов и аспирантов геологических специальностей университетов и других высших учебных заведений, а также географов и специалистов, деятельность которых требует знания рельефа и проявления в нем новейших, в том числе современных, тектонических деформаций.

Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН
Информационно-библиотечный центр
Инв. № 94501

УДК 551.4
ББК 26.823я73-1

© Макарова Н. В., Суханова Т. В., 2009
© Издательство «КДУ», 2009

ISBN 978-5-98227-644-5

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение 9

ЧАСТЬ I. ВВОДНАЯ 13

Глава 1. Понятие о рельефе 13

Глава 2. Основные процессы и факторы рельефообразования 18
2.1. Эндогенные процессы 19
2.2. Экзогенные процессы 21

ЧАСТЬ II. ЭНДОГЕННЫЙ (СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКИЙ) РЕЛЬЕФ 26

Глава 3. Рельефообразующее значение вещественного состава горных пород и условий их залегания 26
3.1. Проявление в рельефе вещественно-структурных особенностей субстрата 26
3.2. Рельеф, образуемый древними складчатыми и разрывными структурами 30
3.2.1. Складчатые структуры 31
3.2.2. Разрывные нарушения 34

Глава 4. Выражение в рельефе новейших структурных форм 35
4.1. Условия, определяющие выражение в рельефе новейших структурных форм 38
4.1.1. Отрицательные формы 38
4.1.2. Положительные формы 40
4.1.3. Выражение в рельефе новейших разрывов 44
4.2. Различие между внутренним строением новейших структурных форм и их выражением в рельефе 51
4.3. Морфологическое выражение развивающихся разнопорядковых структурных форм 52
4.3.1. Развитие внутридепрессионных локальных поднятий 52
4.3.2. Развитие локальных впадин в пределах крупных прогибов 53

4.3.3. Развитие локальных поднятий и прогибов в пределах крупных поднятий 53
4.4. Степень наследования новейшими структурно-орографическими формами древних деформаций 54
4.5. Стадийность, неравномерность развития новейших структурно-орографических форм 56

ЧАСТЬ III. ЭКЗОГЕННЫЙ РЕЛЬЕФ 57

Глава 5. Ледниковый рельеф 58
5.1. Цикличность и стадийность в развитии оледенений 59
5.2. Рельеф областей развития горных оледенений 62
5.2.1. Современное оледенение 62
5.2.2. Древнеледниковый рельеф 70
5.3. Рельеф областей развития покровных оледенений 75
5.3.1. Современное оледенение 75
5.3.2. Рельеф областей древних оледенений 77

Глава 6. Флювиальный рельеф 90
6.1. Рельеф, созданный постоянными водными потоками. Строение речных долин 91
6.1.1. Речные русла 92
6.1.2. Поймы 98
6.1.3. Речные террасы 101
6.1.4. Отличие долин горных рек от равнинных 115
6.1.5. Связь речных долин с ледниковыми и морскими формами рельефа 117
6.1.6. Речные долины и новейшая тектоника 118
6.1 7. Речные долины и климат 124
6.1.8. Типы россыпей в долинах рек 126
6.1.9. Устьевые образования рек. Наземные, или сухие, дельты 127
6.1.10. Преобразование речных долин под действием других природных и техногенных процессов 131
6.2. Рельеф, образованный временными потоками 133
6.2.1. Эрозионный рельеф 133
6.2.2. Аккумулятивный рельеф. Конусы выноса 138
6.2.3. Селевые формы рельефа 140

Глава 7. Рельеф морских и океанских побережий 141
7.1. Формы рельефа морских побережий 144

7.1.1. Формирование побережий при волновых течениях и движениях ... 144
7.1.2. Формы рельефа приливно-отливных побережий ... 154
7.1.3. Морские террасы и береговые линии ... 156
7.1.4. Аллювиально-морские равнины (дельты рек) ... 160
7.2. Влияние локальных новейших тектонических движений на формирование побережий ... 165
7.3. Основные типы морских побережий ... 169
7.4. Антропогенное влияние на формирование берегов ... 172

Глава 8. Рельеф склонов ... 173
8.1. Классификация склонов ... 174
8.1.1. Морфология склонов ... 174
8.1.2. Генезис склонов ... 175
8.1.3. Возраст склонов ... 176
8.2. Генетические типы преобразованных склонов и их рельеф ... 177
8.2.1. Собственно гравитационные склоны ... 177
8.2.2. Склоны массового смещения обломочного материала ... 190
8.2.3. Склоны плоскостного смыва ... 196
8.2.4. Склоны со сложным типом перемещения обломочного материала ... 198
8.3. Развитие склонов во времени ... 199

Глава 9. Криогенный рельеф (рельеф зоны развития постоянной мерзлоты) ... 200
9.1. Криолитозона, ее происхождение и строение ... 200
9.2. Факторы, влияющие на развитие постоянной мерзлоты ... 202
9.3. Криогенные формы рельефа ... 204
9.3.1. Формы рельефа, связанные с морозобойным трещинообразованием и морозной сортировкой материала ... 205
9.3.2. Наледи и формы пучения ... 206
9.3.3. Солифлюкционные формы рельефа ... 209
9.3.4. Формы рельефа, связанные с вытаиванием мерзлоты ... 209
9.3.5. Формы рельефа, связанные с морозным выветриванием ... 211

9.4. Влияние техногенных процессов на формирование криогенного рельефа ... 212

Глава 10. Эоловый рельеф ... 213
10.1. Эоловые формы рельефа пустынь ... 214
10.1.1. Корразионно-дефляционные формы ... 217
10.1.2. Аккумулятивные формы ... 219
10.2. Эоловые формы рельефа внепустынных областей ... 226
10.2.1. Современные эоловые формы ... 226
10.2.2. Древние эоловые формы ... 227
10.2.3. Лессовые покровы ... 228
10.3. Влияние антропогенного фактора на формирование эолового рельефа ... 229

Глава 11. Карстовые и суффозионные формы рельефа ... 230
11.1. Факторы и условия образования карстовых форм рельефа ... 231
11.2. Основные морфолого-генетические типы карста ... 233
11.3. Формы карстового рельефа ... 235
11.3.1. Поверхностные формы ... 235
11.3.2. Подземные формы ... 238
11.4. Влияние климата на образование карстового рельефа ... 241
11.5. Карст и тектоника ... 243
11.6. Карстово-суффозионные формы рельефа (покрытый карст) ... 245
11.7. Влияние антропогенного фактора на развитие карстово-суффозионных форм ... 250
11.8. Псевдокарстовые формы ... 251

Глава 12. Зональное развитие экзогенного рельефа ... 253
12.1. Климатическая поясность и зональность ... 253
12.2. Ландшафтно-климатические зоны и зональные формы рельефа ... 255

ЧАСТЬ IV. ВОЗРАСТ И ЭВОЛЮЦИЯ РЕЛЬЕФА ... 257

Глава 13. Цикличность в развитии рельефа и поверхности выравнивания ... 257
13.1. Цикличность в развитии рельефа ... 257
13.2. Поверхности выравнивания ... 260

13.2.1. Общая характеристика поверхностей выравнивания ... 260
13.2.2. Типы поверхностей выравнивания ... 263
13.3. Общая эволюция современного рельефа континентов ... 279
13.4. Денудационный срез и методы его определения ... 281

Глава 14. Возраст рельефа и методы его определения ... 283

Глава 15. Погребенный рельеф ... 288

ЧАСТЬ V. ОБЩИЕ ЧЕРТЫ РЕЛЬЕФА ЗЕМЛИ (ПЛАНЕТАРНЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА) ... 307

Глава 16. Рельеф континентов ... 308
16.1. Рельеф платформенных равнин ... 308
16.1.1. Генетические типы равнин ... 309
16.2. Рельеф горных сооружений ... 316
16.2.1. Рельеф орогенов, формирующихся в условиях горизонтального сжатия земной коры. Типы орогенов ... 317
16.2.2. Рельеф орогенов, развивающихся в условиях сводовых поднятий и растяжения земной коры (орогены растяжения или рифтогенные) ... 329

Глава 17. Рельеф континентальных окраин и океанских впадин ... 334
17.1. Рельеф пассивных континентальных окраин (переходные зоны атлантического типа) ... 334
17.1.1. Геоморфологические особенности шельфа ... 334
17.1.2. Генетические типы рельефа шельфа ... 337
17.1.3. Континентальный (материковый) склон ... 341
17.1.4. Подножие континентального склона ... 344
17.2. Рельеф активных континентальных окраин (переходные зоны тихоокеанского типа) ... 346
17.2.1. Котловины окраинных (задуговых) морей ... 347
17.2.2. Островные дуги ... 347
17.2.3. Глубоководные желоба ... 348
17.3. Рельеф ложа океанов ... 350
17.4. Полезные ископаемые континентальных окраин и ложа океана ... 359

ЧАСТЬ VI. МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ РЕЛЬЕФА И ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ КАРТИРОВАНИЕ 362

Глава 18. Основные методы изучения рельефа 362

Глава 19. Геоморфологические признаки развития новейших тектонических структур 366

19.1. Геоморфологические признаки развития новейших поднятий 369

19.2. Геоморфологические признаки развития новейших прогибов 378

19.3. Геоморфологические признаки развития новейших разрывных нарушений. Линеаменты 379

Глава 20. Геоморфологические карты 385

20.1. Типы геоморфологических карт 387

20.2. Геолого-геоморфологические профили 399

Заключение 402

Рекомендуемая литература 405

Предметный указатель 406

ВВЕДЕНИЕ

В основу данного учебника положен лекционный курс «Геоморфология», сопровождаемый практическими занятиями, который читается студентам геологического факультета МГУ, обучающимся по специальностям «Геологическая съемка и поиски полезных ископаемых», «Поиски и разведка горючих ископаемых», «Экология», «Инженерная геология», «Гидрогеология», «Криология».

Рельеф является основным компонентом природной среды — среды обитания и жизнедеятельности человека. Геоморфология теснейшим образом связана с геологией, т. к. формы рельефа земной поверхности прямо или косвенно отражают геологическое строение и процессы, происходящие в литосфере, в том числе в различных слоях земной коры и на ее поверхности. Однако в практике хозяйственного освоения различных территорий не всегда учитываются некоторые особенности рельефа, которые отражают эти внутренние процессы, часто вызывающие на поверхности опасные явления.

Главными задачами настоящего учебника являются ознакомление студентов с основными типами и формами рельефа земной поверхности, показ участия в их образовании и последующем изменении внутренних и внешних факторов, в том числе техногенных, а также связи отдельных форм рельефа с полезными ископаемыми. Важнейшей задачей было показать значение рельефа в геологических исследованиях и изысканиях. Авторы стремились представить рельеф в наиболее простой, максимально понятной форме, не уходя в философию геоморфологии, формализацию понятий и моделирование.

Учебник состоит из шести частей. В части I после определения основных понятий, целей и задач, стоящих при изучении рельефа, рассматриваются основные рельефообразующие процессы и вызывающие их факторы. Часть II посвящена описанию эндогенного, преимущественно структурного, рельефа. В ней в более простой форме, чем в учебнике «Геоморфология» Н. П. Костенко, рассматривается

зависимость форм рельефа от вещественного состава, залегания и возраста горных пород и образуемых ими структур.

В части III, состоящей из восьми глав, приводится описание форм экзогенного рельефа. При характеристике каждого типа рельефа обращается внимание на необходимость выявления и учета трех составляющих факторов его формирования: климатических условий, геологической структуры и новейших тектонических движений, а в ряде случаев и техногенного фактора. Рельеф рассматривается в связи с отложениями, на которых он выработан или которыми сложен, а также как вмещающие формы многих видов полезных ископаемых. Последовательность описания различных типов рельефа представлена таким образом, чтобы показать их неразрывную связь друг с другом в непрерывном процессе преобразования поверхности Земли. Наиболее подробно рассматривается флювиальный рельеф, а в нем — формирование речных долин, поскольку последние являются одними из главных форм рельефа Земли, вдоль которых осуществляются глобальный транзит и круговорот минерального вещества и энергии. Впервые объясняется суть эрозионно-аккумулятивных циклов, в течение которых последовательно формируются долина реки, ее пойма, различные типы цикловых террас и слагающий их аллювий. В главе 11, посвященной карстовым формам рельефа, наряду с известными процессами и формами, показана значительная роль суффозии в развитии форм покрытого карста и роль техногенного фактора в их развитии. В заключительной 12-й главе этой части показано влияние планетарных климатических условий на пространственное распределение экзогенного рельефа на поверхности Земли.

Часть IV посвящена возрасту и эволюции рельефа. Здесь приводится материал, практически не освещенный в имеющихся учебниках. Обращается внимание на одно из основных свойств рельефа — цикличность развития как в целом, так и отдельных его форм. В связи с этим значительное внимание уделено поверхностям выравнивания разных типов и рангов, их образованию и роли в строении современного рельефа. Фрагменты их широко развиты в горных и равнинных областях, являясь практически повсеместными основными их формами. Особое внимание обращено на роль поверхностей выравнивания как особого рода реперов, с помощью которых анализируются и характеризуются новейшие тектонические

движения и деформации земной коры, создающие основные формы современного рельефа. Кратко освещен вопрос о денудационном срезе формирующихся положительных форм рельефа, т. к. его глубина нередко является важной характеристикой для определения источников, путей сноса и возраста отложений, которые могут содержать россыпи различных полезных минералов. Отдельная глава этой части посвящена реликтовым формам рельефа предшествующих циклов, находящихся в погребенном состоянии. Со многими из этих форм связаны месторождения нефти и газа как в континентальных, так и в морских условиях, а также бокситов, россыпей и других полезных ископаемых. Конкретное представление о погребенном рельефе необходимо также при инженерно-геологических изысканиях для правильной оценки свойств массивов при прохождении различного рода горных выработок и решения других прикладных задач.

В части V рассматриваются общие черты рельефа Земли. Значительно полнее, чем в имеющихся учебниках, представлен рельеф океанских впадин и переходных зон, особенно шельфа, в пределы которого уже давно перемещаются разведка и добыча полезных ископаемых.

Последняя часть VI посвящена использованию геоморфологических методов при составлении геоморфологических карт разного назначения. Новым элементом является глава, в которой собран комплекс геоморфологических признаков новейших, в том числе четвертичных и самых молодых, развивающихся в настоящее время складчатых и разрывных структур, знание которых необходимо учитывать при хозяйственном освоении различных территорий.

При описании рельефа авторы основывались на примерах, характерных большей частью для территории России, в то же время проводились аналогии с зарубежными территориями.

Опыт преподавания и знакомство с существующими учебниками геоморфологии показывают, что ни один из них не способен вместить всего разнообразия развитых на Земле типов и форм рельефа. Рельеф слишком многообразен, чтобы представить его в одной книге. Настоящий учебник также не претендует на исчерпывающую полноту такого представления. Это невозможно. В нем отсутствуют, например, самостоятельные разделы, посвященные вулканическому типу рельефа или некоторым пустынным ландшафтам. Описание отдельных форм указанных типов включено в другие главы. В учеб-

нике рассматриваются принципиальные черты строения и генезиса наиболее распространенных типов и форм рельефа. В этом отношении учебник в той или иной мере согласуется с уже имеющимися пособиями. Вместе с тем в него включены многие новые разделы, указанные выше, которым прежде не уделялось должного внимания. Тем самым данный учебник дополняет имеющиеся. Он ориентирован на студентов геологических и географических специальностей, а также специалистов, деятельность которых требует определенных знаний о рельефе.

При написании отдельных глав учебника авторы пользовались данными Г. С. Ананьева, Л. Б. Аристарховой, Д. В. Борисевича, С. С. Воскресенского, В. Дэвиса (W. Devis), И. П. Карташова, Л. Кинга (L. King), В. Н. Коротаева, Н. П. Костенко, В. В. Ламакина, О. К. Леонтьева, В. И. Макарова, Ю. А. Мещерякова, Ю. В. Мудрова, Л. Г. Никифорова, В. Пенка (W. Penck), М. П. Петрова, Г. И. Рычагова, Г. А. Сафьянова, Ю. А. Симонова, Д. А. Тимофеева, Г. Ф. Уфимцева, Б. А. Федоровича, А. А. Чистякова, Е. В. Шанцера, В. В. Шолохова, С. С. Шульца, И. С. Щукина и многих других.

При объяснении геоморфологических терминов использованы «Четырехъязычный энциклопедический словарь терминов по физической географии», составленный И. С. Щукиным (1980), «Материалы по геоморфологической терминологии» (авторы Д. А. Тимофеев, Г. Ф. Уфимцев, Ф. С. Онухов и др.) (1974–1979) и ряд других справочников.

Авторы благодарны профессору Н. В. Короновскому за конструктивные советы при написании учебника, а также профессору М. Г. Ломизе и доцентам А. Н. Стафееву и Л. В. Паниной за просмотр отдельных глав и полезные замечания.

Особую благодарность авторы приносят доктору геолого-минералогических наук В. И. Макарову за непрерывную помощь в работе и тщательный просмотр и редактирование рукописи учебника, а также В. С. Крыловой и А. Л. Дорожко за помощь в оформлении книги.

Учебник подготовлен на кафедре динамической геологии геологического факультета МГУ. Все замечания и предложения по нему авторы просят направлять по адресу: 119992, Москва, ГСП-3, Воробьевы горы, МГУ им. М. В. Ломоносова, геологический ф-т, кафедра динамической геологии.

Часть I

ВВОДНАЯ

ГЛАВА 1

ПОНЯТИЕ О РЕЛЬЕФЕ

Геоморфология (от греч. gē — Земля, morphē — форма и logos — учение) — наука о рельефе земной поверхности. Это самостоятельный раздел наук о Земле, имеющий свой объект и методы его изучения. Объектом изучения геоморфологии является рельеф (континентов, дна морей и океанов), его строение, происхождение, распространение, история развития и современное состояние и динамика.

Рельеф — это совокупность (сочетание) неровностей земной поверхности. Эти неровности, называемые *формами рельефа*, представляют собой естественные, реже искусственные образования, различные по своим очертаниям, размерам, происхождению и возрасту. Формы рельефа бывают выпуклыми, или положительными (горы, возвышенности), и вогнутыми, или отрицательными (впадины, долины), плоскими (равнины), изометричными, близкими к округлым (холм, воронка) или вытянутыми (гряда, овраг).

Формы рельефа чрезвычайно разнообразны. Некоторые из них — простые или элементарные, другие — сложные, представляющие сочетания ряда неровностей, однако все они состоят из отдельных элементов: поверхностей (граней), углов, линий, точек (рис. 1.1).

По размерам формы рельефа условно делят на несколько категорий (по О. К. Леонтьеву и Г. И. Рычагову).

1. Планетарные — самые крупные формы поверхности Земли — континенты и океаны, площадь которых составляет сотни тысяч и миллионы квадратных километров.

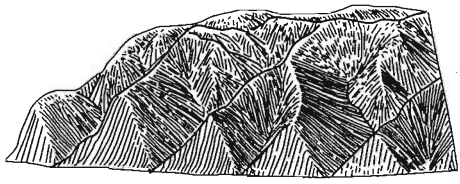


Рис. 1.1. Рельеф, представляющий собой сочетание поверхностей (граней), углов и линий (по В. Дэвису)

2. Мегаформы — горные пояса и системы, обширные равнины, впадины морей и др., площадь которых составляет десятки тысяч квадратных километров.
3. Макроформы — отдельные хребты, возвышенности и впадины, занимающие площадь в сотни и тысячи квадратных километров.
4. Мезоформы — долины рек, крупные овраги, гряды песчаные или моренные и т. д. Их площадь составляет десятки и сотни квадратных километров.
5. Микроформы — карстовые воронки, моренные холмы и др., площадью до нескольких десятков квадратных километров.
6. Наноформы (от греч. nanos — карлик) — самые маленькие формы рельефа: эоловая или морская рябь и др.

Рельеф всегда следует рассматривать в сочетании с *субстратом*, т. е. горными породами или отложениями, на которых он выработан или которыми сложен. От этого зависит *морфология*, или внешний облик, рельефа и другие его особенности. В свою очередь, формирование рельефа всегда сопровождается аккумуляцией (от лат. accumulation — собирание, накопление) отложений, *коррелятивных* (от ср.-лат. correlativus — соотносительный) им, т. е. одновременных и генетически с ними связанных. Например, образование оврага сопровождается выносом продуктов размыва и их накоплением в его устье. С коррелятивными отложениями часто связаны многие полезные ископаемые. Иногда форм рельефа уже нет, они разрушены, а коррелятивные отложения сохраняются, и по ним можно восстановить те формы рельефа, которые когда-то существовали.

В формировании рельефа большое значение имеет *время*. Оно определяет возраст рельефа, стадию или фазу развития его форм и их совокупностей, прерывистый или непрерывный, ритмичный, цикличный характер этого процесса, а также степень сохранности форм рельефа и последующее их преобразование. Рельеф любого района представляет собой сочетание форм, образовавшихся в разное время. Каждая форма рельефа имеет временной интервал своего существования, или возраст, который необходимо определять при ее изучении.

Основные цели и задачи геоморфологии заключаются в следующем. *Цель* изучения рельефа — приложение знаний о рельефе, законах его развития, используемых методах решения различных теоретических и прикладных задач, правильное использование рельефа в практической деятельности человека.

Исходя из определения геоморфологии, основными *задачами* ее являются — изучение морфологии (внешнего облика) рельефа, определение его происхождения (генезиса), возраста, современного состояния и динамики изменений. Для геологии изучение рельефа важно с точки зрения индикации геологической (тектонической) структуры. Поэтому основной задачей изучения рельефа для геологических целей является *выявление по рельефу геологической структуры и процессов, ее создающих и изменяющих*.

Значение изучения рельефа для практических целей. Вся жизнь и деятельность человека в существенной мере связана с рельефом земной поверхности. От рельефа зависят почвы и растительность, положение и режим поверхностных и подземных вод, климатические особенности отдельных районов и т. д. Изучение рельефа необходимо практически во всех отраслях геологии.

1. *При инженерно-геологических изысканиях*, поскольку строительство городов, населенных пунктов, дорог, атомных и гидроэлектростанций и др. объектов ведется на различных формах рельефа. Существует специальный раздел геоморфологии — инженерная геоморфология, занимающаяся изучением рельефа для строительства и безопасного использования различных инженерных сооружений. Незнание рельефа приводит к тому, что некоторые объекты и целые поселки возводятся на поймах или низких террасах, заливаемых водой. Знание рельефа, в частности строения речных долин,

позволяет правильно выбрать участки для строительства плотин, гидро- и атомных станций. При этом необходимо знать и погребенный рельеф (карстовые формы, древние долины и т. д.) и учитывать его возможное негативное влияние на объекты строительства.

2. *Для гидрогеологических изысканий*: водоснабжения населенных пунктов и ирригации, регулирования русел рек и др. Положение водоносных горизонтов, особенно грунтовых вод, зависит от рельефа и новейших тектонических движений.
3. *Для экологических изысканий*: выбора мест для захоронения радиоактивных отходов, сброса технических вод, размещения свалок, прогноза загрязнения окружающей среды и развития опасных процессов — как природных, так и вызванных деятельностью человека (оползней, обвалов, подтопления, карста и др.).
4. *При поисках полезных ископаемых.* Россыпные месторождения золота, алмазов, олова, хрусталя и др. напрямую связаны с рельефом — речными долинами (современными и древними), побережьями морей. Месторождения ряда строительных материалов связаны с речными, ледниковыми, морскими и другими формами рельефа. Многие нефтегазовые и угольные месторождения приурочены к погребенным древним и новейшим формам рельефа (руслам, дельтам рек, озерным впадинам, побережьям морей, рифовым постройкам и многим другим), а также к тектоническим структурам, некоторые из которых имеют признаки проявления в современном рельефе. В связи с этим особое значение знание рельефа приобретает в практике разведочной геофизики. Геофизики постоянно сталкиваются с необходимостью интерпретации рельефа, с которым связаны месторождения, т. к. от этого зависит точность прогноза. Для того чтобы определить погребенные формы рельефа, нередко искаженные тектоническими деформациями, необходимо знать их современный облик.
5. *При изучении новейшей и современной тектоники и геодинамики отдельных районов.* Рельеф прямо или косвенно отражает новейшие тектонические структуры. В рельефе отражены морфология структурных форм, характер, скорость и время

их развития, амплитуда движений, геодинамические условия формирования. Поэтому рельеф используется для определения всех этих характеристик. Рельеф — чуткий индикатор процессов, происходящих в земной коре. Изучение рельефа дает ценный материал для оценки современного состояния и динамики конкретных участков земной поверхности. Большое значение для оценки современной сейсмичности регионов имеет изучение специфических форм рельефа, образованных при землетрясениях, — *сейсмодислокаций*. При выборе мест для строительства опасных объектов (АЭС и др.) необходимо учитывать современную тектоническую обстановку — прогибание, поднятие, разрывы, о которых часто можно судить только по геоморфологическим признакам. Недоучет этого привел к закрытию многих атомных станций, построенных в неблагоприятных геоморфологических и тектонических условиях.

6. Изучение рельефа, или геоморфологический метод, используется для *картирования и стратификации четвертичных отложений* или расчленения их по возрасту, поскольку каждый генетический тип четвертичных отложений образует свою, присущую только ему форму рельефа. Чем древнее формы рельефа, чем больше они разрушены, тем древнее возраст слагающих их четвертичных отложений.
7. *При изучении геологии других планет.* На изображениях планет, полученных с космических аппаратов, отражаются формы рельефа их поверхности. Зная аналогичные земные формы рельефа, их связь с геологическим строением, можно представить геологическое строение других планет. На основании этого были составлены геологические, тектонические, геоморфологические карты Луны, Марса, Меркурия, Венеры.

Можно выделить следующие **основные направления в геоморфологии**: *динамическая* геоморфология, изучающая современные эндогенные и экзогенные процессы рельефообразования; *региональная* геоморфология, исследующая развитие рельефа конкретных регионов; *историческая*, или *палеогеоморфология*, изучающая древний, в том числе погребенный, рельеф и историю его развития; *морская* геоморфология, изучающая рельеф дна морей и океанов; *прикладная*

Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН
Информационно-библиотечный центр
Инв. № 94501

(поисковая) геоморфология, применяющая геоморфологические методы для поисков месторождений полезных ископаемых, оценки состояния современного рельефа для строительства и эксплуатации инженерных сооружений; *структурная* геоморфология, исследующая выражение геологической структуры в современном рельефе или формы рельефа, созданные при преобладающем влиянии новейших тектонических движений (морфоструктуры). Это направление имеет большое практическое значение, т. к. тектонические деформации влияют на состояние геологической среды, определяют многие процессы, происходящие в ней, которые необходимо учитывать в хозяйственной деятельности.

В последнее время появились новые направления в изучении рельефа: *глобальная* геоморфология, исследующая формирование и развитие планетарных форм рельефа на основе тектоники литосферных плит; *космическая* геоморфология, изучающая рельеф планет на основе сравнения его с земными формами. Особое значение приобретает *экологическая* геоморфология, исследующая рельеф и его роль в жизни человека, изучающая изменения рельефа, вызванные деятельностью человека, негативные последствия этих изменений, которые могут привести к геоморфологическим опасностям. Все большее внимание уделяется изучению причин стихийных бедствий, глобальных изменений природной среды, в частности рельефа.

ГЛАВА 2

ОСНОВНЫЕ ПРОЦЕССЫ И ФАКТОРЫ РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ

Геоморфология имеет дело с очень сложной и необычайно динамичной сферой Земли, которая получила название *географической*, или *ландшафтной*, оболочки. Сложность этой оболочки определяется тем, что ее формирование и развитие происходит под совместным воздействием внутренних сил Земли и космических источников энергии. В ней соприкасаются, проникают друг в друга и взаимодействуют литосфера, атмосфера, гидросфера, криосфера и биосфера. Кроме того,

выделяются еще ноосфера (от греч. noos — разум) — сфера разума, по В. И. Вернадскому, а также техносфера — сфера инженерно-технического воздействия человека на земную кору.

Внутри Земли и на ее поверхности происходит непрерывное преобразование и перераспределение вещества. Рельеф земной поверхности — продукт взаимодействия глубинных процессов, протекающих внутри Земли и называемых *эндогенными* (от греч. endon — внутри и genēs — рожденный) и процессов внешних — *экзогенных* (от греч. exō — снаружи, вне и genēs — рожденный), проявляющихся через атмо-, гидро-, крио- и биосферу. Учитывая длительность эволюции Земли и ее сфер или оболочек, ныне наблюдаемый рельеф является результатом последовательного наложения разновозрастных структур, созданных эндогенными процессами разной глубины заложения, преобразованных комплексом экзогенных процессов. Таким образом, рельефообразующими являются эндогенные и экзогенные процессы.

Процесс (от лат. processus — прохождение, продвижение) — последовательная смена состояний вещества и структуры земной коры, представляющая единое движение. *Фактор* (от лат. factor — делающий, производящий) — это причина, движущая сила совершающегося процесса или одно из его условий. Таким образом, факторы вызывают или приводят в действие процессы. Различные рельефообразующие процессы вызываются разными факторами. В свою очередь, одни процессы могут являться факторами для других процессов.

2.1. ЭНДОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ

Они включают тектонические движения и магматизм, являющиеся следствием процессов преобразования и пространственного перераспределения вещества, происходящих на разных глубинных уровнях верхней мантии и земной коры и вызывающих деформации последней и магматические явления. Под их действием созданы материки, впадины океанов и морей, образуются горы, равнины, вулканы, лавовые покровы, различной формы интрузии (лакколиты, дайки и др.). Тектонические движения и деформации земной коры распределяют положительные и отрицательные формы на поверхности Земли. Под действием малоамплитудных движений отдельные участки

платформ испытывают опускания или поднятия, иногда сменяющие друг друга во времени. Интенсивные движения действуют в более узких зонах, приводя к горообразованию.

Основными *факторами* эндогенных процессов являются тепловая и гравитационная энергия Земли. Одним из источников тепловой энергии является распад радиоактивных веществ, сопровождаемый выделением тепла, которое ведет к преобразованию глубинного вещества, его полному или частичному плавлению, изменению вязкости, текучести и конвективному (от лат. convection — принесение) течению вещества мантии и земной коры. Другим фактором эндогенных процессов является гравитационная энергия. Под действием силы тяжести происходит дифференциация и перемещение вещества во внутренних и внешних оболочках Земли, в том числе подъем и растекание легких масс глубинного вещества (магмы) и опускание тяжелых. Разнонаправленные конвективные потоки глубинного вещества, вызванные совокупным действием тепла и гравитации, воздействуют на верхние слои земной коры, вызывая их вертикальные и горизонтальные движения и деформации с образованием поднятий и впадин различных рангов, от материков и океанов до менее значительных неровностей на поверхности Земли.

Тектонические движения вызываются не только внутренними факторами — тепловой и гравитационной энергией — но и внешними. Так, во время четвертичных оледенений под давлением мощных толщ ледниковых покровов земная кора прогибалась, а после таяния этих покровов и снятия нагрузки испытывала изостатический подъем, который обеспечивался перемещением (течением) глубинного вещества на уровне астеносферы и, возможно, более высоких слоев литосферы. Аналогичные процессы связаны с колебаниями уровней океанов и морей.

Большое значение в развитии эндогенных процессов, в частности тектонических движений, имеет *ротация (*от лат. rotation — круговращение). Изменение ротационного режима Земли (прежде всего скорости вращения) ведет к изменению ряда ее параметров — фигуры, наклона земной оси и др., что вызывает глобальное распределение напряжения и сил, действующих на разных глубинных уровнях Земли (в том числе на ее поверхности). Это приводит к изменению направленности и скорости конвективных потоков во внутренних

и внешних сферах Земли, к деформациям земной коры и ее рельефа. Уменьшение скорости вращения внешних оболочек Земли относительно внутренних вызывает движение — дрейф материковых плит на запад. Кроме того, в результате неодинаковой скорости вращения Северного и Южного полушарий Земли происходит как бы «скручивание» Северного полушария относительно Южного, что ведет к их деформации и образованию разломов, в том числе серии крупных широтных разломов, пересекающих дно океанов и уходящих на континенты. Примерами могут служить гигантские разломы Атлантического и Тихого океанов. Ротация обусловливает развитие закономерно-ориентированных систем трещин горных пород, выраженных и в рельефе.

Тектонические движения и деформации земной коры, имеющие рельефообразующее значение, вызываются также гравитационным воздействием Луны. Вызванная последней приливная волна в твердой оболочке со скоростью 1700 км/ч дважды в сутки поднимает и опускает каждую точку земной поверхности. Наибольшая амплитуда такого движения (до 50 см) наблюдается в экваториальном поясе. Этот процесс «расшатывает» горные породы, ведет к развитию в них трещиноватости.

2.2. ЭКЗОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ

Постоянно действуют на суше, в морях и океанах. Это выветривание, работа рек, ледников, ветра, морских и океанических течений, мерзлоты, живых организмов, в том числе человека, и других геологических агентов. Деятельность экзогенных процессов заключается в разрушении одних форм рельефа и создании других, перемещении продуктов разрушения и их накоплении. Таким образом, под действием экзогенных процессов происходит непрерывное образование вещества, его перенос и отложение с образованием форм рельефа. Совокупность процессов разрушения и переноса их продуктов называется *денудацией* (от лат. denudation — обнажение). Результат денудации — снижение поверхности Земли. Денудация проявляется в разных формах (процессах), охватывающих как отдельные небольшие участки, так и большие площади, она может быть линейно действующая и плоскостная. Часто под денудацией понимается только плоскостная, а линейная выделяется отдельно под названием

эрозия (см. ниже). Одновременно с денудацией происходит *аккумуляция* продуктов денудации в понижениях рельефа или впадинах. Аккумуляция по своим пространственным масштабам (охвату территорий) может быть региональной и локальной. Результат аккумуляции — повышение поверхности. Оба процесса — денудация и аккумуляция — в итоге ведут к выравниванию рельефа.

В деятельности каждого геологического агента — льда, воды, ветра и др. — есть денудационная и аккумулятивная составляющие. Например, реки, врезаясь в геологический субстрат, производят его *эрозию* (от лат. erosion — разъедание), ледники выпахивают поверхность, по которой они движутся, производят *экзарацию* (от лат. exaratio — выпахивание). Но и реки, и ледники в определенных местах откладывают захваченный и несомый ими материал, образуя аккумулятивные формы рельефа (поймы, террасы, моренные равнины и т. д.).

Движение водных и воздушных масс, перемещение продуктов выветривания и их аккумуляция происходят в значительной мере благодаря силе тяжести, повсеместно и непрерывно действующей на Земле. Поэтому сила тяжести является движущей силой всех экзогенных процессов.

К экзогенным относятся и *космогенные* процессы, в частности, метеоритная бомбардировка Земли. Она проявлялась, главным образом, на ранних стадиях формирования земной коры. В результате вся поверхность Земли была испещрена кратерами разных размеров. Большая их часть на протяжении геологической истории была переработана другими процессами и/или погребена, но некоторые из них, особенно возникшие сравнительно недавно, сохранились и проявлены в современном рельефе.

Биогенные процессы. Живые организмы (живое вещество, по В. И. Вернадскому) могут непосредственно участвовать в рельефообразовании, создавая самостоятельные формы в виде коралловых построек (рифы, атоллы), устричных банок, обусловливая мангровый или маршевый тип берегов, развитие болот и образуя самые малые формы рельефа — наноформы (термитники, норы и т. д.). Они также косвенно влияют на развитие рельефа через биологическое выветривание пород.

Техногенные (от греч. techne — мастерство, genēs — рождение) *процессы*, или преобразование земной поверхности деятельностью человека. По своим результатам они сопоставимы с природными

процессами. Техногенным процессам подвержена приповерхностная часть земной коры, называемая геологической средой, испытывающая изменения в результате строительства и эксплуатации различных инженерных сооружений. Под нагрузкой последних, особенно если это сопровождается большим отбором подземных вод, происходит оседание земной поверхности. Над подземными выработками вследствие обрушения кровли может происходить оседание поверхности и образование провалов. Проседание поверхности происходит также вследствие откачки подземных вод для целей водоснабжения, при эксплуатации нефтяных и газовых месторождений. Такие просадки или депрессионные воронки имеют диаметр в несколько десятков километров при глубине до первых десятков метров. При открытой разработке полезных ископаемых создаются многочисленные, в том числе гигантских размеров, углубления — карьеры. Соответственно создаются более или менее крупные положительные формы рельефа — терриконы, отвалы и др. Строительство водохранилищ, каналов, дамб и др. меняет ход природных процессов — эрозии, аккумуляции, течений рек и т. д., что вызывает изменение рельефа.

Факторами, приводящими в действие экзогенные процессы, являются солнечная радиация, ротация, лунные приливы, эндогенные процессы, деятельность человека. Среди них основным фактором является солнечная радиация.

Солнце поставляет на Землю тепло, определяя ее *климатическую структуру* и, следовательно, разнообразные экзогенные процессы и их распределение на земной поверхности. Климат, таким образом, — фактор в существенной мере космогенный. Но на него влияют местные условия. Он зависит от количества тепла, получаемого поверхностью Земли от Солнца, и от влажности. Однако тепло и влажность неравномерно распределяются на поверхности Земли, что зависит от широты и высоты местности и близости или удаленности от морей и океанов. Выделяют *нивальный* (от лат. nivalis — снежный, холодный) климат, характеризующийся постоянным существованием снега и льда, *субарктический* климат областей развития постоянной мерзлоты, *гумидный* (от лат. humidus — влажный) климат, характеризующийся значительным количеством осадков, и *аридный* (от лат. aridus — сухой) климат с малым количеством осадков. Гумидный и аридный климаты могут быть теплыми и хо-

лодными. Например, теплый или жаркий гумидный климат субтропиков и тропиков и холодный и влажный субарктический климат в Скандинавии и т. д. Существуют переходные разновидности климата, определяемые различными сочетаниями тепла и холода с сухостью или влажностью. Распределение климатических условий на поверхности Земли подчиняется горизонтальной и вертикальной зональности. Соответственно экзогенные процессы и созданные ими формы рельефа также подчиняются климатической зональности (см. гл. 12).

Ротация вызывает горизонтальное смещение речных русел, морских и океанических течений и соответствующую направленность эрозионных и аккумулятивных процессов. Вызванная ротацией трещиноватость пород используется эрозией водных потоков и предопределяет «геометрию» рельефа.

Гравитационная энергия притяжения Луны и Земли является причиной регулярного ритмичного чередования приливов и отливов на побережьях морей и океанов.

Эндогенные процессы выступают в качестве фактора экзогенных процессов. Созданные под влиянием тектонических движений неровности земной поверхности в виде положительных и отрицательных форм рельефа приводят в действие или влияют на пространственное распределение и интенсивность различного рода экзогенных процессов — перемещение продуктов выветривания, деятельность воды, ветра и т. д., определяют процессы денудации и аккумуляции, рисунок гидрографической сети и многие другие особенности рельефообразования.

Деятельность человека также является фактором, вызывающим некоторые опасные экзогенные процессы: оползание склонов при их подрезке во время строительства дорог, каналов, активизацию карстовых процессов при откачке подземных вод и др.

Таким образом, в формировании рельефа земной поверхности участвуют эндогенные процессы (тектонические движения и магматизм) и экзогенные процессы (выветривание, деятельность различных геологических агентов, биогенные и техногенные процессы). Основными факторами, вызывающими действие всех этих процессов, являются внутренние (тепловая и гравитационная энергии Земли, тектонические движения) и внешние. К внешним

факторам относятся космические, или планетарные (воздействие Солнца и Луны), и земные (ротация и воздействие биосферы).

Главным законом геоморфологии, определенным немецким исследователем В. Пенком еще в начале XX в., является *постоянное взаимодействие эндогенных и экзогенных процессов*. Рельеф земной поверхности — от планетарных форм до микроформ во все этапы геологической жизни Земли представляет результат воздействия экзогенных процессов на неровности земной поверхности, созданные эндогенными процессами — тектоникой и магматизмом. Суммарное действие тех и других в масштабе геологического времени вполне соизмеримо. По роли в создании рельефа и скорости его преобразования они также сопоставимы. Например, горы, созданные тектоническими движениями, могут быть полностью разрушены экзогенными процессами до состояния равнины. Существующая дифференциация рельефа обусловлена тем, что тектонические движения (поднятия и опускания) не компенсированы денудацией и аккумуляцией.

На Земле практически не существует чисто эндогенных форм рельефа, они всегда несут признаки более или менее глубокого преобразования (моделирования) экзогенными процессами. В качестве примера можно привести такой факт. Тектонический уступ, возникший во время Спитакского землетрясения в Армении в декабре 1988 года, уже в ближайшую весну был испещрен рытвинами и бороздами, образовавшимися в результате плоскостного смыва. Или другой пример: склоны вулканов во время извержений покрываются лавами, а после ее застывания сразу же расчленяются эрозией.

На других планетах — Марсе, Венере, Меркурии и Луне — эндогенный рельеф может существовать практически в чистом виде, т. к. экзогенные процессы развиты там очень слабо из-за отсутствия атмосферы (или сильной ее разреженности), гидро- и биосферы.

Часть II

ЭНДОГЕННЫЙ (СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКИЙ) РЕЛЬЕФ

ГЛАВА 3

РЕЛЬЕФООБРАЗУЮЩЕЕ ЗНАЧЕНИЕ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА ГОРНЫХ ПОРОД И УСЛОВИЙ ИХ ЗАЛЕГАНИЯ

Земная поверхность — это тектоническая структура, созданная на протяжении всей истории геологического развития и преобразованная комплексом разнообразных экзогенных процессов. В ней находят отражение как молодые, так и древние тектонические структуры. Задача — выделить те и другие и оценить их роль в формировании современного рельефа. Отчасти роль различных по возрасту структур в формировании рельефа зависит от вещественного состава слагающих их пород.

3.1. ПРОЯВЛЕНИЕ В РЕЛЬЕФЕ ВЕЩЕСТВЕННО-СТРУКТУРНЫХ ОСОБЕННОСТЕЙ СУБСТРАТА

Вещественный состав, структура и текстура горных пород, слагающих приповерхностную часть земной коры, условно объединяемые термином «литология», существенно влияют на морфологию, или внешний облик, рельефа земной поверхности. В общем случае от твердости, устойчивости пород к различным видам выветривания и разрушения зависит крутизна склонов, форма вершин, водоразделов, долин и т. д. При этом определенное значение имеют не только состав и свойства пород, но и однородность, характер трещинова-

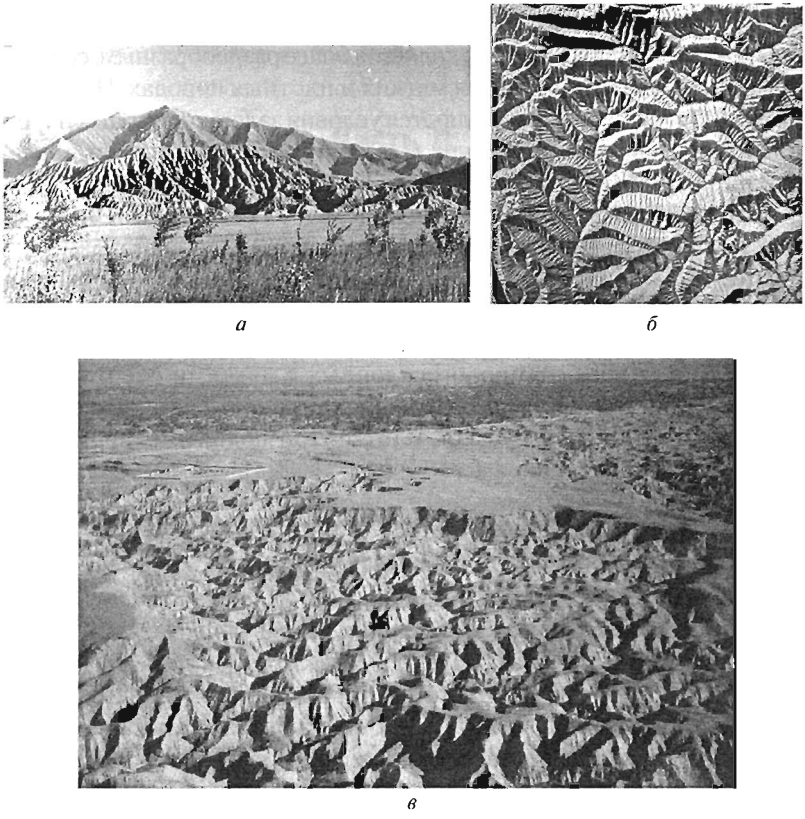
тости, особенности сочетания плотных и мягких пород, мощность чередующихся слоев. Рельеф является более разнообразным, если он развит на переслаивающихся мягких и плотных породах. При этом принципиально важными являются условия залегания горных пород или их геологическая структура. Слои могут залегать горизонтально, наклонно, быть смятыми в складки и нарушенными разрывами.

При *горизонтальном залегании пород,* выведенных на поверхность, морфология рельефа зависит от их состава и степени расчленения. На однородных по вещественному составу и крепости породах, главным образом мягких, в процессе их разрушения развивается рельеф также однородный. В областях слабых поднятий рельеф имеет характер пологосклонных с мягкими очертаниями возвышенностей. Они широко распространены на платформах, например, в пределах Русской плиты. При поднятии территории эрозионная расчлененность рельефа, развитого как на твердых, так и на мягких породах, может достигать степени «бедленда» (англ. bad lands — плохие, или дурные земли), дробно расчлененного, трудно проходимого. Подобного типа рельеф характерен для предгорных, преимущественно аридных районов (рис. 3.1).

На неоднородных по вещественному составу породах, а также однородных крепких породах образуются *плато*, бронированные крепкими, стойкими к разрушению осадочными породами — известняками, песчаниками, конгломератами и др. или лавами (рис. 3.2 *А*).

При этом склоны возвышенностей имеют ступенчатый характер, обусловленный развитием структурных террас — площадок, образованных поверхностью крепких пластов. Такого типа рельеф широко развит на высоких возвышенностях платформ. Примерами являются Приволжская и Бугульминско-Белебеевская возвышенности, Уфимское плато на Русской платформе, плато Колорадо в Северной Америке и многие др. Такие формы характерны и для многих районов в горных областях.

На *моноклинально залегающих породах* при пологом (до 12°) наклоне слоев и благоприятном вещественном их составе, когда крепкие породы (известняки, конгломераты, песчаники и др.) залегают на мягких (глинах, песках и др.), или при переслаивании крепких и мягких пород, под действием эрозии образуется *куэстовый* (от исп. cuesta — откос, склон горы) рельеф. Это асимметричные возвышенности, у которых один склон — длинный и пологий — совпадает с па-



а *б*

в

Рис. 3.1. Дробнорасчлененный рельеф типа «бедленд»:

а — предгорья Сев. Тянь-Шаня; *б* — то же на аэрофотоснимке; *в* — предгорья Загроса (Иран)

дением пород и обычно бронирован пластом крепких пород, а другой склон — более крутой и короткий — является резко секущим относительно слоев пород, слагающих возвышенность (рис. 3.2 *А* (*б*)).

Иногда на нем выражена ступенчатость. Ступени выработаны на плотных, наклонно залегающих породах. Такого типа рельеф развит в Крымских горах, все три гряды которых являются куэстами (рис. 3.2 *Б*), на Северном Кавказе, например, в Дагестане, в Копет-Даге и во многих других областях.

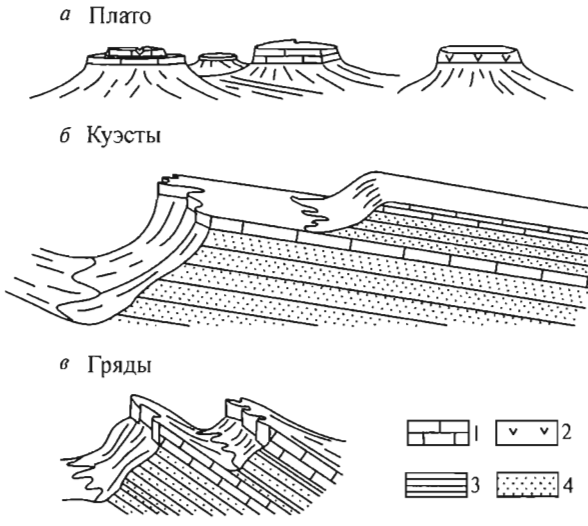


Рис. 3.2 *А*. Формы рельефа в зависимости от литологии и залегания пород (по М. Ю. Никитину):

а — при горизонтальном залегании; *б* — при пологом наклоне; *в* — при крутом наклоне; 1 — известняки; 2 — базальты; 3 — глины; 4 — аргиллиты и алевролиты

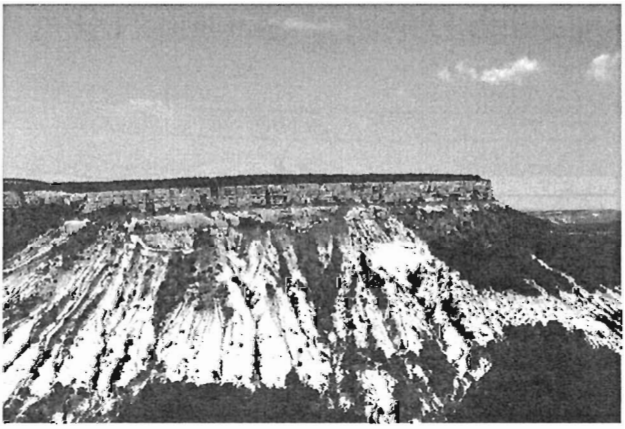


Рис. 3.2 *Б*. Куэста Беш-Кош (Крым) (фото А. А. Зарщикова)

При более крутом залегании слоистых толщ горных пород на однородных твердых или переслаивающихся твердых и мягких породах образуется *грядовый* рельеф, широко развитый в горных районах (рис. 3.2 А (в)), отличающийся более симметричным строением возвышенностей (гряд), по сравнению с куэстовым.

3.2. РЕЛЬЕФ, ОБРАЗУЕМЫЙ ДРЕВНИМИ СКЛАДЧАТЫМИ И РАЗРЫВНЫМИ СТРУКТУРАМИ

Здесь имеются в виду особенности рельефа, связанные с тектоническими структурами, которые сформировались в различные эпохи тектоно-магматической активизации — в архее, протерозое, палеозое, мезозое и раннем кайнозое, но затем прекратили свое активное развитие и перешли в категорию пассивных. Такие структуры называют также мертвыми, неразвивающимися (Н. П. Костенко). Эти древние структуры проявляются в рельефе, только если они выведены на поверхность новейшими тектоническими движениями как в горных, так и в платформенных районах. Здесь они выступают уже лишь в качестве пассивных элементов неотектонических структур. В районах, испытывающих относительное или абсолютное прогибание, древние структуры погребены под чехлом отложений различной мощности и не оказывают влияния на рельеф (рис. 3.3), если не облекаются тонким чехлом отложений.

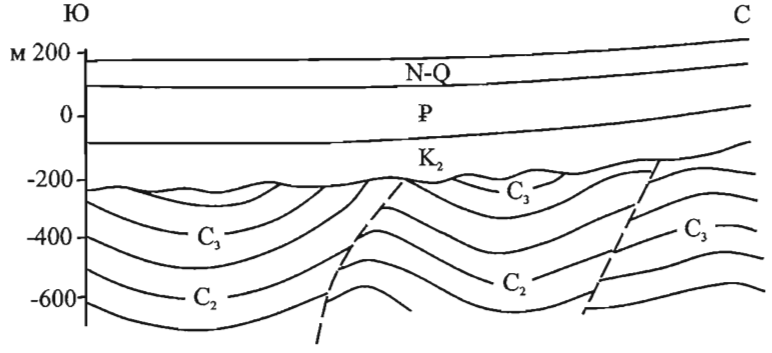


Рис. 3.3. Древние деформации (складки и разрывы в каменноугольных отложениях), погребенные под чехлом горизонтально лежащих более молодых пород (юго-восточный склон Воронежской антеклизы)

Примером погребенных древних структур являются фундаменты всех платформ, сложенные древними дислоцированными породами, перекрытыми чехлом осадочных или вулканогенных пород.

3.2.1. Складчатые структуры. В областях длительной денудации, испытывающих и в настоящее время слабые поднятия (например, Балтийский и Украинский щиты древней Восточно-Европейской платформы, более молодые поднятия Казахского щита, Донецкого кряжа и др.), древняя складчатая структура хотя и обнажена, но разрушена и обычно сглажена. Часто она лишь просвечивает сквозь маломощный чехол четвертичных отложений (рис. 3.4) и не образует значительных форм рельефа, определяя в основном только некоторые его детали.



Рис. 3.4. Древняя складка, «просвечивающая» через чехол четвертичных отложений (Казахстан) (аэрофотоснимок)

В горных областях, состоящих из новейших рельефообразующих структур земной коры: поднятий-хребтов и прогибов-впадин, — древние складчатые структурно-вещественные комплексы являются пассивными элементами и находятся уже в новой композиции. В пределах впадин так же, как и в фундаментах платформ, древние структуры, будучи погребенными под толщей осадков, практически не проявляют себя в рельефе поверхности. В пределах же хребтов

и кряжей эти формы занимают различное положение на их склонах и водоразделах и, в зависимости от своих размеров, литологических и структурных особенностей, а также процессов разрушения, поразному проявляют себя в рельефе.

Древние складки выражены в рельефе *прямо*, когда антиклиналям соответствуют возвышенности (рис. 3.5 *А* 1), а синклиналям — эрозионные понижения (рис. 3.5 *А* 2).

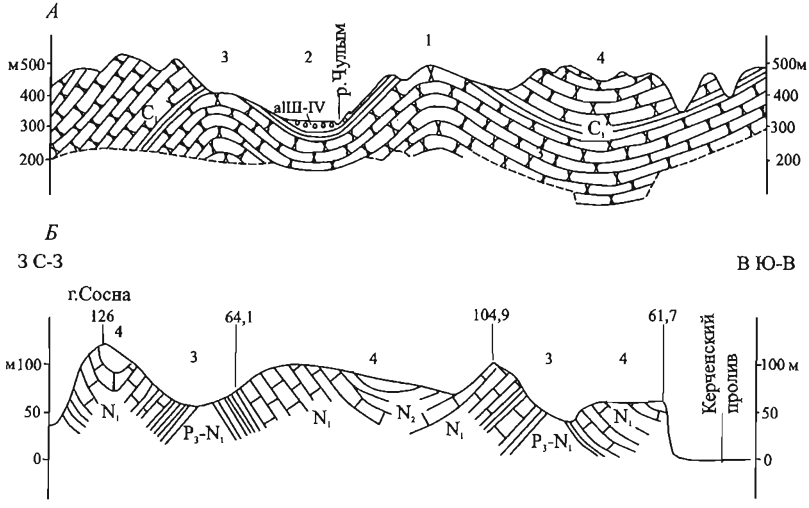


Рис. 3.5. Отражение в рельефе не развивающихся складок:

А — герцинские складки (Зап. Саяны); *Б* — альпийские складки (Керченский полуостров, Крым); антиклинали (1) и синклинали (2), прямо выраженные в рельефе; антиклинали (3) и синклинали (4) с обращенным рельефом

Часто это связано с плотностью пород, т. е. ядра антиклиналей сложены плотными, а ядра синклиналей — мягкими породами. При этом первичная форма складок нарушена процессами денудации. Однако встречаются отпрепарированные складки. Тогда в антиклинальной возвышенности ее склоны совпадают с падением крыльев складки, а валообразный рельеф отражает форму складки (рис. 3.6).

Но весьма широко распространены и так называемые *обращенные формы рельефа*, когда антиклинальной складке соответствует эрозионное понижение (рис. 3.5 *Б* 3), а синклинальной складке — возвышенность (рис. 3.5 *А* 4, 3.5 *Б* 4, рис. 3.7).

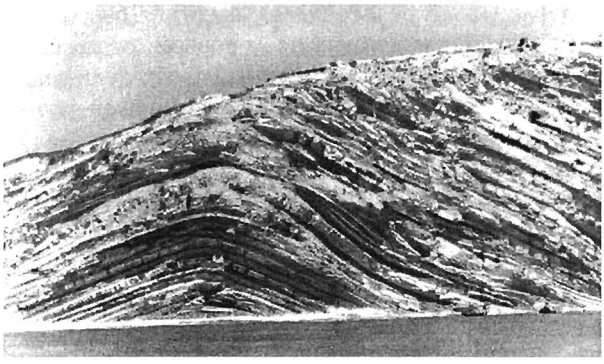


Рис. 3.6. Прямой рельеф. Древняя антиклиналь, в рельефе образующая возвышенность. Ее склоны совпадают с падением крыльев (Сев. Тянь-Шань) (фото Н. В. Фроловой)

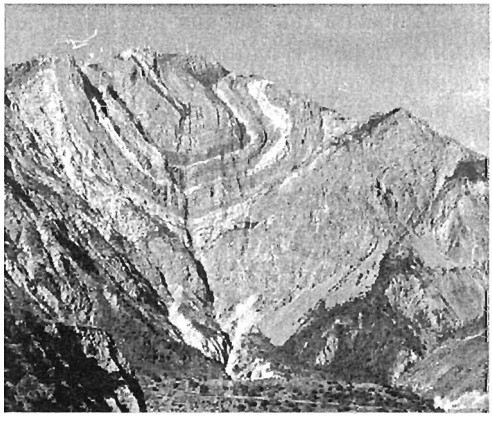


Рис. 3.7. Обращенный рельеф. Сундучная синклиналь в меловых отложениях, образующая возвышенность (Сев. Памир)

Развитие обращенного рельефа, особенно на антиклиналях, помимо плотности пород, может быть вызвано повышенной их трещиноватостью в сводовых частях складок и вследствие этого более интенсивным разрушением. Примеры такого соотношения древних складчатых структур с рельефом можно видеть во многих предгорных и горных районах, а также на платформенных возвышенностях. Причем возраст складок может быть самый различный. На Керченском полуострове

в Крыму обращенный рельеф характерен для совсем молодых, но отмерших складок, сложенных неогеновыми отложениями. Здесь в зонах четвертичных поднятий синклинали образуют возвышенности (см. рис. 3.5 *Б* 4), а разрушенные ядра антиклиналей дают понижения в рельефе (см. рис. 3.5 *Б* 3). Другим примером могут служить мезозойские соляные купола в Прикаспийской впадине, в сводах которых образовались понижения, заполненные озерами.

На древних деформациях в зависимости от вещественного состава пород рельеф может иметь промежуточный характер: крепкие или плотные породы, слагающие ядра или крылья складок, в рельефе будут давать возвышенности, а мягкие — понижения. Более подробно рельеф древних складок в зависимости от формы замка, наклона осевой поверхности рассмотрены Н. П. Костенко в учебнике «Геоморфология» (1999).

3.2.2. Разрывные нарушения. Выражение в рельефе древних или «мертвых» разрывов так же, как и складок, зависит, прежде всего, от литологии пород. В однородных по составу породах разрывные нарушения разных типов: сбросы, взбросы, сдвиги — в рельефе обычно не выражены в виде соответствующих ступеней или уступов, т. к. крылья в силу однородности состава разрушаются одинаково. Однако на месте разрыва, как ослабленной зоны дробления, обычно формируется линейное понижение (рис. 3.8 *А* 1 и 2), выраженное эрозионной формой — ложбиной, оврагом или долиной реки, — представляющее *линеамент* (см. гл. 19).

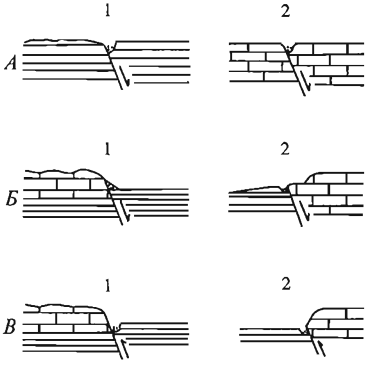


Рис. 3.8. Выражение в рельефе древних разрывных нарушений (схема):

А — в однородных породах мягких (1), плотных (2). Сброс (*Б*) и взброс (*В*), висячие крылья которых сложены породами мягкими (1), твердыми (2)

Иногда зоны древних разрывов или трещин использованы кварцевыми жилами или дайками, которые, будучи тверже вмещающих пород, выступают в рельефе грядками. С кварцевыми жилами часто связано различное оруденение (золото, сульфиды, марганец и др.)

В неоднородных по плотности породах, особенно когда крылья разрыва сложены существенно различными породами, разрывные дислокации могут создавать формы рельефа. Так, если висячее крыло древнего сброса сложено мягкими породами, а лежачее — твердыми, то формируется уступ, прямо отражающий древнюю дислокацию (см. рис. 3.8 *Б* 1). Если же висячее крыло сброса сложено твердыми, а лежачее — мягкими породами, то созданный здесь эрозионно-денудационный уступ может представлять обращенную форму рельефа (рис. 3.8 *Б* 2). Похожие формы возникают при взбросовом нарушении (рис. 3.8 *В* 1 и 2).

Древние сдвиговые нарушения, как правило, не образуют особые формы рельефа, но как ослабленные зоны (дробления, трещиноватости) используются эрозионными формами — руслами временных или постоянных потоков и также представляют линеаменты (см. гл. 19).

Таким образом, выражение в рельефе древних складчатых и разрывных структур возможно только в областях поднятий, где они выведены на поверхность. Отдельные антиклинальные или синклинальные складки, а также разрывные нарушения образуют прямой рельеф, т. е. соответствующий структуре, или обращенный, не соответствующий структуре, в зависимости от состава слагающих их пород.

ГЛАВА 4

ВЫРАЖЕНИЕ В РЕЛЬЕФЕ НОВЕЙШИХ СТРУКТУРНЫХ ФОРМ

Большая часть основных форм современного рельефа земной поверхности является отражением деформаций земной коры, возникших на новейшем тектоническом этапе ее эволюции. Они продолжают развиваться, в значительной мере предопределяя интенсивность и пространственное распределение процессов денудации и аккумуляции. *Новейший тектонический (неотектонический) этап* — «это отрезок времени в геологическом развитии Земли продолжительностью 35–40 млн лет, соответствующий позднему кайнозою, когда проявилась планетарная (глобальная) активизация тектонических процессов» (Н. И. Николаев). Эта активизация на большей части поверхности Земли началась с кон-

ца олигоцена (в отдельных районах с конца эоцена или начала миоцена) и продолжается по настоящее время. Образованные на этом этапе структурные формы (складки и разрывы разных типов и размеров) принято называть *новейшими*, или *развивающимися*. Именно они определяют основные черты современного рельефа Земли. Таким образом, в новейший тектонический этап возникли или окончательно оформились практически все главные формы рельефа: континенты и океаны, горные системы и равнины и многие другие. Все они являются отражением новейших структурных форм разного ранга.

Начало развития структурных форм может приходиться на разные отрезки новейшего этапа: начало (поздний олигоцен), его середину (миоцен или плиоцен) или на четвертичное время. Обычно, чем длительнее развиваются деформации, тем больше их амплитуды, тем ярче и заметнее их проявление в рельефе. Вместе с тем по мере развития структурных форм происходит их преобразование экзогенными процессами, направленное на выравнивание тектонического рельефа (разрушение поднятий и заполнение обломочным материалом опусканий). В общем случае степень преобразований тем больше, чем древнее структурные формы. При этом степень их сохранности и выраженность в рельефе зависит в определенной мере от вещественного состава слагающих их пород.

В большинстве случаев развивающиеся неотектонические деформации прямо отражены в рельефе, т. е. положительные структурные формы (различного рода поднятия) образуют также положительные формы рельефа — валы, возвышенности, хребты с более или менее расчлененным рельефом (рис. 4.1).

Отрицательным структурам в рельефе соответствуют отрицательные формы — различного рода впадины, понижения, обычно выполненные новейшими отложениями и отличающиеся равнинным рельефом (рис. 4.2).

Новейшие разрывные нарушения — от трещин до глубинных разломов — в рельефе образуют разных размеров уступы, рвы, линейные зоны эрозионных понижений и др. Обращенный рельеф для неотектонических деформаций, как правило, не характерен, хотя иногда встречается. Примерами являются неогеновые антиклинали Керченского полуострова в Крыму, ядра которых сложены глинами, а крылья — плотными известняками (рис. 4.3).

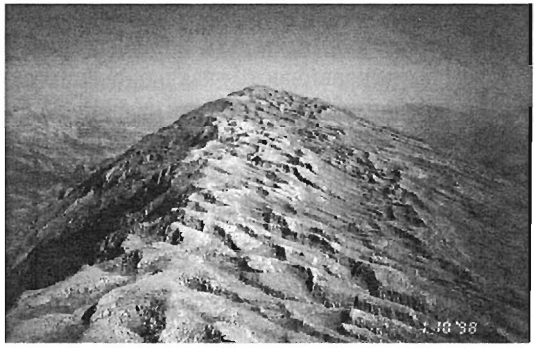


Рис. 4.1. Слабо расчлененный хребет — новейшая антиклиналь (Загрос, Иран) (фото В. И. Макарова)



Рис. 4.2. Равнинный рельеф новейшего грабена (впадина Панаминт в Провинции Бассейнов и Хребтов) (фото В. И. Макарова)

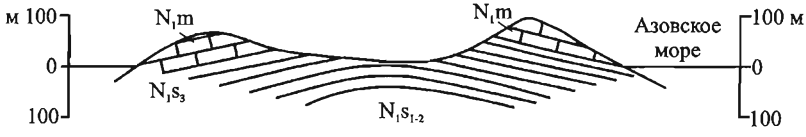


Рис. 4.3. Обращенный рельеф новейшей антиклинали (Керченский п-ов, Крым). Ядро сложено глинами, поэтому легко размывается, а крылья — плотными известняками

Выраженные в рельефе структурные формы называются *структурно-орографическими формами,* или *морфоструктурами.*

Структурные формы развиваются как в орогенных (горных), так и в платформенных (равнинных) областях на фоне общего поднятия или опускания территории. В любом случае выражение новейших структурных форм в рельефе зависит от соотношения скорости их развития и интенсивности экзогенных процессов — денудации и аккумуляции, направленных на их компенсацию, а именно на разрушение поднятий и заполнение осадками прогибов и, в общем, на выравнивание тектонических неровностей.

4.1. УСЛОВИЯ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ ВЫРАЖЕНИЕ В РЕЛЬЕФЕ НОВЕЙШИХ СТРУКТУРНЫХ ФОРМ

4.1.1. Отрицательные формы. Развитие отрицательных структурных форм, как крупных прогибов — мегасинклиналей, так и небольших синклиналей или грабенов, обычно сопровождается накоплением (аккумуляцией) (A) в их пределах терригенных и хемогенных отложений. Такие формы называются *конседиментационными* (С. С. Шульц), т. е. развивающимися одновременно с осадконакоплением, что отражается в закономерных изменениях мощности и состава слоев осадочных пород. Эти закономерности состоят в том, что активность аккумуляции и мощность слоев осадочного покрова увеличивается от поднимающихся структур в сторону опусканий; одновременно в этом же направлении уменьшается размерность частиц обломочного материала (от валунно-галечного и гравийно-песчаного материала в краевых частях впадин и на сводах локальных поднятий до глинистых отложений в центральных, наиболее опущенных частях впадин). Соответственно выражение в рельефе отрицательных структурных форм зависит от соотношения скоростей прогибания ($-T, -t$)[1] и компенсации их аккумуляцией обломочного материала (A). На этом основании выделяются три типа впадин: некомпенсированные осадконакоплением, компенсированные

[1] Здесь и ниже буквы T и t обозначают соответственно крупные и локальные тектонические деформации: (со знаком минус отрицательные, со знаком плюс положительные). Буквы D, d и A, a обозначают денудацию и аккумуляцию (D и A — проявленные регионально, d и a — на локальных участках).

и перекомпенсированные. Все они в рельефе представляют аккумулятивные равнины, иногда идеально плоские (см. рис. 4.2).

1. *Некомпенсированными* являются впадины, скорость прогибания которых больше скорости их заполнения осадками ($-T$, $-t > A$). В рельефе такие структурные формы представлены впадинами океанов и морей, а также некоторыми континентальными впадинами различных размеров, некомпенсированными осадками (рис. 4.4 I).

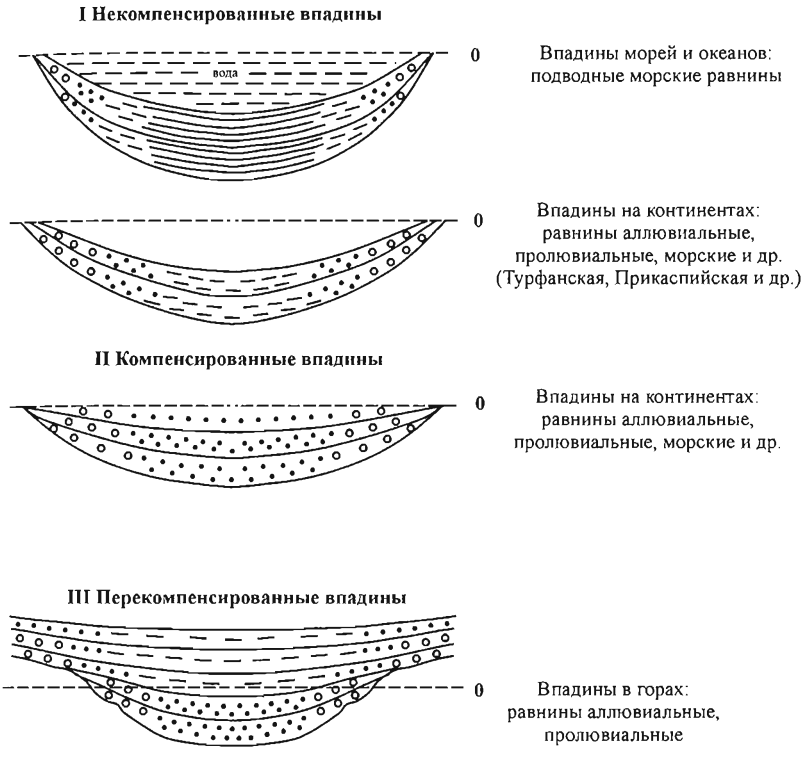


Рис. 4.4. Выражение в рельефе новейших отрицательных структурных форм

Поверхность таких впадин иногда находится ниже уровня Мирового океана. К ним относятся, например, Прикаспийская впадина и другие впадины Каспийской системы осадочных бассейнов, где сам уровень моря находится в настоящее время на абсолютной

отметке –27 м, Мертвая долина в Провинции Бассейнов и Хребтов (Сев. Америка) с абсолютной отметкой поверхности до –85 м, Турфанская впадина в Китае, поверхность которой опускается до отметок ниже –154 м. Из-за исключительной сухости климата в Турфанскую впадину поступает крайне мало обломочного материала, к тому же значительная часть его выносится ветром. Поверхность самой глубокой на суше впадины Мертвого моря находится на абсолютной отметке –392 м.

2. *Компенсированными* называются впадины, прогибание которых компенсируется аккумуляцией в них осадков ($-T$, $-t = A$), и в общем не происходит существенного изменения высоты их поверхности. При этом мощность осадков увеличивается к центру впадин, в этом же направлении уменьшается их грубость. Образующиеся равнины имеют различный генезис в зависимости от климатических условий и механизмов выноса и перераспределения обломочного материала: аллювиальный, пролювиальный, морской и др. Примерами такого развития являются Западно-Кубанская в Предкавказье, Ферганская на Тянь-Шане и многие другие предгорные и межгорные впадины (см. гл. 16), а также прогибы на платформах (Окско-Донской, Приазовский и др.). При этом дно впадин понижается, а поверхность остается на одном или близком гипсометрическом уровне (см. рис. 4.4 II).

3. *Перекомпенсированными* называются впадины, в которых скорость аккумуляции превышает скорость тектонического прогибания ($-T$, $-t < A$, a). При этом происходит перевыполнение впадин осадками. Осадки выходят за их пределы и перекрывают склоны прилежащих поднятий. Таким образом, область аккумуляции расширяется, и образующиеся равнины повышают свою поверхность (см. рис. 4.4 III). Примерами являются многие горные впадины, сопряженные с хребтами, со склонов которых сносится большое количество обломочного материала, не успевающего выноситься реками за пределы впадин. Иногда такая интенсивная аккумуляция вызвана подпруживанием речных долин растущими поднятиями или крупными оползнями и обвалами, что также задерживает вынос материала.

4.1.2. Положительные формы. Выражение в рельефе положительных структурных форм также зависит от соотношения скоро-

стей их роста ($+T$, $+t$) и денудационного разрушения (D). В своем развитии положительные структурные формы (поднятия) могут проходить три стадии: конседиментационную, конденудационную и конэрозионную (С. С. Шульц, Н. П. Костенко).

Конседиментационными называются поднятия, развивающиеся в пределах морских или континентальных прогибов, заполняемых осадками, если скорость роста такого поднятия меньше скорости аккумуляции во впадине ($+t < A$). Поднятие будет погребено под осадками и не будет выражено в рельефе. Но его рост влияет на условия седиментации и будет отражен в разрезе осадочного покрова: на своде поднятия мощность осадков сокращена, их состав более грубый, чем на крыльях (рис. 4.5 [1]).

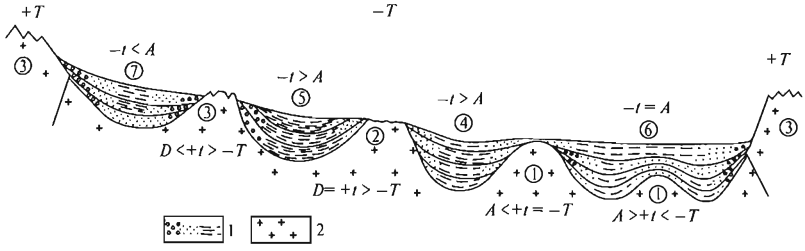


Рис. 4.5. Принципиальная схема развития локальных структур в пределах межгорной впадины:

цифрами в кружках обозначены: 1–3 — локальные поднятия (1 — конседиментационное, 2 — конденудационное, 3 — конэрозионное); 4–7 — локальные впадины (4 — некомпенсированная с расширением области аккумуляции, 5 — некомпенсированная с сокращением области аккумуляции, 6 — компенсированная, 7 — перекомпенсированная); $-T$ и $-t$ — условная интенсивность общего прогибания межгорного прогиба ($-T$) и локальных впадин ($-t$); $+T$ и $+t$ — условная интенсивность роста хребтов ($+T$) и локальных внутридепрессионных поднятий ($+t$); D, A — условная интенсивность процессов денудации (D) и аккумуляции обломочного материала (A); 1 — осадочные отложения (галечники, пески, глины); 2 — коренные породы

Конседиментационно развивающиеся поднятия важны тем, что многие из них являются нефтегазоносными. Они находятся во впадинах горных областей и в пределах платформенных равнин (Русская равнина, Западная Сибирь и др.), в том числе шельфовых.

Конденудационными являются поднятия, рост которых компенсируется денудационным их разрушением ($+t = D$), и их поверхность

в общем не повышается или повышается незначительно. Как только поднятие появляется на поверхности, оно нивелируется (срезается) процессами эрозии, плоскостного смыва, абразии (если поднятие растет в море). В рельефе такое поднятие не создает значительной возвышенности (рис. 4.5 [2]), но будет проявлено некоторой денудационной равниной, в пределах которой на поверхность выведены более древние породы геологического разреза (иногда цоколя) и которая будет выделяться развитием форм денудационного рельефа. О существовании и развитии такого поднятия можно предполагать на основании состава и строения коррелятивных отложений, которые аккумулируются за его пределами, или по некоторым геоморфологическим признакам: большей глубине вреза эрозионных русел на участке поднятия по сравнению с соседними участками, подпруживанию потоков или заболоченности перед растущим поднятием или в его пределах и некоторым другим признакам, рассмотренным ниже (см. гл. 19).

Конэрозионное развитие характерно для поднятий, скорость роста которых превышает скорость денудационных процессов ($+T, +t > D$), и они подвергаются эрозионному расчленению. Это наиболее распространенные условия: большая часть положительных форм рельефа земной поверхности, отражающих новейшие тектонические поднятия, находится в стадии конэрозионного развития. Даже незначительное превышение скорости тектонических движений над скоростью нивелирующих процессов приведет к появлению положительной формы рельефа (рис. 4.5 [3]). По мере роста поднятие разрушается различными процессами, в комплексе которых самым значимым является линейная эрозия. Значительная скорость поднятия может привести к резкому отрыву более или менее обширных территорий от основных базисов эрозии и их значительному эрозионному расчленению только по краям, тогда как внутренние области могут оставаться слабо расчлененными плато. Такой рельеф известен в Центральном Тянь-Шане (сырты), на Памире, в Тибете, Андах.

Среди конэрозионных поднятий, выраженных в рельефе, особое место занимают соляные купола, многие из которых образовались в новейшее время и продолжают расти и сейчас. Высокая пластичность соли и низкий удельный ее вес, по сравнению с другими осадочными породами, являются причиной «всплывания» соли к поверхности. Перекрывающие отложения или протыкаются

соляными столбами и массивами, или приподнимаются, образуя купола и валы с соляным ядром. Наиболее крупные из них поднимаются более чем на 800 м над окружающей поверхностью (купол Ходжамумин в Средней Азии, рис. 4.6).

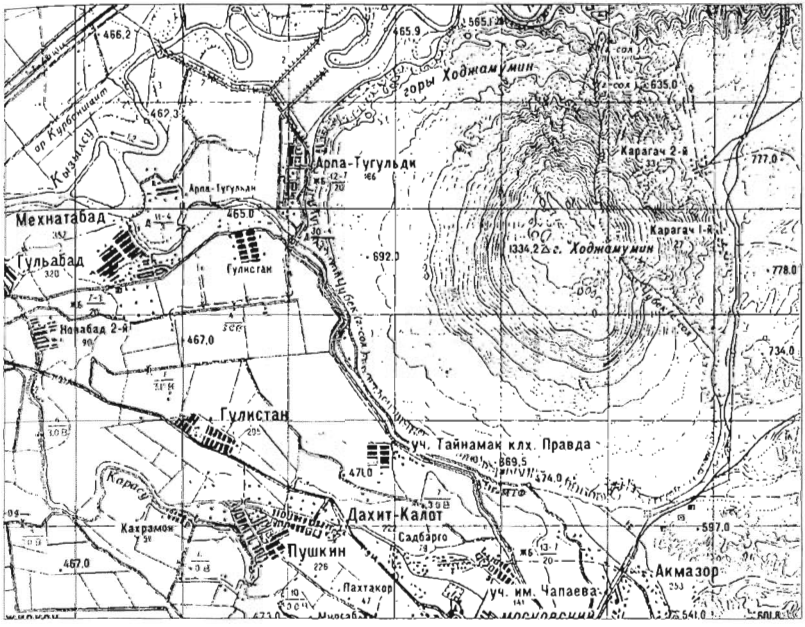


Рис. 4.6. Соляной купол Ходжамумин (Средняя Азия)

Скорость современного поднятия куполов определяется в 1–2 мм/год. Соляные купола широко развиты в Прикаспийской впадине, Предкарпатском прогибе и др.

Дислокации слоистых толщ земной поверхности, которые образовались после их накопления в осадочных бассейнах и не характеризуются указанными закономерностями, называются *постседиментационными*. Будучи вскрытыми (экспонированными) на земной поверхности, они отражаются лишь формами и элементами денудационного рельефа. В качестве примера рассмотрим рис. 4.7.

Неизменность литологического состава и мощности слоев песчано-глинистых и глинисто-карбонатных отложений (2–5

в условных обозначениях) на своде и крыльях свидетельствует, что по отношению к этим слоям антиклиналь является постседиментационной. Ее поднятие относится ко времени накопления и, вероятно, последующего разрушения самого верхнего слоя песчаных глин (см. рис. 4.7 [1]). Только для этого времени поднятие этой антиклинали может быть определено как конседиментационное и конденудационное.

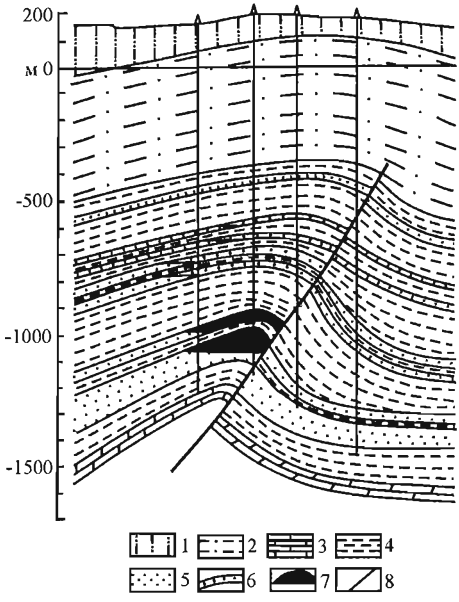


Рис. 4.7. Возвышенность, соответствующая антиклинальному изгибу осадочных отложений, осложненному взбросовой дислокацией в ядре складки (нефтеносная структура Дро Село (Югославия) (из И. В. Высоцкого):

1–5 — отложения терригенной толщи плиоценового возраста (1 — песчаные глины, 2 — переслаивающиеся пески и глины, 3 — мергели, 4 — глины, 5 — пески и песчаники), 6 — газ, 7 — нефть, 8 — разрыв

4.1.3. Выражение в рельефе новейших разрывов. Новейшие разрывы — сбросы, взбросы и надвиги — в рельефе выражены, как правило, прямо, образуя уступы (рис. 4.8, 4.9), хорошо читаемые и на топографических картах (рис. 4.10).



Рис. 4.8. Уступ, образованный взбросом в четвертичном конусе выноса (Сев. Тянь-Шань)

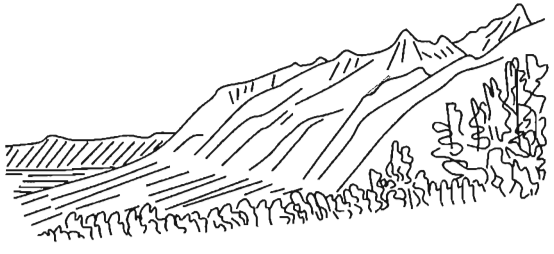


Рис. 4.9. Сбросовый уступ в Тункинской впадине в Забайкалье (по Г. Ф. Уфимцеву)

При этом плоскости сбросов, срезающих водораздельные гребни, образуют склоны треугольной и трапециевидной формы, называемые *фасетами* (рис. 4.11).

Такие формы развиты преимущественно в горах и реже на платформенных равнинах. Видимая высота уступа постепенно становится меньше амплитуды тектонического смещения, т. к. денудационные процессы, с одной стороны, приводят к разрушению, некоторому снижению и выполаживанию первичного тектонического уступа и, с другой стороны, поверхность опущенного крыла у подножья уступа повышается в результате накопления обломочного материала (осыпи, делювий и т. д.) (рис. 4.12 *А*, *Б*).

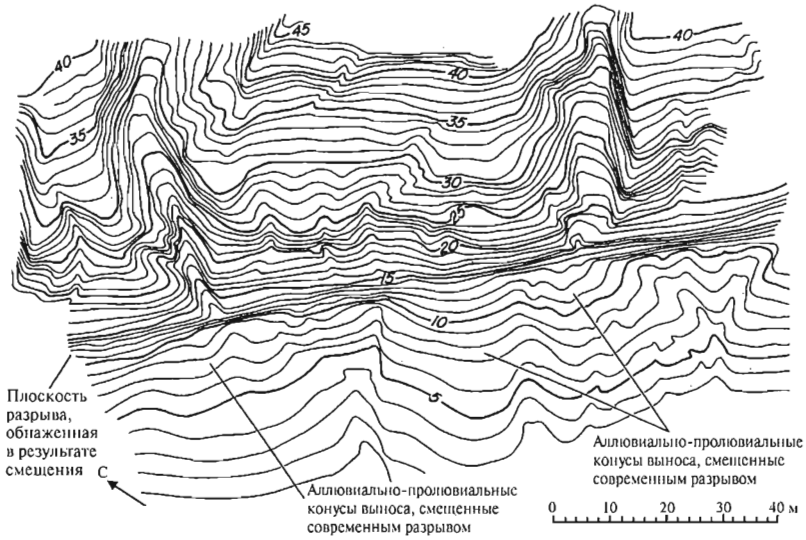


Рис. 4.10. Выражение тектонического уступа на топографической карте (по К. Мюллеру и Т. Роквеллу, с упрощением)



Рис. 4.11. Тектонический сбросовый уступ юго-восточного крыла Ольхонского поднятия (Прибайкалье) с характерными треугольными плоскостями-фасетами (по Г. Ф. Уфимцеву)

В целом же высота уступа зависит от скорости перемещения по разрыву, прочности слагающих его пород и скорости процессов денудации.

При незначительной скорости перемещения по разрывам (составляющей доли миллиметров в год) денудация может полностью нивелировать уступы, и их выражение в рельефе может быть едва заметным. Но в зонах разрывов, как зонах трещиноватости или

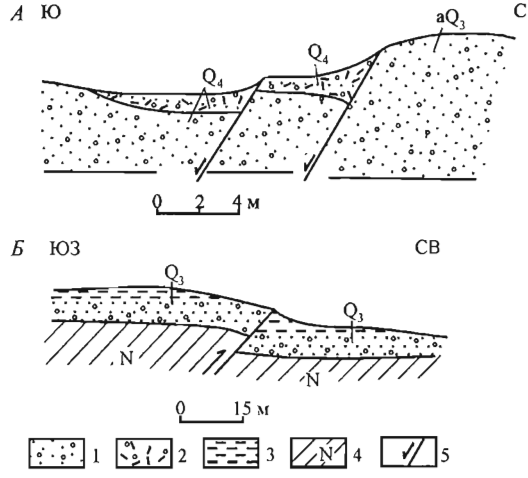


Рис. 4.12. Выражение в рельефе новейших разрывных нарушений: *А* — сбросов, *Б* — взброса (по Д. Квидонгу, с упрощением):

1 — галечно-песчаные аллювиальные отложения; 2 — делювий; 3 — суглинок; 4 — коренные отложения; 5 — направление смещения

дробления, так же, как и в случае с древними, не развивающимися разрывами, обычно сосредоточиваются эрозионно-денудационные процессы, и они маркированы различными формами рельефа, а также выходами подземных вод, и в целом представляют линеаменты (см. гл. 19). При значительной скорости смещения по разрывам и отставании денудации, что часто наблюдается у современных сейсмогенных разрывов, уступы выражены отчетливо и ярко, но и они активно расчленяются эрозией (рис. 4.13).

Особенно крупные тектонические уступы характерны для границ новейших поднятий и впадин в горных областях (рис. 4.14).

Здесь часто древние и более прочные породы, слагающие возвышенности и хребты, взброшены или надвинуты на более молодые и менее прочные отложения, слагающие впадины. Или же эта граница представляет сбросовый уступ.

Новейшие сдвиги, как правило, прямолинейны и вдоль них происходит плановое (латеральное) смещение гребней возвышенностей, русел рек, ручьев и оврагов, уступов и других форм рельефа.



Рис. 4.13. Уступ высотой около 7 м, образовавшийся в результате землетрясения 1872 г. в отложениях пролювиального шлейфа в долине Оуэнса, Калифорния, США (фото Д. Слеммонса)

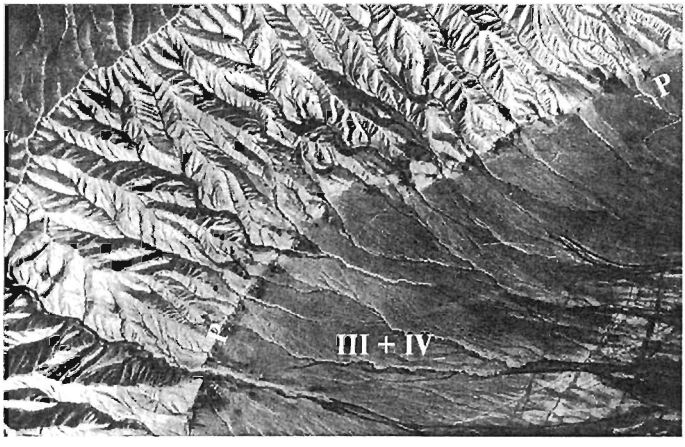


Рис. 4.14. Молодой четвертичный взбросо-сдвиг (P–P) на границе предгорий и впадины, выполненной позднеплейстоцен-голоценовыми (III–IV) пролювиальными отложениями (Центр. Тянь-Шань). (Аэрофото). Темные пятна вдоль линии разрыва — выходы грунтовых вод

По особо крупным сдвигам смещены целые хребты. При этом образуются «загораживающие» хребты, как бы запирающие речные долины. Так, по Талассо-Ферганскому разлому, секущему хребты Тянь-Шаня, их смещение достигает 10–12 км, а русла рек смещены на десятки и сотни метров (рис. 4.15).

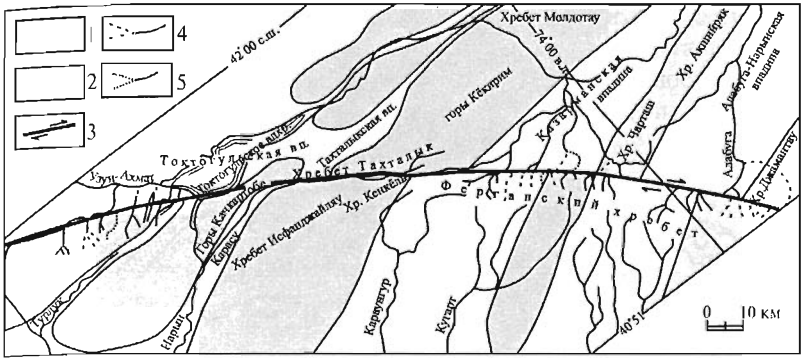


Рис. 4.15. Талассо-Ферганский разлом в Центральном Тянь-Шане — новейший правый сдвиг, по которому хребты сдвинуты на 10–12 км (по В. И. Макарову):

1–2 — обобщенные контуры (1 — поднятий хребтов, 2 — впадин); 3 — Талассо-Ферганский разлом; 4–5 — участки речных долин, испытавшие перемещение по разлому

Сдвиговые нарушения проявлены также генетически с ними связанными ромбовидными в плане впадинами (pull-apart basin) или поднятиями (push-up-ridge), которые развиваются в местах изломов сдвига и создания там локальных напряжений растяжения (в первом случае) или сжатия (во втором случае). Сдвиговые дислокации земной коры проявляются также кулисным или эшелонированным расположением локальных поднятий и сопряженных с ними понижений.

Новейшие раздвиги выражены в современном рельефе трещинами, иногда зияющими, рвами (рис. 4.16, 4.17).

В более крупных зонах растяжения развиты впадины, иногда с озерами (Байкальская впадина).

Другие геоморфологические признаки неотектонических структурных форм и современного их развития рассмотрены ниже (см. гл. 19).

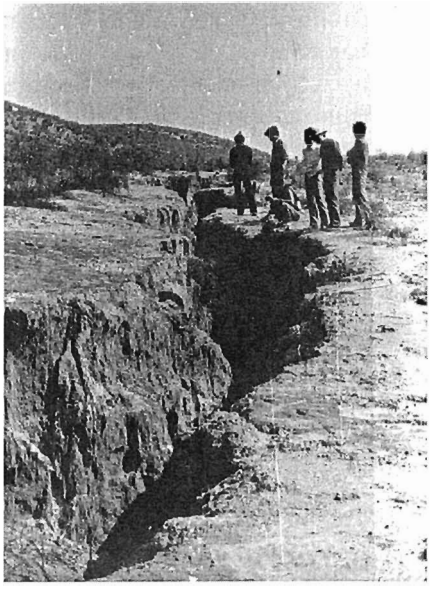


Рис. 4.16. Зияющие трещины в зоне новейшего раздвига (Сев. Вьетнам) (фото В. И. Макарова)



Рис. 4.17. Тектонический ров-раздвиг на базальтовом плато (Вост. Сибирь) (аэрофото)

4.2. РАЗЛИЧИЕ МЕЖДУ ВНУТРЕННИМ СТРОЕНИЕМ НОВЕЙШИХ СТРУКТУРНЫХ ФОРМ И ИХ ВЫРАЖЕНИЕМ В РЕЛЬЕФЕ

Развивающиеся новейшие структурные формы, как правило, имеют прямое выражение в рельефе, однако орографическая форма (форма рельефа) редко полностью соответствует тектонической форме. Например, антиклиналь, развивающаяся в новейших палеоген-четвертичных (PQ) отложениях и проходящая конседиментационную и конденудационную стадии, в рельефе земной поверхности может быть проявлена значительно более пологим изгибом (рис. 4.18 *А*).

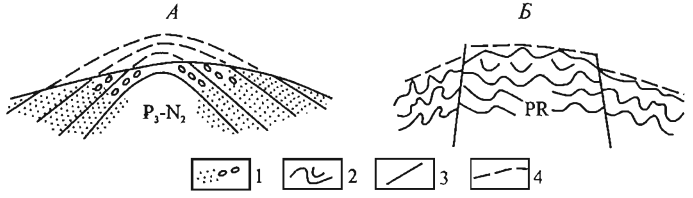


Рис. 4.18. Различие между внутренним строением и выражением в рельефе новейших положительных структурных форм:

А — антиклиналь, сложенная новейшими осадочными верхнеолигоцен-плиоценовыми отложениями (P_3–N_2); *Б* — горст, сложенный древними протерозойскими (PR) породами: 1 — осадочные породы; 2 — кристаллические породы; 3 — разрывы; 4 — срезанные в процессе роста антиклинали осадочные породы и обобщенная поверхность блоков

Это объясняется тем, что растущая складка в конденудационную стадию срезается денудацией до тех пор, пока скорость роста складки не превысит скорость денудации.

Еще большие несоответствия наблюдаются между рельефом новейших структурных форм и структурой субстрата, на котором они развиваются. Новейшие тектонические движения деформируют субстрат, вследствие чего образуются новые структурно-орографические формы, имеющие блоковое, складчато-блоковое или более сложное строение. На рисунке 4.18 *Б* новейший горст образовался на складчатом протерозойском основании (например, в пределах древнего платформенного щита). Древняя складчатая структура здесь является пассивным элементом новейшего горста.

Более или менее значительные несоответствия структурной формы с ее выражением в рельефе наблюдаются и у разрывных нарушений. Как указывалось выше, высота уступа в рельефе может

быть меньше тектонической амплитуды перемещения крыльев. Все зависит от состава пород, слагающих крылья разрыва, скорости относительного смещения этих крыльев и процессов денудации, стремящихся выровнять рельеф (см. рис. 4.12).

4.3. МОРФОЛОГИЧЕСКОЕ ВЫРАЖЕНИЕ РАЗВИВАЮЩИХСЯ РАЗНОПОРЯДКОВЫХ СТРУКТУРНЫХ ФОРМ

В земной коре имеют место разнообразные сочетания одновременно развивающихся структурных форм разных порядков, типов и знаков движений. Так, крупные положительные формы типа мегантиклиналей (например, Большой Кавказ и другие подобные поднятия), или обширные сводовые поднятия (Байкальский и ему подобные другие своды) состоят из ряда менее крупных структурных форм, как положительных (антиклиналей, горстов), так и отрицательных (синклиналей, грабенов), называемых локальными, или частными. Это же относится и к крупным прогибам типа мегасинклиналей или рифтового типа. Иначе говоря, малые структурные формы развиваются на фоне более крупных деформаций земной коры. Выражение в рельефе локальных структурных форм, входящих в состав более крупных, в общем случае зависит от соотношения скоростей развития структурных форм и интенсивности экзогенных процессов.

4.3.1. Развитие внутридепрессионных локальных поднятий (рост антиклиналей, куполов, горстов во впадинах). Во впадинах, как компенсированных аккумуляцией ($-T = A$), так и не компенсированных ($-T < A$), развивающиеся локальные поднятия (+t) будут погружаться и погребаться, если скорость их роста меньше скорости общего прогибания впадины и аккумуляции ($A > +t < -T$). Такие локальные поднятия (называемые обычно структурами) относятся к категории конседиментационных и в рельефе не выражены.

Если скорость роста локальной положительной структуры равна скорости прогибания впадины и аккумуляции ($A = +t = -T$), то установится динамическое равновесие. Уровень поверхности локального поднятия будет находиться в стационарном положении или в зоне аккумуляции, или в зоне денудации (см. рис. 4.5 [2]) и практически не будет проявляться в рельефе.

В случае превышения скорости локального поднятия над скоростью общего прогибания впадины и аккумуляции ($A < +t > -T$) оно

будет проявлено в виде конэрозионного поднятия, рассмотренного выше (см. рис. 4.5 [3]).

4.3.2. Развитие локальных впадин в пределах крупных прогибов. Рассматривается случай, когда в пределах прогиба, компенсированного или не компенсированного осадками ($-T = A$ и $-T < A$), развивается локальная впадина — синклиналь, грабен ($-t$). Последняя будет выделяться в рельефе понижением, если скорость ее опускания превышает скорость заполнения осадками ($-t > A$) (рис. 4.5 [4]). Примерами могут служить Манычская впадина в пределах Азово-Кубанского прогиба или Марксовская впадина в Прикаспийском прогибе. При этом область локальной аккумуляции будет расширяться (4) или сокращаться (5). При скорости локального прогибания, равной или меньшей скорости аккумуляции ($-t = A$ и $-t < A$), локальные понижения в рельефе крупной аккумулятивной равнины не выделяются (рис. 4.5 [7]).

4.3.3. Развитие локальных поднятий и прогибов в пределах крупных поднятий. Локальные поднятия в пределах более крупных поднятий будут выражены в рельефе в виде отдельных изометричных или линейных возвышенностей, структурно представляющих антиклинали, горсты или горст-антиклинали в случае, если скорость их развития будет больше скорости общего поднятия (рис. 4.19 [1]).

Развивающиеся локальные отрицательные тектонические формы — синклинали или грабены — представлены во многих случаях внутригорными впадинами. Они характеризуются обычно не абсолютными, а лишь относительными опусканиями (или прогибаниями), являясь участками замедленных абсолютных поднятий земной поверхности. Поэтому об опускании здесь говорится условно. Выражение таких впадин в рельефе зависит от скорости заполнения их обломочным материалом. При значительной аккумуляции осадков в таких впадинах образуются аккумулятивные, эрозионно-аккумулятивные и озерные равнины (рис. 4.19 [2]). При незначительном поступлении обломочного материала или большой энергии транзитных рек, дренирующих эти впадины и выносящих несомый ими материал за их пределы в более низкие области разгрузки, во внутригорных впадинах будет преобладать аккумулятивно-эрозионный, довольно глубоко расчлененный (рис. 4.19 [3]) или эрозионный рельеф (рис 4.19 [4]). По существу, их можно относить к прогибам конэрозионного типа. По простиранию внутригорных впадин их размерность и рельеф могут

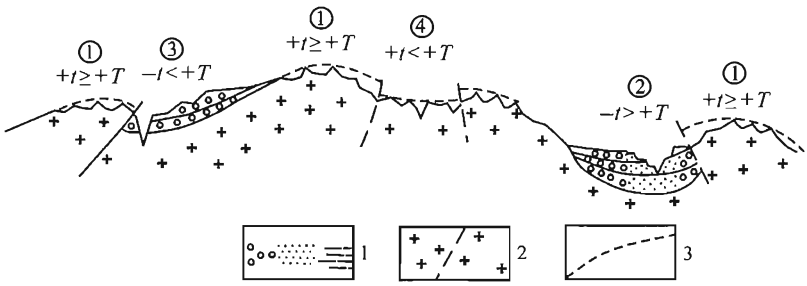


Рис. 4.19. Развитие локальных структур в пределах крупного поднятия:

цифрами в кружках обозначены: 1 — локальные поднятия; 2–4 — локальные впадины (2 — аккумулятивная, с прогибанием и аккумуляцией, 3 — аккумулятивно-эрозионная, со слабым относительным прогибанием и преобладанием эрозионных процессов, 4 — цокольная или конэрозионная, со слабым относительным прогибанием и преобладанием эрозионных процессов). 1 — новейшие осадочные отложения (галечники, пески, глины); 2 — коренные породы, нарушенные разрывами; 3 — восстановленные контуры эродированной поверхности

существенно изменяться от ледниковых и эрозионных до эрозионно-аккумулятивных и аккумулятивных долин и долинообразных понижений. В качестве примера можно привести тектонические понижения долины р. Зеравшан в Гиссаро-Алайской системе поднятий Юго-Западного Тянь-Шаня и другие подобные долины Тянь-Шаня, Памира, Кавказа, Урала и многих других гор.

4.4. СТЕПЕНЬ НАСЛЕДОВАНИЯ НОВЕЙШИМИ СТРУКТУРНО-ОРОГРАФИЧЕСКИМИ ФОРМАМИ ДРЕВНИХ ДЕФОРМАЦИЙ

В течение геологического времени этапы тектонических движений и складкообразования, в процессе которых формировались горы и равнины, неоднократно прерывались этапами длительного покоя, когда экзогенные процессы полностью выравнивали рельеф. В новейший этап активизации тектонических движений новые структурно-орографические формы могли начать развиваться на месте древних структур, полностью наследуя их форму и простирание. Так, новейшая положительная структура — мегантиклиналь Алайского хребта в Южном Тянь-Шане возникла на месте герцинского антиклинория того же широтного простирания. Здесь, следовательно,

имеет место полная унаследованность новейшей структурно-орографической формы от древней (и формы деформации, и ее простирания). Другим примером является новейшая положительная структурно-орографическая форма одного из хребтов Северного Тянь-Шаня (Кунгей Алатау), развившаяся на месте древнего каледонского синклинория, хотя и такого же широтного простирания. Здесь имеет место наследование структурно-орографической формой только простирания древней структуры, но не ее формы.

На платформенных равнинах наблюдаются различные соотношения новейших развивающихся структурно-орографических форм и древних отмерших. Так, практически полная унаследованность наблюдается при развитии новейших поднятий в пределах щитов. На протяжении длительного времени щиты испытывают поднятия, что отражается и в современном рельефе: на месте Воронежского щита образовалось новейшее поднятие, выраженное в рельефе Среднерусской возвышенностью, а на месте Балтийского щита возникли Скандинавские горы, Хибины и денудационные равнины. Древние отрицательные структуры — синеклизы — в целом наследуются новейшими прогибами. Так, например, на месте Московской и Мезенской синеклиз образовались впадины с равнинным рельефом, но осложненные структурами более высокого порядка, выраженными в рельефе локальными возвышенностями, валами и др. То же самое относится и к длительно развивающейся Прикаспийской синеклизе. Она наследуется новейшим прогибом, не компенсированным осадками, выраженным в рельефе низменной аккумулятивной (морской и дельтовой) равниной и акваторией Каспийского моря.

Однако наблюдаются и случаи не унаследованного развития новейших структурно-орографических форм. Так, Приволжская возвышенность является новейшим поднятием, возникшим на месте Ульяновско-Саратовской синеклизы, закончившей свое развитие в начале палеогена. Здесь имеет место поднятие ранее прогибавшегося участка. Это явление часто наблюдается в горах при расширении развивающихся поднятий-хребтов за счет прилежащих прогибов-впадин. От этого процесса несколько отличается *инверсионное развитие*, при котором ранее развивавшаяся отрицательная форма — прогиб — меняет знак движения и как бы выгибается вверх, образуя положительную структурно-орографическую форму. Примером могут служить Дарвазские горы на юго-западе Памира, достигающие почти 5000 м высоты, возникшие в плиоцен-четвер-

тичное время на месте бывшего прогиба, выполненного мощными толщами олигоцен-миоценовых (P_3–N_1) отложений.

В процессе развития новейшие структурно-орографические формы осложняются разрывами. Причем разрывы могут быть новообразованными или наследовать древние как ослабленные зоны.

4.5. СТАДИЙНОСТЬ, НЕРАВНОМЕРНОСТЬ РАЗВИТИЯ НОВЕЙШИХ СТРУКТУРНО-ОРОГРАФИЧЕСКИХ ФОРМ

Развитие в рельефе новейших структурно-орографических форм протекает неравномерно, что зависит от природы тектонических движений, развивающихся не непрерывно, а импульсивно. То же следует сказать и о скорости экзогенных процессов, поскольку они зависят от постоянно изменяющихся во времени климатических и тектонических условий. Стадийность — характерное общее свойство процесса развития всех структурно-орографических форм. В своем развитии они проходят стадию зарождения, стадию наибольшего морфологического выражения структурной формы в рельефе и стадию отмирания и разрушения рельефа (цикл В. Дэвиса, см. гл. 13). В первую стадию (юности) структурная форма зарождается или в пределах впадины, или в пределах поднятия, или на выровненном основании. Стадия максимального морфологического выражения (зрелость) отражает оптимальное развитие структурной формы в рельефе, когда скорость ее развития превышает скорость процессов денудации или аккумуляции. Стадия отмирания (старости, дряхлости) наступает, если скорость развития структурной формы становится меньше скорости экзогенных процессов. Последние постепенно нивелируют или выравнивают рельеф путем аккумуляции в случае отрицательной структуры, или путем денудации в случае положительной структуры, приводя к уничтожению структурной формы и созданного ею рельефа.

Стадийность развития новейших структурных форм проявляется и по-другому. Вследствие неравномерного, прерывистого характера тектонических движений склоны развивающихся положительных и отрицательных структурных форм приобретают ступенчатый характер. В эпохи замедления или прекращения тектонических движений образуются поверхности выравнивания, а в эпохи усиления движений и поднятий — врезы или уступы, отделяющие их друг от друга. Это явление рассматривается ниже в главе 13 «Цикличность в развитии рельефа и поверхности выравнивания».

Часть III

ЭКЗОГЕННЫЙ РЕЛЬЕФ

Экзогенный рельеф классифицируется по разным признакам. В зависимости от деятельности различных агентов — воды, льда, постоянной мерзлоты и др. и связанных с ними рельефообразующих процессов выделяются соответствующие типы рельефа: флювиальный, ледниковый, криогенный и др. В то же время экзогенные процессы могут быть объединены в группы в зависимости от того, в образовании каких комплексов форм рельефа они участвуют. Это, например, склоновые, русловые, береговые (морских побережий, водохранилищ) процессы и формы рельефа. Иногда выделяются комплексы процессов и соответствующие им формы рельефа, характерные для определенных климатических обстановок (условий): нивальные, гумидные, аридные и др.

В приводимом ниже описании типы экзогенного рельефа даны в порядке их возможной связи друг с другом. Сначала характеризуется ледниковый рельеф, с ним связан или от него берет начало флювиальный рельеф, с которым тесно связан рельеф склонов и морских побережий. Они могут осложняться криогенными, карстовыми и эоловыми формами, описание которых приводится в соответствующих главах. Такие пространственные цепочки взаимосвязанных форм рельефа могут включать разное число компонентов, определенных климатической поясностью и зональностью конкретных областей. Например, в некоторых областях отсутствует «верхняя» часть цепочки — ледниковый рельеф, в других отсутствует, наоборот, «нижняя» — морской тип рельефа. Но в любом случае важны пространственные соотношения и связь различных форм рельефа друг с другом.

ГЛАВА 5

ЛЕДНИКОВЫЙ РЕЛЬЕФ

Оледенение — это длительное существование масс льда на каком-либо участке земной поверхности. Оледенение возможно, если этот участок находится в *хионосфере* — снежной сфере (от греч. chion — снег и sphaira — шар), являющейся частью тропосферы. Этот слой характеризуется преобладанием отрицательных температур и положительным балансом твердых атмосферных осадков. Нижняя граница хионосферы на поверхности Земли проявляется снеговой границей, или линией. Снеговая граница — это уровень, где годовой приход твердых атмосферных осадков равен их годовому расходу (С. В. Калесник). Выше снеговой границы накопление твердых осадков преобладает над их таянием и испарением, т. е. твердые осадки в виде снега и льда сохраняются в течение всего года.

Хионосфера неравномерно окружает земной шар: она опускается до поверхности Земли в полярных областях и поднимается над экватором на 5–7 км (рис. 5.1).

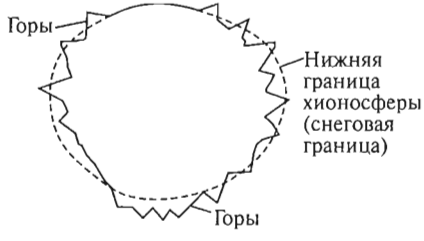


Рис. 5.1. Принципиальная схема соотношения хионосферы с поверхностью Земли. Входящие в хионосферу горы несут современное оледенение

В соответствии с этим полярные области на севере и юге покрыты снегом и льдом, а на экваторе только самые высокие горы (Анды в Южной Америке, Килиманджаро в Африке и др.), достигающие хионосферы, имеют ледники.

Ледник — это скопление льда, устойчиво существующее в течение многих сотен, тысяч, а иногда миллионов лет. Питание ледников

происходит за счет твердых атмосферных осадков, переноса снега ветром и падения лавин.

В течение геологической истории климат Земли неоднократно изменялся: в холодные эпохи нижняя граница хионосферы понижалась, и оледенение распространялось на большие территории, в эпохи потеплений граница хионосферы поднималась, что приводило к сокращению оледенения, смене ледниковой эпохи межледниковьем.

Оледенения происходили в различные периоды геологической истории Земли, свидетельством чему являются древние ископаемые ледниковые отложения (тиллиты), встречаемые на разных континентах среди отложений нижнего протерозоя, венда, верхнего ордовика, карбона и перми. Но особенно мощные оледенения, оставившие отложения и различные формы рельефа, происходили в четвертичный период. На протяжении четвертичного периода было пять–семь ледниковых эпох. Во время теплых межледниковых эпох льды полностью стаивали или площадь, занятая ими, значительно сокращалась.

Причиной развития оледенений так же, как и климата Земли, является неравномерное во времени распределение солнечного тепла на поверхности Земли. Это зависит от периодически изменяющихся параметров земной орбиты: ее эксцентриситета, наклона земной оси к плоскости ее движения вокруг Солнца (эклиптики) и др. Югославский ученый М. Миланкович рассчитал количество солнечного тепла, поступающего на Землю в Северном полушарии на 65° с. ш., в зависимости от изменения всех параметров за последние 600 000 лет. Минимальное количество тепла приходится на время основных оледенений Северного полушария.

5.1. ЦИКЛИЧНОСТЬ И СТАДИЙНОСТЬ В РАЗВИТИИ ОЛЕДЕНЕНИЙ

Каждое оледенение, будучи следствием климатических изменений, состоит из последовательно сменяющих друг друга стадий развития, совокупность которых американский гляциолог В. Г. Хоббс в начале XX века назвал ледниковым циклом. На разных стадиях оледенений, от зарождения ледников до их максимального развития и последующего отмирания, меняется форма ледников и тип оледенения.

В начальную стадию на равнинах в области зарождения ледников возникают ледниковые шапки, которые, увеличиваясь в размерах и объединяясь, образуют ледниковый щит. Последний, разрастаясь, под действием давления льда начинает растекаться в разные стороны. Образуются отдельные потоки льда, двигающиеся прежде всего и далее всего по понижениям рельефа. В стадию максимального развития ледники, объединяясь и сливаясь, образуют ледниковый покров. В стадию деградации (таяния) ледниковый покров сокращается в размерах (отступает), распадается на отдельные потоки и может полностью исчезнуть. Сокращение покрова идет от краев к центру из-за того, что таяние на краях покрова происходит интенсивнее, чем приток льда из области питания. Или ледниковый покров тает одновременно — и в центре, и по краям, что связано с быстрым потеплением климата. Тогда движение льда прекращается, и масса льда становится мертвой.

В горах, когда их высокие части оказываются в пределах хионосферы, на начальной стадии образуются небольшие *каровые* ледники. *Кар* (от нем. Kar или шотл. corrie — кресло) — углубление, напоминающее чашу или кресло (рис. 5.2).



Рис. 5.2. Кар в осевой части одного из хребтов Тянь-Шаня. Стенки кара покрыты снегом, на дне — небольшой каровый ледник

Кары имеют крутые скалистые стенки и вогнутые днища. Снег, по мере накопления, превращается в фирн и лед, который, увеличиваясь в массе, переполняет кар и начинает из него вытекать, спускаясь по склону в долину. В устье кара нередко существует выступ коренного ложа (порог), над которым образуется перегиб ледяного

потока, возникает система трещин, перпендикулярных движению льда, — *ледопад* (рис. 5.3 *А*). Сначала образуется *карово-долинный* (рис. 5.3 *Б*), а затем *долинный* ледник. Когда ледники заполняют систему речных долин, точнее, верховий речных долин, оледенение становится *долинным*.

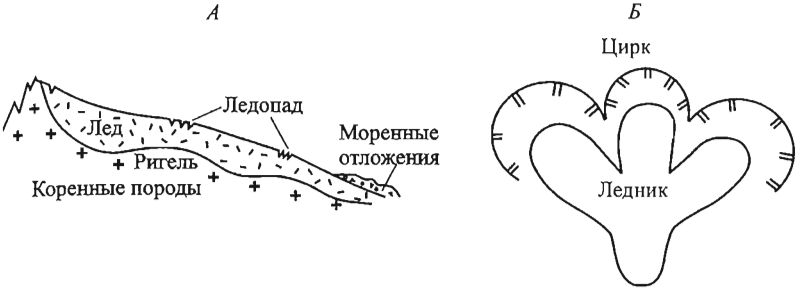


Рис. 5.3. Продольный разрез ледника (*А*) (по В. М. Котлякову, с упрощением); цирк, образованный слившимися карами, и карово-долинный ледник (*Б*)

По мере развития долинные ледники, увеличиваясь в размерах и принимая ледники боковых притоков, превращаются в *дендритовые*, или *древовидные* (рис. 5.4).



Рис. 5.4. Дендритовый ледник Южный Иныльчек в Центральном Тянь-Шане, состоящий из главного и боковых притоков. Темные полосы — срединные морены (аэрофото)

Длина таких ледников достигает многих десятков километров. Так, современный ледник Федченко на Памире имеет длину 80 км, а ледник Беринга на Аляске — 203 км.

В стадии максимального развития оледенения ледники переполняют речные долины, лед распространяется и на водоразделы, перекрывает их, и оледенение становится сначала *полупокровным*, или *сетчатым*, с отдельными торчащими среди льда грядами и вершинами, а затем — *покровным*. Такое развитие оледенения — от карового, долинного к покровному типу — представляет собой трансгрессивный (или прогрессивный) тип.

В стадию отмирания, или деградации, оледенения процесс идет в обратном направлении, образуется регрессивный тип оледенения: от покровного к долинному, а затем к каровому или полному исчезновению. Так заканчивается ледниковый цикл, который может повториться через десятки или сотни тысяч лет. В настоящее время оледенение повсеместно находится в стадии отмирания. В некоторых горах ледники исчезли, в других еще продолжают существовать. Каровый тип оледенения характерен для полярного Урала, а долинный — для Кавказа, Тянь-Шаня, хребтов Аляски, Анд, Гималаев и многих других горных стран.

Лед является одним из агентов, активно преобразующих земную поверхность. Он разрушает эту поверхность, производя *экзарацию*, и в то же время аккумулирует обломочный материал. Соответственно выделяются экзарационные и аккумулятивные формы рельефа. Они существенно различны в горных и равнинных областях.

5.2. РЕЛЬЕФ ОБЛАСТЕЙ РАЗВИТИЯ ГОРНЫХ ОЛЕДЕНЕНИЙ

5.2.1. Современное оледенение. Во многих горных странах широко развито современное оледенение, представленное ледниками разной формы. Помимо каровых, долинных, дендритовых ледников, описанных выше, выделяется еще целый ряд ледников, форма которых зависит от рельефа или неотектонических структур. Ледники *плоских вершин*, существующие, например, в Центральном Тянь-Шане, образуют ледяные «шапки» на плоских водоразделах — остатках древних поверхностей выравнивания (пенепленов) (рис. 5.5).

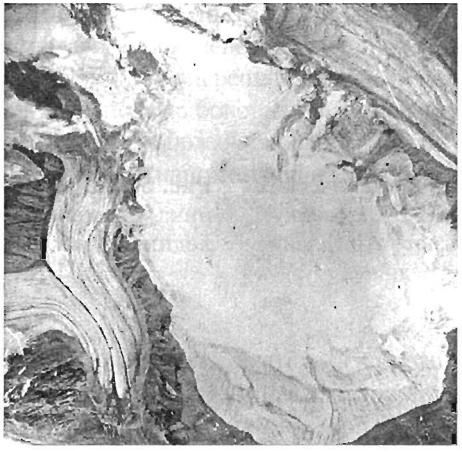


Рис. 5.5. Ледник «плоской вершины» в Центральном Тянь-Шане (аэрофото). С запада и востока видны долинные ледники

Такие ледники не имеют скального обрамления. Питание их происходит исключительно за счет атмосферных осадков, выпадающих на их поверхность. *Кальдерные* ледники заполняют кратеры и кальдеры потухших вулканов. Некоторые вершины вулканов покрыты льдом, растекающимся по радиальным эрозионным склоновым ложбинам, образуя *звездчатый* рисунок (рис. 5.6).

Такого типа ледники характерны для потухших вулканов Эльбрус и Казбек на Кавказе, ряда ледников Камчатки, Анд и др. Ледники *предгорные* (типа Маласпина по названию ледника на Аляске) представляют ледяные покровы у подножий гор. Они образованы слившимися концами ледников, вышедших из горных долин и растекшихся по предгорной равнине (рис. 5.7).

В настоящее время они редки и сохранились в горах Аляски, в Гималаях, Андах, хотя более широко были развиты в прошлые эпохи оледенений.

В ледниках толщина льда обычно больше в верхней и средней их частях и уменьшается к их концу. Так, на Памирском леднике Федченко она составляет в верховьях 900 м, к нижнему концу ледника уменьшается до 200–100 м. Толщина льда во многих ледниках Кавказа, Алтая и других горных стран с 200–300 м в верховьях сокращается до 50 м у их концов.



Рис. 5.6. Ледники вулканических конусов (план) (по С. В. Калеснику). Стрелки показывают направление растекания ледников

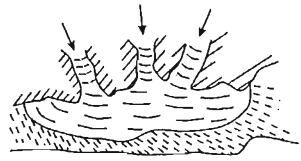


Рис. 5.7. Схема предгорного ледника, состоящего из слившихся ледников, выходящих из долин (по С. В. Калеснику)

Экзарационные формы в горах представлены упоминавшимися выше карами, а также цирками и трогами. Кары образуются в вершинном поясе гор — нивальном, где действуют процессы *нивации* (от лат. nix (в род. падеже nivis) — снег) или снежной эрозии, заключающейся в разрушении пород под действием замерзающей и оттаивающей воды, снега и льда. Сначала на уровне снеговой границы образуются небольшие углубления на склонах, которые, постепенно расширяясь и углубляясь, превращаются в глубокие, похожие на кресла формы (см. рис. 5.2). Несколько слившихся каров, у которых боковые стенки разрушены, превращаются в более крупную форму — *цирк* (см. рис. 5.3 *Б*).

Кары и цирки маркируют положение снеговой границы. Когда она повышается в эпохи теплого климата межледниковий, кары и цирки, оказавшиеся ниже этой границы, постепенно разрушаются. Во время мощных древних оледенений снеговая граница снижалась, поэтому в горных странах сохраняется несколько высотных уровней древних каров, соответствующих прежним положениям снеговых границ. Например, в горах Алтая сохранились три яруса каров.

Современные кары и цирки врезаются в водоразделы с противоположных склонов, превращая их в узкие скалистые гребни. Отдельные вершины, сохраняющиеся между карами, имеют остроконечную форму и называются *карлингами*. Такого типа рельеф скалистых водоразделов, остроконечных вершин, каров и цирков, заполненных ледниками и снежниками, называется *альпийским*.

Троги (от нем. Trog — корыто) — ледниковые крутосклонные долины, имеющие широкие плоские днища, на которых после таяния льда

лежат морены. Ледник не выпахивает новую долину, а моделирует, т. е. изменяет существовавшую до оледенения речную долину. Последняя обычно имеет V-образную в поперечном сечении и извилистую в плане форму. Ледник воздействует боковыми частями на склоны долины, срезает их выступы и таким образом спрямляет долину. Она становится плоскодонной широкой, напоминающей корыто (рис. 5.8).



Рис. 5.8. Троговая (корытообразная) долина р. Зеравшан (Юж. Тянь-Шань)

На некоторой высоте над днищем наблюдаются небольшие уступы в коренных породах — так называемые «плечи» трога (рис. 5.9).



Рис. 5.9. Типы движущихся морен (в разрезе ледника)

Они образуются вследствие того, что в центральной части ледникового потока лед более активный, способный больше углубить долину, по сравнению с боковыми его частями. Во время межледниковий днища трогов прорезаются реками, вырабатывающими свои долины на более низком уровне. Во время нового оледенения эти долины вновь расширяются, превращаясь в троги. Поскольку в горах долинных оледенений было несколько, наблюдается вложение молодых трогов в древние. От последних часто сохраняются только фрагменты днищ, в виде ступеней с остатками на них морен.

О размерах ледниковой экзарации долгое время ведутся споры. Некоторые исследователи считают ее очень существенной, способной интенсивно разрушать поверхность и выпахивать глубокие долины. Однако многочисленные примеры свидетельствуют и о том, что воздействие ледника может быть незначительным. Так, в горах ледниковые отложения часто лежат на аллювии без признаков его деформаций. То есть ледник не нарушил рыхлые отложения и не смял их. На Памире на северном склоне хр. Петра I ледник лежит на отложениях, также не нарушая их (рис. 5.10).



Рис. 5.10. Ледник, «спокойно» лежащий на морене и не сминающий ее (Северный склон хр. Петра I, Памир) (фото В. И. Макарова)

Известны многочисленные примеры сохранности под ледниками доледниковых форм рельефа, полигональных грунтов, некоторых

древних построек, дорог и даже почвенного покрова с растительностью. Таким образом, ледниковая экзарация может быть и незначительной. Разрушение поверхности, по которой движется ледник, происходит, главным образом, под действием давления активно движущегося льда и в результате истирания и царапания обломками пород, включенными в толщу льда.

На днищах трогов лежат морены. Вниз по долинам рек троги переходят в поверхности террас.

Аккумулятивный рельеф. Ледники в горах перемещают и откладывают громадное количество обломочного материала, образующего *морены*. Этот материал попадает в лед преимущественно со склонов трогов, цирков и каров. Среди морен выделяются движущиеся и отложенные. К *движущимся* моренам относятся донная, боковая, срединная, внутренняя, поверхностная (см. рис. 5.9). *Донная* морена образуется в процессе включения в лед обломков, срываемых с субстрата во время движения льда. Породы субстрата разрушаются под действием физического выветривания, идущего в результате замерзания и оттаивания воды, давления льда, а также истираются обломками пород, вмерзших в лед. *Боковая* морена прилегает к склонам трога, она возвышается валом над поверхностью льда и движется вместе с ним. Морена сложена обломками пород, падающими со склонов трога. *Срединная* морена образуется из боковых морен сливающихся ледников. Она выделяется темными полосами на поверхности льда (см. рис. 5.4). *Поверхностная*, или *абляционная* (от позднелат. ablatio — убыль, устранение), морена образуется при вытаивании обломков, включенных в лед. Ее материал приобретает некоторую сортировку и слабую окатанность под действием талых вод, текущих по поверхности льда во время его таяния. Поверхностная морена может «забронировать», т. е. полностью перекрыть концевую часть ледника. *Внутренняя* морена образуется в результате включения в толщу льда обломков пород боковой, срединной и поверхностной морен при погребении их нарастающим льдом.

Отложенные морены включают основную, боковую и конечную морены. *Основная* морена образуется из донной морены и спроектированных на нее внутренней и поверхностной морен. В результате образуется масса несортированного неслоистого и не окатанного материала. Только в верхней части материал может быть несколь-

ко окатан и сортирован за счет наложения абляционной морены. Рельеф основной морены — беспорядочно бугристый, холмистый, с западинами (рис. 5.11), иногда заполненными водой.

Такой характер рельефа формируется в процессе таяния мертвого льда. Высота холмов и бугров зависит от количества обломочного материала, содержащегося в теле ледника, и может составлять десятки метров.



Рис. 5.11. Холмисто-западинный рельеф молодой позднеплейстоценовой (g III) морены. Справа — вал более древней морены со сглаженным рельефом (Сев. Тянь-Шань)

Боковая морена — спроектированная на субстрат аналогичная движущейся морене. Рельеф боковых морен неровный, бугристый, их склоны, обращенные к леднику, крутые. Обычно они образуют валы, отделенные от основной морены руслами водно-ледниковых потоков. *Конечная* морена образуется у конца ледника в процессе его таяния. Здесь сгружался приносимый ледником обломочный материал, поэтому ее мощность превышает мощность основной морены, над которой она возвышается в виде вала высотой несколько десятков метров. Конечная морена, соединяясь с валами боковых морен, в виде подковы оконтуривает конец ледника (рис. 5.12).

Вал конечной морены часто служит преградой для талых вод, поэтому между ним и концом ледника образуется подпрудное озеро, в котором накапливаются озерно-ледниковые осадки.



Рис. 5.12. Конец наступающего ледника, насыщенный обломочным материалом (Сев. Тянь-Шань)

У ледников плоских вершин боковые морены отсутствуют, а конечные — очень небольшие и маломощные, т. к. обломочного материала практически нет из-за отсутствия склонов, поэтому основная масса материала поставляется из донной морены.

Водно-ледниковый (флювиогляциальный) рельеф представлен *долинными зандрами* (от англ. sand — песок). Они начинаются от концов современных морен долинных ледников, но особенно обширны у ледников, занимающих тектонические долины-впадины, как, например, на Тянь-Шане (Ю. Иныльчек, Мушкетова, Зеравшанский и др.), Памире (Федченко) и во многих других горах. Долинные зандры представляют собой систему вытекающих из-под края ледника разветвленных русел потоков, постоянно меняющих свое положение и выносящих и перемывающих обломочный материал морен. По составу это плохо сортированные и слабо окатанные валуны, галька, гравий, перемешанные с песком и суглинком. В горных впадинах от современных морен начинаются *равнинные зандры*, представляющие собой слившиеся конусы выноса, по форме сходные с пролювиальными (рис. 5.13), сложенные водно-ледниковыми отложениями.

Современные долинные и равнинные зандры вниз по долинам рек постепенно переходят в поверхность поймы. При этом флювиогляциальные отложения замещаются аллювием.



Рис. 5.13. Флювиогляциальные конусы выноса (1) у концов современных морен (2), спускающиеся во впадину и образующие равнинные зандры (Центр. Тянь-Шань)

5.2.2. Древнеледниковый рельеф. В горах следы древних ранне- и среднеплейстоценовых оледенений представлены сглаженными, потерявшими свой первичный рельеф моренными равнинами, в которые вложены более молодые позднеплейстоценовые морены с более свежим или лучше сохранившимся рельефом (см. рис. 5.12). В высоко поднятых впадинах, где процессы современной эрозии еще слабы, древний ледниковый рельеф сохраняет свои первоначальные формы. Рельеф и распространение древних морен на Кавказе, Северном Урале, Тянь-Шане, Алтае и др. свидетельствует о том, что в раннем плейстоцене и первой половине среднего плейстоцена оледенения имели покровный или полупокровный характер. Возможно, это было связано с еще недостаточно расчлененным рельефом. С развитием и углублением речной сети более поздние оледенения — второй половины среднего плейстоцена и позднего плейстоцена — были долинными. В это время существовали разнообразные ледники, в том числе ледники подножий, выходившие во впадины, оставившие «распластанные» морены. Краевые части некоторых морен, пропитываясь талой или атмосферной водой, оползают, особенно если дно трога имеет крутой уклон, образуя специфический «морщинистый» рельеф (рис. 5.14).

Особенно это характерно для долинных позднеплейстоцен-голоценовых морен, концы которых превращаются в каменные потоки или

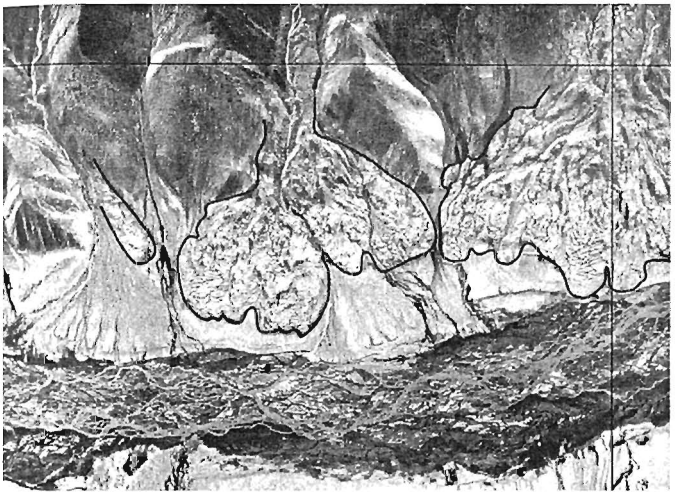


Рис. 5.14. Оползающие (текущие) морены подножий (Центр. Тянь-Шань)

ледниковые глетчеры, если в них еще сохраняется реликтовый лед. Такие потоки спускаются в долины рек, подпруживая их, вследствие чего образуются озера, прорыв которых иногда вызывает сели.

Отступание ледников было неравномерным. Там, где они находились некоторое время в стационарном положении, формировались валы стадиальных морен. Особенно отчетливо в горных долинах выражены стадиальные морены позднеплейстоценовых оледенений, количество которых насчитывается до пяти–семи.

Вниз по долинам морены древних оледенений так же, как и современные, переходят в одновозрастные им зандры, а последние сочленяются с одновозрастными аллювиальными террасами (рис. 5.15).

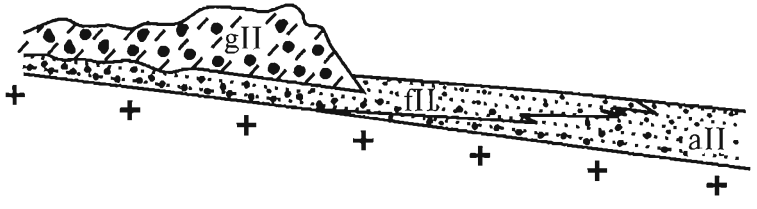


Рис. 5.15. Сопряжение одновозрастных равнин — моренных, флювиогляциальных и аллювиальных

На развитие и распространение ледникового рельефа влияли тектонические движения. В отдельных районах активный рост молодых поднятий, служивших барьерами на пути движения ледников, вызывал их подпруживание и распластывание в пределах относительно опущенных блоков. В результате возникали *ледники подпора*, после таяния которых остались мощные морены, распространяющиеся из долин на водоразделы (рис. 5.16).

В других районах растущие молодые поднятия заставляли ледники отклоняться и огибать эти поднятия, что опять же отразилось на распространении морен на площади (рис. 5.17).

Асимметрия оледенения. В горах склоны северной экспозиции обычно более оледенелые, т. к. более холодные. На них развиты цирки, кары, ледники и морены (рис. 5.18 *А*).

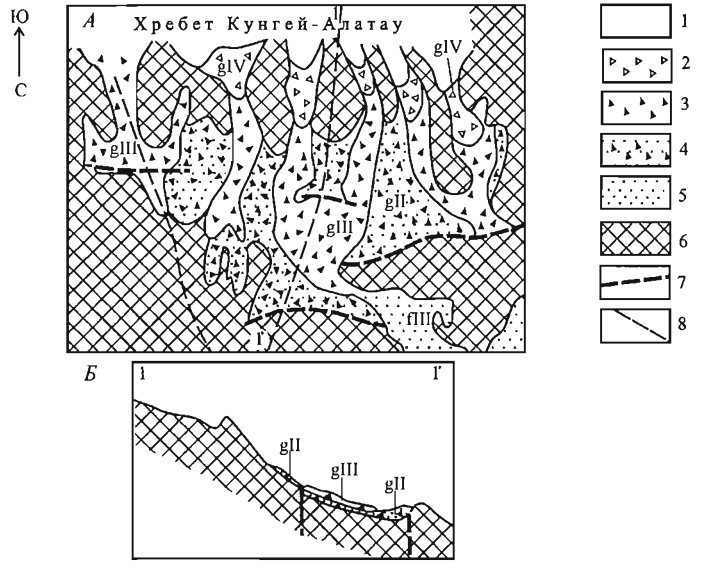


Рис. 5.16. Морены, оставленные ледниками подпора на северном склоне хр. Кунгей-Алатау (Сев. Тянь-Шань) (по Б. К. Лузгину и В. И. Макарову):

А — фрагмент карты развития ледников и морен; *Б* — профиль по линии I–I'; 1 — ледники и снежники; 2–4 — морены (2 — современные, 3 — верхнеплейстоценовые, 4 — среднеплейстоценовые); 5 — верхнеплейстоценовые флювиогляциальные отложения; 6 — коренные породы; 7 — разрывные нарушения; 8 — линия профиля

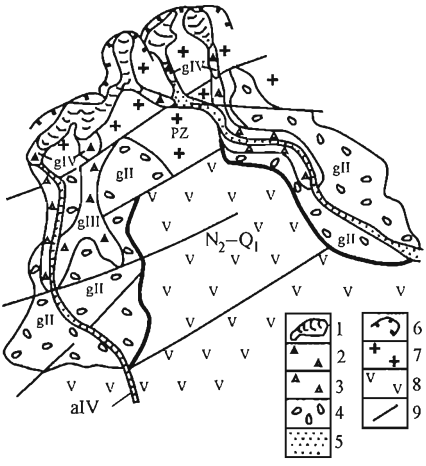


Рис. 5.17. Влияние новейшей тектоники на развитие древнего оледенения (Центр. Тянь-Шань). Молодое поднятие ($N_2 - Q_I$), обтекавшееся древними ледниками, оставившими морены:

1 – ледники; 2–4 — морены (2 – современная, 3 — верхнеплейстоценовая, 4 — среднеплейстоценовая); 5 — современный аллювий; 6 — кары; 7 — древние коренные породы; 8 — молодые неоген-четвертичные отложения; 9 — разрывы

На южных склонах размеры ледников обычно меньше или они вообще отсутствуют. Но иногда эта закономерность нарушается вследствие климатических и тектонических причин. Если склоны южной экспозиции получают больше влаги, чем северные, то они, как правило, несут более мощное оледенение по сравнению с более сухими северными склонами. Примером являются Гималаи, южные склоны которых получают обильные осадки, приносимые летними муссонами. Здесь оледенение более мощное, т. к. граница хионосферы — снеговая граница — находится на 700–1000 м ниже по сравнению с северными склонами.

Асимметрия оледенения может быть вызвана тектоникой — асимметричным строением хребтов. Южные склоны некоторых хребтов короче и положе северных и сопрягаются с днищами высоко лежащих и потому более холодных впадин, тогда как северные склоны более длинные, сопрягаются с низко лежащими «теплыми» впадинами. Поэтому оледенение южных склонов может быть более мощным, чем северных (см. рис. 5.18 *Б*).

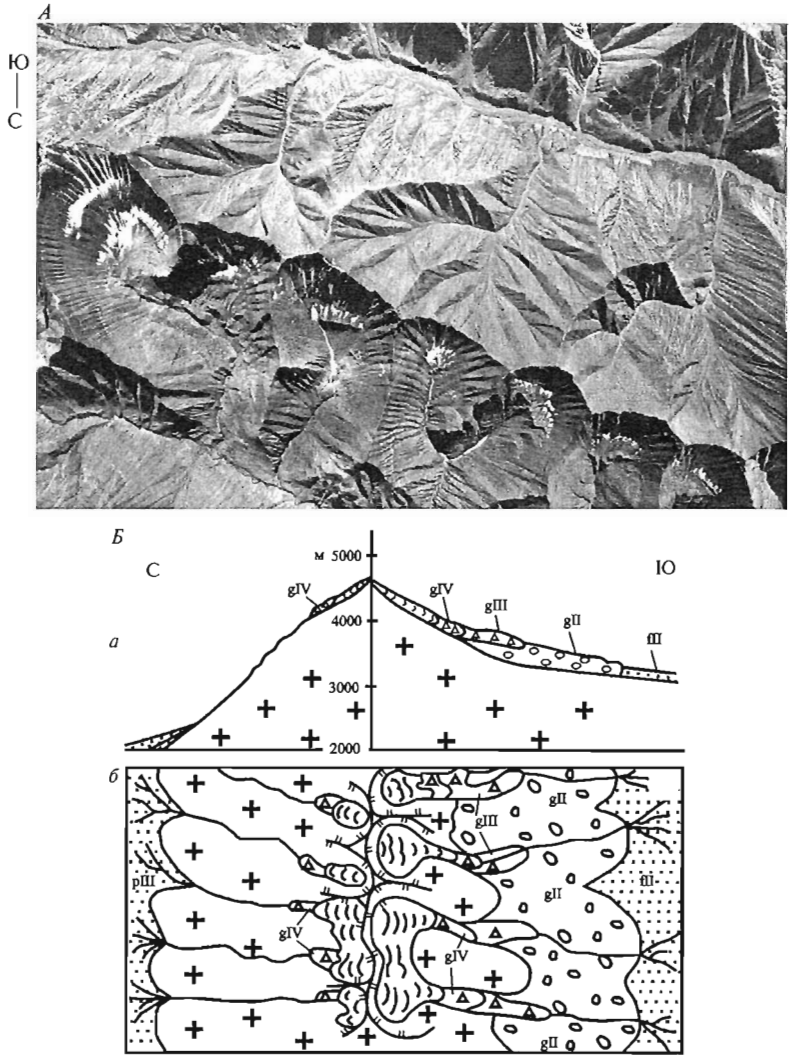


Рис. 5.18. Асимметрия оледенения:

А — климатическая: кары развиты на склоне сев-зап. экспозиции (Вост. Сибирь); *Б* — тектоническая: современные ледники и морены широко развиты на южном склоне хребта, сопряженном с высоко лежащей и потому холодной впадиной (*а* — профиль; *б* — план)

5.3. РЕЛЬЕФ ОБЛАСТЕЙ РАЗВИТИЯ ПОКРОВНЫХ ОЛЕДЕНЕНИЙ

Под этим названием принято обозначать современное оледенение Антарктиды, Гренландии, некоторых арктических и антарктических островов, а также древние оледенения платформенных равнин Северного полушария.

5.3.1. Современное оледенение. Масштабы его можно представить, если сравнить площадь, занятую современным горным оледенением, равную примерно 200 тыс. км^2, с площадью покровного оледенения Антарктиды и Гренландии, превышающей 15 млн км^2. Из них более 13 млн км^2 приходится на Антарктиду и только около 2 млн км^2 — на Гренландию и арктические и антарктические острова. В настоящее время снеговая линия, или нижняя граница хионосферы, находится в Антарктиде на уровне моря или даже ниже его, в Гренландии несколько выше. Под давлением льда поверхность Антарктиды местами опущена почти на 800 м, а Гренландии — на 500 м ниже уровня моря. Подледный рельеф Антарктиды сложно и глубоко расчленен (рис. 5.19).

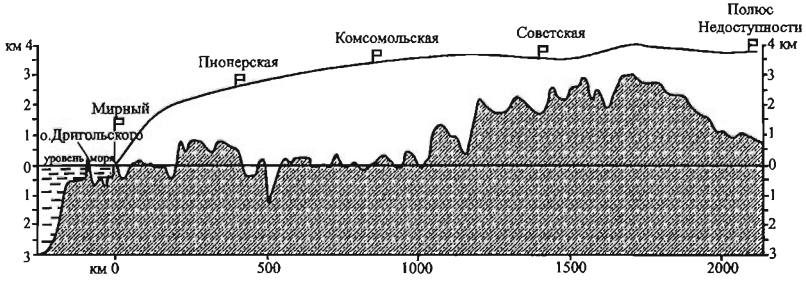


Рис. 5.19. Разрез ледникового покрова Антарктиды по линии Мирный — Полюс Недоступности по данным совместных сейсмических и гравиметрических наблюдений (по С. А. Евтееву)

В нем выделяются горы, плато, глубокие долины. Менее расчленен подледный рельеф Гренландии (рис. 5.20).

Ледниковый покров Антарктиды и Гренландии имеет форму щита, скрывающего доледниковый рельеф. Его выпуклая поверхность, образованная за счет постоянной аккумуляции твердых осад-

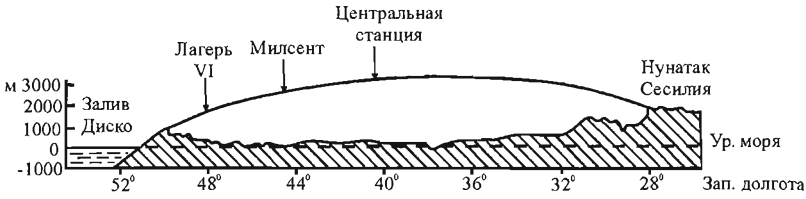


Рис. 5.20. Поперечный профиль Гренландского ледникового щита (по Д. Хольцшереру)

ков, превышает в Антарктиде 4500 м абсолютной высоты, а в Гренландии — 2700–2800 м. В результате неравномерного давления лед радиально растекается от центра к периферии, где его мощность сокращается до нескольких сот метров. Многочисленные выводные ледники, длина которых в Антарктиде достигает 800–1000 км при ширине в десятки и сотни километров, движутся по понижениям рельефа и спускаются к побережью. Скорость движения ледников составляет 0,3–1 км/год, а в Гренландии — до 10 км/год (В. М. Котляков). Они продолжаются в море еще на 100–400 км в виде плавучих шельфовых ледников. Последние представляют гигантские ледяные поля с мощностью льда до 200 м, обрывающиеся в море барьерами высотой 20–100 м. Обломочный материал, принесенный шельфовыми ледниками, сбрасывается на дно моря. Поверхность льда покрыта многочисленными трещинами, возникающими, главным образом, из-за неодинаковой скорости движения ледниковых потоков. В Гренландии эти трещины расширяются эрозией талых вод в весеннее и летнее время и превращаются в глубокие каналы. В Антарктиде из-за постоянных отрицательных среднегодовых температур таяния льда на поверхности практически не происходит. Лишь в периферической части на отдельных участках, лишенных льда, называемых «оазисами», коренные породы выходят на поверхность. Здесь у края ледникового покрова идет образование невысоких (первые метры) конечных моренных гряд. Местами, где сливаются ледниковые потоки, образуются непротяженные боковые морены, высотой до 30–50 м, быстро выклинивающиеся. По данным геофизики, в основании ледникового покрова выделяется мореносодержащий слой (донная морена) мощностью 30–40 м.

На границе льда и коренного ложа под действием тепла, выделяемого под давлением льда, или теплового потока, идущего из

глубин земной коры, лед тает, вследствие чего образуются каналы или озера. В Восточной Антарктиде на глубине более 3 км сейсмическим зондированием обнаружено озеро длиной около 230 и шириной около 50 км. Толща воды достигает 500 м.

Современное оледенение арктических и субантарктических островов является сетчатым, или полупокровным. Здесь выделяются ледяные *шапки*, покрывающие плоские поверхности плато. В коренные породы врезаны кары и цирки; из них спускаются ледники, при слиянии которых образуются обширные ледяные поля. Массивы коренных пород возвышаются среди них островами, называемыми *нунатаками* (эскимос.). Вдоль их склонов развиты валы боковых морен, которые у сливающихся ледников дают начало срединным. В отличие от горных у островных ледников высота боковых и срединных моренных валов несравнимо меньше из-за незначительного количества поступающего в морены обломочного материала. От концов ледников, обрывающихся в море, по трещинам откалываются массивы льда, превращающиеся в айсберги.

5.3.2. Рельеф областей древних оледенений. На протяжении четвертичного периода (около 1,8 млн лет) было несколько покровных оледенений, оставивших после себя своеобразный рельеф. Наиболее крупные оледенения имели место в раннем, среднем и позднем плейстоцене. На Восточно-Европейской платформе это соответственно окское, днепровское, московское и валдайское оледенения, причем каждое последующее оледенение было меньше предшествующего (рис. 5.21).

В Северном полушарии основными центрами оледенений были Канадский щит в Северной Америке, Балтийский щит и Северный Урал в Европе, Таймыр в Восточной Сибири. На сушу льды поступали также из замерзших северных морей и арктических островов Канадского архипелага, Новой и Северной Земли и др. Из центров оледенения лед растекался потоками во всех направлениях, но большей частью — к югу. Древние ледниковые покровы занимали площади, сравнимые с современными покровами Антарктиды и Гренландии. Рельеф, оставленный более древними оледенениями, изменялся во время последующих оледенений и перекрывался сначала льдами, а после их таяния — моренами и водно-ледниковыми отложениями. Поэтому большая его часть погребена. Он сохранился в значительно



Рис. 5.21. Границы распространения древних покровных оледенений на территории Восточно-Европейской платформы:

Ок. — окского, Д — днепровского, М — московского, К — калининского, Ост. — осташковского

сглаженном виде лишь в периферических частях областей оледенений, которые не перекрывались более молодыми ледниковыми покровами, а также на поднятиях, обтекавшихся льдом.

Непосредственно к ледниковому покрову примыкала территория *перигляциальной* зоны. Для нее характерны суровый тундровый климат, развитие мерзлоты, постоянно дующие с ледникового покрова

сильные стоковые ветры, выносившие пыль, отлагавшуюся на водоразделах и поверхностях террас в виде покрова лессов или лессовидных суглинков. С отступанием ледников перемещалась и перигляциальная зона. В результате лессовые покровы на моренах и террасах, а также реликтовые мерзлотные формы развиты далеко на севере.

Зональность ледникового рельефа. В пределах развития каждого древнего ледникового покрова рельеф разделяется на две области: экзарации и аккумуляции. Лучше всего их черты представлены в рельефе, оставленном наиболее поздним ледниковым покровом, растаявшим около 12–10 тыс. лет назад. В Европейской части России он назван валдайским (объединившим два оледенения — калининское и осташковское), в Западной Сибири — зырянским, в Западной Европе — вюрмским, в Северной Америке — висконсинским.

Область экзарации — это область зарождения, питания и наращивания толщины ледникового покрова (центр оледенения). Для валдайского оледенения так же, как и для более древних, — это в основном территория Балтийского щита со Скандинавскими горами. Мощность ледникового покрова во все эпохи оледенения достигала здесь 2–3 км, и здесь он существовал наиболее длительное время. Отсюда он растекался во все стороны отдельными потоками, непосредственно воздействуя на подстилающие горные породы и разнося их обломки на многие сотни километров. Именно здесь преобладают экзарационные формы рельефа. К ним относятся многочисленные *ванны* и *котловины выпахивания* разных размеров, ориентированные в направлении движения льда. Многие из них приурочены к тектоническим понижениям доледникового рельефа или к участкам бывших речных долин и существуют длительное время, возможно, с первых ледниковых эпох. В настоящее время большая их часть занята озерами (Каллавеси, Сулавеси в Финляндии и многие другие). Ванны и котловины разделены скалистыми крутосклонными грядами — сельгами (от фин. selkä — спина, кряж). Выступы коренных пород сглажены и отполированы льдом, что дало основание называть их *«бараньими лбами»* (рис. 5.22).

На них сохранилась штриховка, по которой определяется направление движения льда. Вдоль побережий развит *шхерный рельеф* (затопленные неглубоким морем «бараньи лбы», выступающие в виде островов), *«курчавые» скалы* (сглаженные льдом). Ледники, спускавшиеся на север в море, выработали глубокие троги, кото-



Рис. 5.22. Выходы коренных пород, сглаженные ледником, — «бараньи лбы», с ледниковой штриховкой (фото А. С. Красильникова)

рые после таяния льда и повышения уровня моря были затоплены и превращены в заливы-*фьорды*.

Область аккумуляции ледникового материала занимает громадные площади. Здесь развиты ледниковые и водно-ледниковые формы рельефа. В ледниковом покрове существовали автономные потоки льда, текущие с разной скоростью, в том числе из разных центров оледенения и питающих провинций (рис. 5.23).

Последние поставляли обломочный материал разного состава, характерного для определенной территории, на основании чего и определяются пути движения льда и разноса захваченных им обломков коренных пород. Каждый поток состоял из нескольких ледниковых лопастей, которые в свою очередь подразделялись на языки. Все они были приурочены к различного рода понижениям доледникового рельефа, в том числе тектоническим: морским заливам, озерным котловинам, речным долинам, существовавшим до оледенения. Потоки и лопасти разделялись *ледоразделами*, которыми являлись тектонические поднятия. Некоторые из них совсем не перекрывались ледником и возвышались над ним, на других мощность льда

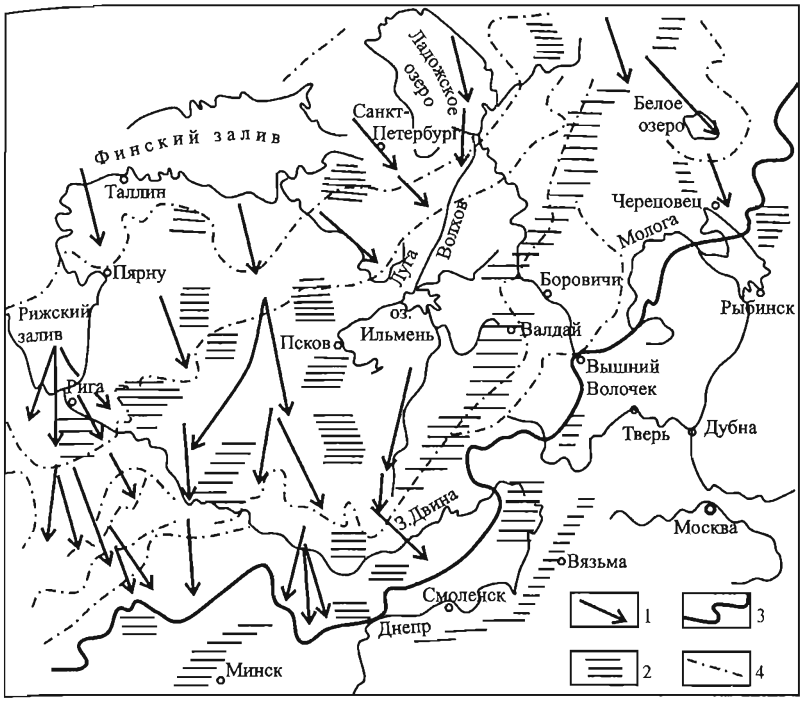


Рис. 5.23. Схема распространения ледниковых потоков во время валдайского оледенения (по А. П. Маккавееву и Н. С. Чеботаревой, с упрощением):

1 — направления отдельных ледниковых потоков; 2 — возвышенности, разделяющие ледниковые потоки; 3–4 — границы стадий отступания валдайского оледенения: (3 — максимальной, 4 — более поздних)

была сокращена. В области аккумуляции выделяются две зоны: внутренняя и краевая.

Внутренняя аккумулятивная зона расположена между краевой зоной и областью экзарации. Деградация и отступание ледникового покрова, вызванная потеплением климата, ведет к вытаиванию изо льда обломочного материала, неравномерно рассеянного в его толще. В результате образуется аккумулятивный рельеф *моренных равнин*, имеющий грядовый, холмистый, холмисто-грядовый, холмисто-западинный рельеф. Некоторые гряды вытянуты по

направлению движения ледника и являются боковыми моренами слившихся ледниковых потоков. Высота холмов и гряд достигает 20–30 м, реже более.

Равнины сложены основной мореной, представляющей, по существу, донную морену, т. к. поверхностных морен у покровных ледников нет, и внутренние морены развиты слабо. В ее составе преобладают суглинки с рассеянными обломками пород разного размера: от дресвы до глыб. Чем моложе морена и чем ближе она к области экзарации, тем больше в ней крупных обломков — плохо окатанных валунов, глыб. В области аккумуляции последнего оледенения моренные холмы усеяны крупными валунами.

Из-за колебаний климата ледники наступали и отступали неравномерно (стадийно), с осцилляциями (от лат. oscillatio — качание), временно задерживаясь на некотором рубеже, иногда вновь наступая, что фиксируется валами стадиальных конечных морен. Таких стадиальных валов последнего валдайского ледникового покрова насчитывается до пяти–семи. Многие из них являются крупными аккумулятивными возвышенностями — Валдайская, Вепсовская и др. Они служили преградами или плотинами для талых вод, текущих от края ледника. Поэтому между краем отступающего ледникового покрова и грядами и холмами стадиальных морен, помимо зандровых равнин, образовывались подпрудные озера. В них накапливались озерно-ледниковые тонкие осадки — ленточные глины, состоящие из ритмично переслаивающихся глинистых и песчаных слойков, отражающих сезонные изменения водности: весной отлагались более грубые песчаные прослои, а зимой — тонкие глинистые. Многие озера существуют до настоящего времени.

Во внутренней зоне широко развиты долинные зандры. Они полосами протягиваются вдоль речных долин или образуют самостоятельные формы — *ложбины стока*. Многие из них представляют широкие, в несколько километров шириной, понижения, т. к. приурочены к тектоническим прогибам. Поскольку после полного стаивания льда вода иссякла, многие ложбины в настоящее время практически сухие. В некоторых из них сохранились на дне остаточные озера. Другие ложбины использованы современной речной сетью. Примерами могут служить разновозрастные ложбины стока, образованные во время деградации московского (среднеплейстоценового) или валдайского (позднеплейстоценового) оледенений, развитые на северо-западе Московской области — Икшинская, в Смоленской — Микулинская,

Новгородской — Ильменьская и многие другие. К одной из ложбин стока, образованной во время деградации среднеплейстоценового московского оледенения, приурочен канал Москва–Волга.

Другими формами рельефа, связанными с таянием льда, являются озы. *Озы* (от швед. ås — гряда), или *э́скеры*, — это валы, гряды или цепь холмов, напоминающие железнодорожные насыпи, часто извилистые (рис. 5.24).

Длина таких гряд составляет от первых десятков метров до нескольких сотен километров. Высота — от 5–8 до 10–20 м и более, ширина — первые сотни метров, причем поверхность валов и гряд может быть выпуклой, плоской, гребневидной. Склоны — крутые, симметричные или асимметричные. Сложены озы песком или гравийно-галечным и песчаным материалом, сортированным, слоистым, что свидетельствует о водной среде образования (рис. 5.25 *А*, *Б*).

Озы, не считаясь с рельефом, могут подниматься вверх по склонам, пересекать водоразделы. Образование озов связывается с водными потоками, текущими внутри ледника, в его основании и на поверхности (рис. 5.26).

По расположению относительно края ледникового покрова выделяются радиальные и маргинальные озы.

Радиальные озы ориентированы по направлению движения ледника. Они прямолинейны или имеют извилистую форму в зависимости от течения потоков талых вод по трещинам или в туннелях внутри льда. *Маргинальные озы* ориентированы поперек движения ледника. Существуют различные точки зрения на образование озов. По одной из них, поток, выходя за край ледника, откладывал переносимый материал в виде конуса выноса или дельты (в случае впадения в водоем), которые постепенно наращивались вверх по течению вслед за отступающим краем ледника. Таким образом, образовывалась радиальная цепь конусов выноса в виде вала или гряды, чаще всего симметричных. Маргинальные озы образовывались при соединении друг с другом боковыми частями конусов или дельт многих потоков (рис. 5.27 *А*).

Вследствие этого образовывалась гряда (или вал), оконтуривающая край ледника, асимметричная в поперечном разрезе. Более крутым является склон, обращенный к леднику. По другой точке зрения, отложенный на дне потока и переносимый материал в процессе таяния льда проектировался на субстрат, образуя инверсионную форму — вал или гряду (см. рис. 5.27 *Б*). Некоторые озы

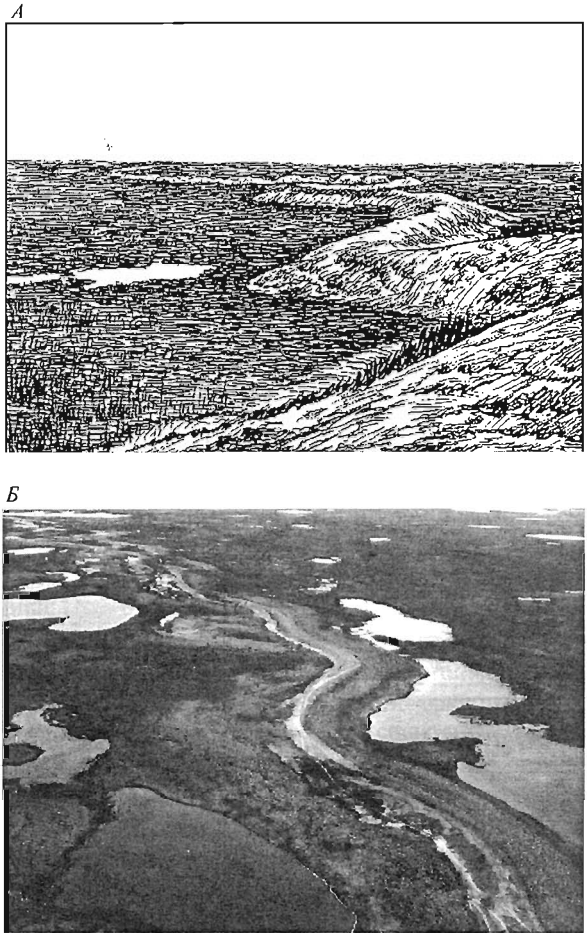


Рис. 5.24. Озы на Кольском п-ве:
А — рис. М. А. Лавровой; *Б* — фото А. С. Красильникова

перекрыты мореной. Это говорит о том, что часть потоков текла подо льдом или внутри него.

Помимо озов во внутренней зоне аккумуляции развиты *камы* (от англ. came — гребень) — формы рельефа, имеющие озерно-ледниковый генезис. Это отдельные холмы (рис. 5.28) или скопления холмов, платообразные возвышенности или террасы на их склонах.

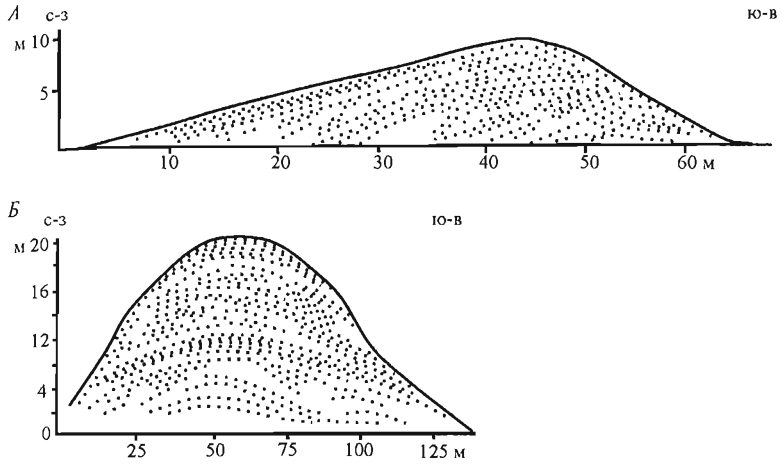


Рис. 5.25. Разрезы озов:

А — асимметричного и *Б* —симметричного (по Р. Раукасу и др.)



Рис. 5.26. Положение потоков талых вод внутри ледникового языка (по П. Уолдстедту, с изменениями). Потоки талых вод находятся на поверхности ледника, внутри ледовой массы и в основании ледника

Их образование связано с мертвым неподвижным тающим льдом, заполняющим понижения в рельефе. При таянии льда на его неровной поверхности возникали озера. Озера существовали и подо льдом на поверхности субстрата (как сейчас в Антарктиде), и внутри льда. В них накапливались горизонтально слоистые глины, илы, супеси, переслаивающиеся с песком. При таянии льда осадки постепенно проектировались на субстрат или морену, образуя, как и озы, инверсионную форму. Если осадки накапливались в стоячей воде, то образуемые формы называются *лимнокамы*. Если же вода была проточной,

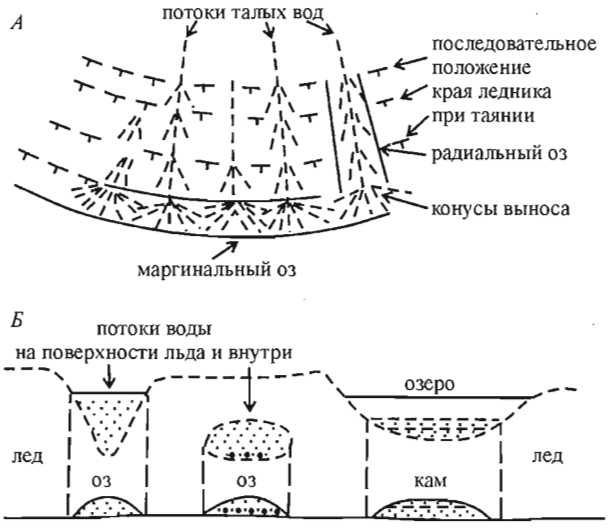


Рис. 5.27. Схемы образования озов и камов:
по дельтовой гипотезе (*А*); по инверсионной гипотезе (*Б*)

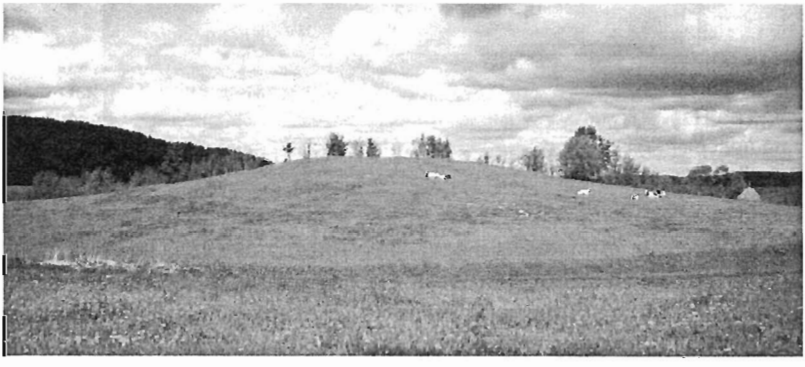


Рис. 5.28. Камовый холм в районе Кенозеро (Архангельская обл.)
(фото В. И. Макарова)

что сказывается на более грубом составе и отчетливой слоистости отложений, то такие формы называются *флювиокамы*. Высота камов достигает 20 м, реже больше, диаметр до сотни метров.

В пределах области аккумуляции (а иногда и экзарации) местами развиты особые формы рельефа — *друмлины* (от англ. drumlin — гребень холма) — холмы или валы, плосковершинные, продолговатые, вытянутые по движению льда. Высота друмлинов колеблется от 5 до 40 м, ширина — 250–600 м, а длина доходит до 1–1,5 км. В продольном сечении они асимметричны: склон, обращенный к наступающему леднику, высокий и тупой, противоположный — низкий и пологий. Сложены они мореной, облекающей цоколь из коренных пород, который иногда обнажается на тупом конце (рис. 5.29). Встречаются скалистые друмлины, вырезанные в коренных породах. Между всеми типами есть переходы. Друмлины часто образуют скопления (сотни и тысячи) перед фронтом краевых или некоторых стадиальных морен. Происхождение друмлинов до настоящего времени не совсем ясно. Или они вырезаны активно наступавшим ледником в уже отложенной морене или коренных породах. Или участки льда, перегруженные

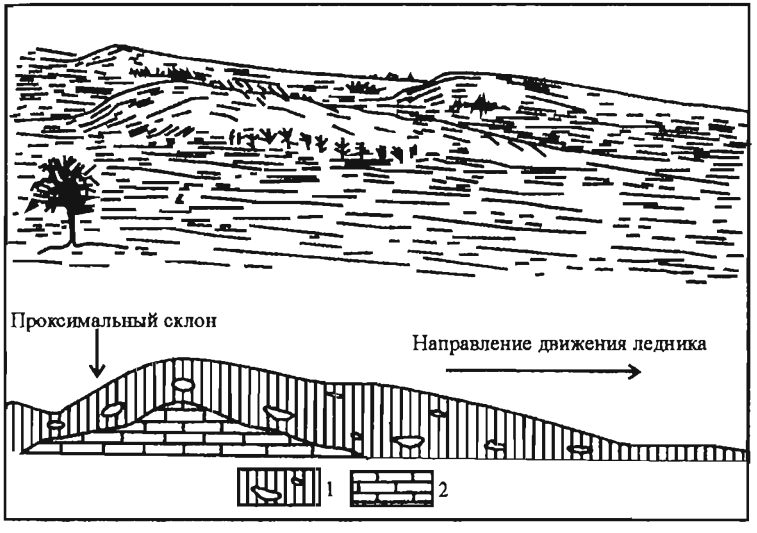


Рис. 5.29. Друмлины (по З. А. Макееву). Общий вид и разрез:

1 — морена; 2 — коренные породы

обломочным материалом, перед препятствиями и за ними теряли подвижность, вследствие чего материал сгружался. Чистый лед обтекал такие участки, сглаживая и придавая им форму друмлин.

Краевая зона — территория, где заканчивался ледниковый покров и сгружался приносимый льдом материал. Он слагает фронтальную *конечную*, или *краевую*, *морену*, в рельефе образующую ряд возвышенностей в виде гряд и валов, цепочек холмов, в целом оконтуривающих край ледника и потому в плане обычно имеющих дугообразную, а на отдельных участках фестончатую форму. Выпуклая часть дуги обращена по направлению движения ледника. Ширина краевой зоны составляет несколько десятков километров, а мощность морены и, соответственно, высота слагаемых ею валов или холмов достигает ста или более метров, что намного больше основных морен. Краевые морены разделяются на насыпные и напорные. *Насыпные морены* образуются у края тающего ледника при его длительном спокойном стационарном положении. В поперечном сечении валы и гряды насыпных морен асимметричны: край, обращенный к леднику, более крутой. Они сложены принесенным ледником обломочным материалом, иногда перемытым талыми водами или отложенным в подпрудных озерах, существовавших у края ледника и потому имеющих слоистость, не характерную для морен.

Напорные морены характерны для активно наступающих ледников, которые, как бульдозером, воздействуют на породы или отложения перед их краем. Там, где ледник при своем движении встречает какое-либо препятствие — выступ крепких пород в ложе — *ригель* (от нем. Riegel — поперечина), или тектоническое поднятие, коренные породы под напором льда сминаются, выдавливаются вверх, отрываются в виде пластин, чешуй или глыб, включаясь в тело ледника, а затем в морены в виде *отторженцев*. Последние могут быть принесены издалека. Морены напора образуют валы и вместе с подстилающими породами бывают нарушены складками, сбросами, надвигами и др. Такие образования называются *гляциодислокациями*. Напорные морены разного возраста с гляциодислокациями встречаются на территории России, Белоруссии, Прибалтики, Украины, и др. Известными среди них являются гляциодислокации Каневские на Днепре на Украине, Сещинские в Белоруссии и др.

С внешней (дистальной) стороны краевых морен в *перигляциальной* зоне развиты *равнинные зандры* — обширные плоские равнины, образованные отложениями многочисленных водных потоков,

выходивших из-под края тающего и отступающего ледникового покрова. Потоки разветвлялись на многочисленные русла различных размеров, выносивших песчано-гравийный материал, являющийся продуктом перемыва морен. Поэтому для отложений характерен пестрый по механическому составу материал. Зандровые пески перевевались ветрами с образованием дюн и гряд. Многие зандровые равнины приурочены к тектоническим понижениям, в настоящее время зандровые равнины покрыты хвойными лесами и называются «полесьями» (Белорусское, Украинское полесья, Мещера и др.).

Более крупные и энергичные потоки использовали существовавшие до оледенения речные долины (верховья Волги, Днепра и др.). Они прорезали гряды краевых морен, врезались в прилегающую равнину, образовав *долинные зандры*. Последние выполнены более грубым, по сравнению с равнинными зандрами, гравийно-галечным материалом с примесью валунов. Вниз по долинам рек зандры переходят в речные террасы.

В областях более древних оледенений, чем валдайское, — раннее- и среднеплейстоценовых — зональность рельефа плохо выражена. Первоначальный рельеф древних оледенений существенно сглажен, размыт, краевые морены иногда полностью размыты или плохо выражены в рельефе. Кроме того, аккумулятивный моренный рельеф внутренних зон в процессе постепенного отступания более молодых ледниковых покровов во многих случаях был перекрыт слоем песчано-гравийного флювиогляциального материала, и в рельефе образовались зандровые равнины. Такие равнины имеют плоскую поверхность, которая иногда всхолмлена последующими эоловыми процессами с образованием песчаных валов и дюн. Мощность флювиогляциальных отложений редко превышает 2–3 м. Залегающий под ними моренный суглинок служит водоупором для поверхностных и грунтовых вод. Поэтому зандровые равнины часто заболочены. Лессовидные суглинки, перекрывающие древние морены и зандры, еще более выполаживают рельеф областей древних оледенений.

Заключение. Оледенения влияли на многие процессы, происходившие на Земле. Изменялся ландшафт, происходило смещение ландшафтно-климатических зон: во время оледенений они смещались к югу, а во время межледниковий — к северу. Так, в теплые эпохи тундра совсем исчезала из Европейской части России, а в Азиатской части площадь ее значительно сокращалась, лесные зоны продвигались на север. С развитием и таянием ледниковых

покровов связаны планетарные колебания уровня морей и океанов, названные *гляциоэвстатическими*. Во время оледенений сток рек уменьшался, большое количество воды изымалось из морей и океанов и консервировалось во льдах, что вызывало регрессии. Во время таяния ледниковых покровов уровень морей и океанов повышался — наступала трансгрессия. Колебания уровня морей и океанов влияли на формирование морских и речных террас.

С оледенениями связана *гляциоизостазия* — нарушение изостатического равновесия земной коры, приводившее к вертикальным движениям. Под тяжестью ледниковых покровов земная кора в центрах оледенений прогибалась на величину, примерно равную одной трети мощности льда, а во время таяния происходило поднятие со скоростью до 10–15 см/год и даже более (Н. А. Мёрнер). Напряжения в земной коре, вызванные нагрузкой и разгрузкой ледниковых покровов, приводили к изменению сейсмичности территорий, занимаемых покровами. Так, послеледниковое поднятие Скандинавии сопровождалось землетрясениями, магнитуда которых достигала 7–8. Об этом свидетельствуют так называемые палеосейсмодислокации (рвы, трещины, уступы, обвалы и оползни), сохранившиеся в рельефе Кольского п-ва, Швеции, Норвегии, Финляндии, Карелии и других районов. Изостатический подъем земной коры после последнего валдайского оледенения еще продолжается. По данным В. Я. Евзерова и С. Б. Николаевой, территория может подняться еще на 40–60 м.

Отложения, слагающие ледниковые и водно-ледниковые формы рельефа, являются полезными ископаемыми. Они используются в качестве строительных материалов (суглинки, пески, песчано-гравийные смеси). Кроме того, морены и флювиогляциальные отложения зандров иногда содержат ценные минералы (золото, платину и др.), включенные в их состав при разрушении коренных пород и аллювиальных отложений, содержащих россыпи.

ГЛАВА 6

ФЛЮВИАЛЬНЫЙ РЕЛЬЕФ

Флювиальным (от лат. fluvius — река, поток) называется рельеф, созданный водными потоками. Водные потоки, расчленяющие сушу,

делятся на постоянные (реки) и временные. И те и другие совершают разрушительную и созидательную работу, выражающуюся в размыве (эрозии) геологического субстрата и накоплении осадков (аккумуляции). Осадки постоянных потоков, или рек, называются *аллювием* (от лат. alluvio — нанос, намыв), а временных потоков — *пролювием* (от лат. proluvium — истечение, proluo — уношу течением).

6.1. РЕЛЬЕФ, СОЗДАННЫЙ ПОСТОЯННЫМИ ВОДНЫМИ ПОТОКАМИ. СТРОЕНИЕ РЕЧНЫХ ДОЛИН

Совершая эрозионную и аккумулятивную работу, постоянные водные потоки создают важнейшие формы рельефа суши — речные долины. *Речные долины* — это узкие, по сравнению со своей длиной, и большей частью извилистые понижения в земной поверхности, имеющие на всем протяжении уклон от верховий к устью и ступенчатые склоны. Особенностью речных долин является их транзитное развитие относительно климатических поясов и зон и тектонических условий. То есть они существуют во всех климатических поясах и зонах (за исключением областей, покрытых льдом) и в различных структурных обстановках и часто переходят из одной зоны в другую. Реки являются главными переносчиками материала с суши в моря и океаны. Более 15 млрд т наносов ежегодно они поставляют в моря и океаны. Речные долины и выполняющий их аллювий имеют большое теоретическое и практическое значение во многих областях геологии и геоморфологии, не говоря об их роли в жизни человека. Реки определяли основные места зарождения и развития цивилизаций. Энергия рек используется в гидростанциях. Речные долины являются вместилищем многих полезных ископаемых — строительных материалов, торфа, воды, россыпей золота, алмазов, хрусталя и многих других ценных минералов.

В изучение строения речных долин и слагающего их аллювия большой вклад внесли исследования А. А. Асеева, Ю. А. Билибина, Г. И. Горецкого, В. В. Докучаева, И. П. Карташова, А. В. Кожевникова, Н. П. Костенко, Ю. А. Лаврушина, В. В. Ламакина, Б. Л. Личкова, Н. И. Маккавеева, Г. А. Постоленко, Р. С. Чалова, А. В. Чернова, А. А. Чистякова, Е. В. Шанцера, С. С. Шульца и многих других.

Каждая более или менее развитая речная долина, как правило, имеет русло, пойму и несколько террас.

6.1.1. Речные русла. *Русло* — самая низкая часть речной долины, по которой происходит сток воды, а самая глубокая часть русла называется *тальвегом* (от нем. Tal — долина, Weg — дорога). Глубина и ширина русел различна и зависит от размеров реки, водности и скорости потока. У крупных рек глубина русла превышает 20–30 м. Наиболее глубокое русло — 60 м — имеет р. Амазонка при ширине 1,5–2 км. Ширина русла р. Оби достигает 3 км (в разветвлении).

Типы русел. В руслах совершается эрозия — глубинная и боковая, перенос и аккумуляция аллювия. В плане речные русла бывают *прямолинейными*, *изгибающимися*, или *меандрирующими* (от греч. Maiandros — Меандр, древнее название сильно извилистой реки Большой Мендерес в Малой Азии), и *разветвленными*, или *фуркирующими* (от англ. furcation — раздвоение, разветвление) (рис. 6.1), состоящими из ответвлений русла — рукавов, островов и разделяющих их проток.

Такая форма русел говорит об особенностях совершающейся в них работы реки: в прямолинейных руслах, как правило, преобладает глубинная эрозия с транзитным переносом обломочного материала, в меандрирующих руслах происходит боковая эрозия с перестиланием аллювия и с ослабленным локальным углублением, а в разветвленных руслах — аккумуляция переносимого потоком обломочного материала (аллювия) преобладает над эрозией. Все эти процессы могут быть вызваны как климатическими факторами (увеличение или уменьшение водности реки), так и тектоническими деформациями, изменяющими уклон поверхности. В том и другом случае изменяется энергия потока: в первом случае за счет массы воды, во втором — за счет скорости.

Между разными типами русла существуют переходные разновидности. В одной и той же долине могут неоднократно чередоваться участки с различной формой русла и, следовательно, с различными в нем процессами. Это свидетельствует о том, что река находится в разных состояниях, или *динамических фазах*, — врезания, равновесия или аккумуляции (В. В. Ламакин). Каждой такой фазе соответствует специфический аллювий.

Базис эрозии. Глубинная эрозия не беспредельна. Всегда есть *базис эрозии* (от греч. basis — основание) — уровень, к которому стремится водный поток и ниже которого он не врезается. Базис

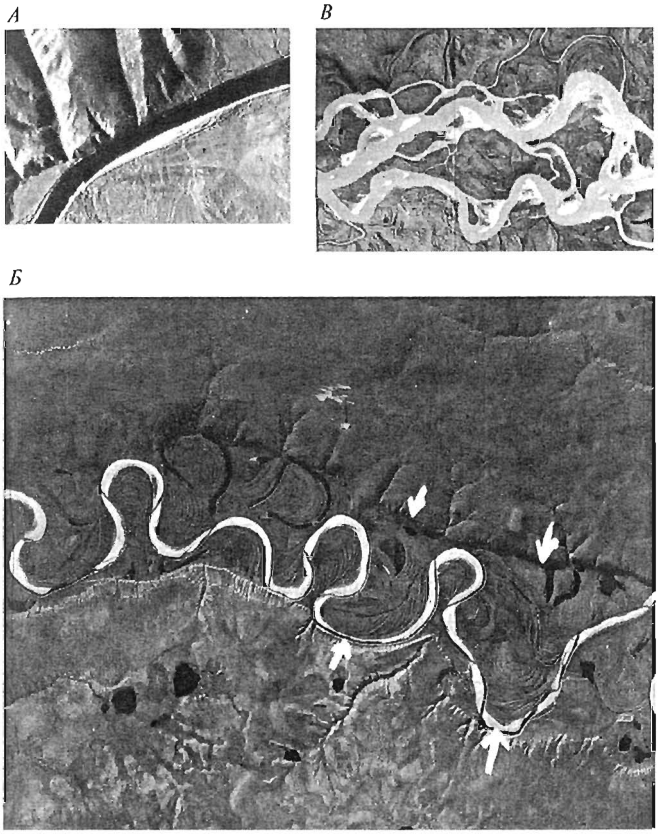


Рис. 6.1. Типы речных русел:
А — прямолинейное; *Б* — меандрирующее; *В* — разветвленное; стрелками обозначена ширина меандрового пояса

эрозии может быть *локальным*, т. е. местным (например, река для ее притока), *региональным*, например, уровень озера и внутренних морей для многих рек большого района, составляющих единый бассейн (оз. Байкал или Каспийское море), и *планетарным* — уровень Мирового океана. Для рек Сибири — это моря Северного Ледовитого океана, для рек востока России — это моря Тихого океана и т. д.

Продольный профиль реки. Для характеристики состояния водного потока, процессов, в нем происходящих, используется

продольный профиль реки. Это профиль водной поверхности реки при меженном (низком) уровне от истока до устья (базиса эрозии). Продольный профиль русла может быть выработанным (равновесным) и невыработанным. *Выработанный продольный профиль* — спокойный, представляет собой кривую параболического типа, плавно снижающуюся от истоков к устью; в нем кинетическая энергия потока уравновешена сопротивлением подстилающих пород и количеством несомого материала (рис. 6.2).

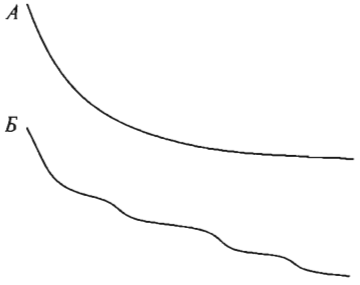


Рис. 6.2. Продольные профили рек:
выработанный (*А*) и невыработанный (*Б*)

То есть количество переносимых рекой наносов соответствует ее транспортирующей способности. *Невыработанный продольный профиль* часто является крутым, с уступами и водопадами. Такой профиль характерен для многих горных рек, особенно врезающихся. Продольные профили равнинных рек обычно пологие и близки равновесным, и лишь на отдельных участках, где реки пересекают растущие поднятия, профили становятся ступенчатыми, невыработанными. К выработанному продольному профилю стремятся все реки.

Рельеф русел. Рельеф самих русел, их дна находится в непрерывном изменении. Влекомый по дну и взвешенный обломочный материал — русловой аллювий — образует гряды различного типа, перемещаемые вниз по течению, размеры которых зависят от глубины русла, динамики водного потока, его режима и количества наносов. Самые маленькие формы (наноформы) представляют собой *песчаную рябь*, образующуюся на мелководье. Более крупные гряды — *перекаты* — пересекают русло реки под углом 20–30°. У крупных глубоководных рек

их высота колеблется от нескольких до 10–15 м и более, а длина может достигать сотен метров и первые километры. В продольном профиле склон переката, обращенный против течения, пологий, а обращенный по течению — крутой (рис. 6.3).

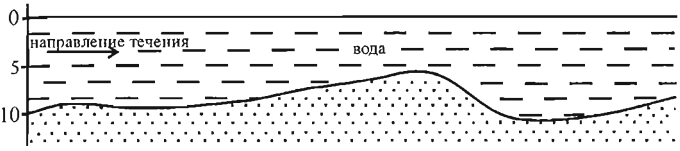


Рис. 6.3. Продольный профиль переката (по В. В. Иванову, В. Н. Коротаеву и др.)

Кроме перекатов выделяется еще целый ряд форм — песчаных волн, которые существуют самостоятельно или накладываются друг на друга (рис. 6.4).

Однако все они постоянно перемещаются, главным образом, вниз по течению, поэтому все время переформировываются.

При меандрировании река последовательно подмывает то один, то другой берег, таким образом производя боковую эрозию и расширяя долину. Ширина долины зависит от ширины *меандрового пояса*. Последний измеряется шириной дна долины между вершинами смежных излучин (см. рис. 6.1 *Б*). Размеры излучин зависят от водности реки и уклонов русла. Чем крупнее река и больше уклоны русла, тем больше расстояние между вершинами излучин и между соседними излучинами. Если уклоны русла малы, то расстояния между излучинами сокращаются. Меандры свободно смещаются вниз по течению, при этом некоторые из них отмирают, образуя *старицы* — участки прежнего русла, оторванные от основного. Если же меандры врезаны, то это может свидетельствовать о происходящем тектоническом поднятии этого участка долины.

В меандрирующем русле прямолинейно направленный поток, ударяясь в вогнутый берег, подмывает и разрушает его с образованием обрыва (рис. 6.5), который постепенно отступает.

Возникающее винтообразное движение воды углубляет русло, и у вогнутого берега образуется *плес* — глубокий участок русла. В нем аккумулируется самый грубый и практически не окатанный материал, образующийся при разрушении берега. Менее крупный

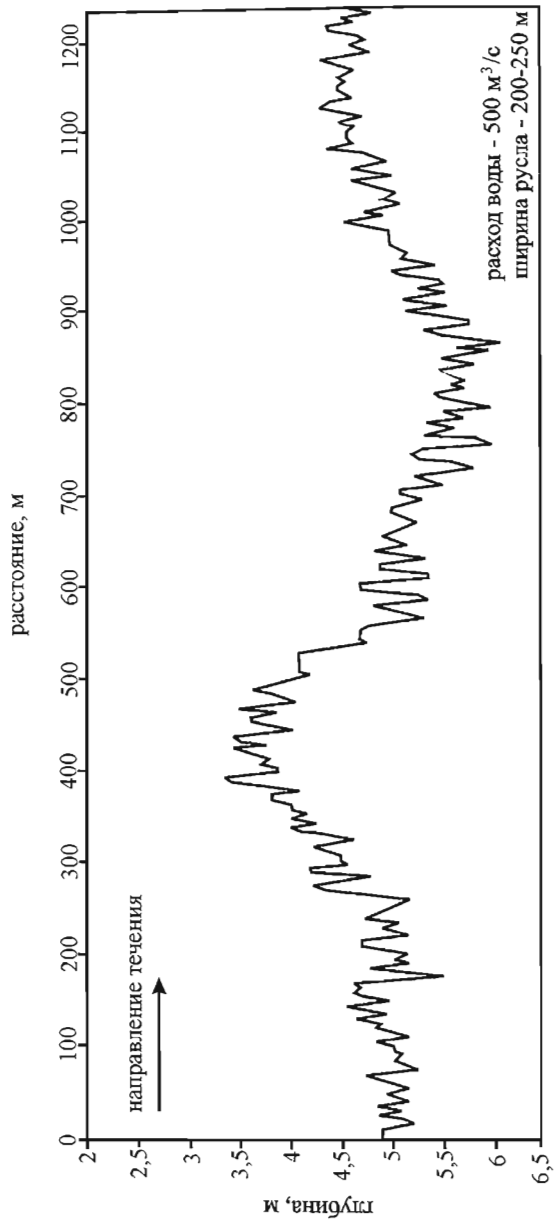


Рис. 6.4. Крупные песчаные волны, осложненные менее крупными. Продольный профиль одного из рукавов Волги (Бахтемир) южнее г. Астрахань (по В. В. Иванову, В. Н. Коротаеву и др.)

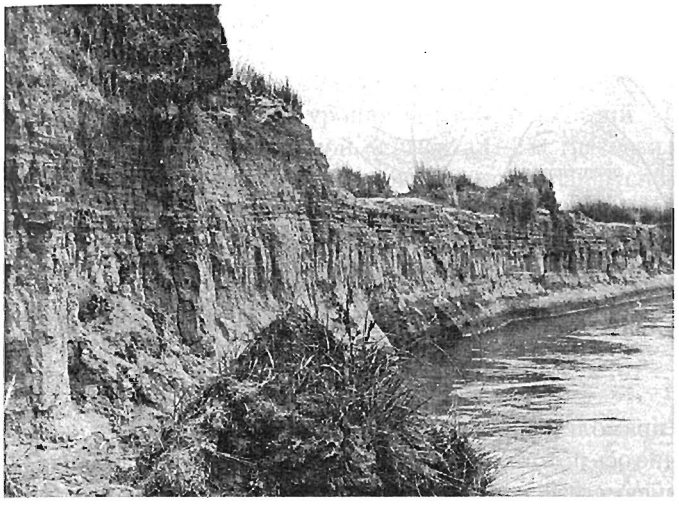


Рис. 6.5. Подмываемый и разрушаемый берег реки

материал донными поперечными струями переносится к противоположному выпуклому берегу, где и откладывается в виде валов, или *грив*, постепенно выступающих над водой. В результате на выпуклом берегу формируется и наращивается путем прислонения осадков *прирусловая отмель* (рис. 6.6).

Она сложена косослоистым песчано-гравийным у равнинных и галечниковым материалом у горных рек. Между плесами располагаются перекаты — мелководные участки русла в виде перемещающихся гряд, сложенных преимущественно песком у равнинных рек и галечником у горных, поступающим с плесовых участков. Таким образом, река перекатывается от одного берега к другому, расширяя долину, перенося и аккумулируя аллювий. При этом одновременно со смещением русла вниз по течению смещаются или наращиваются все его формы: плесы, перекаты, прирусловые отмели. Отложения плесов, прирусловых отмелей, перекатов и других русловых гряд представляют *русловую фацию*[1] *аллювия*, часто имеющую косую слоистость. Русловой аллювий выстилает дно долины в пределах меандрового пояса.

[1] Фация — комплекс одновозрастных отложений одного генетического типа, отличающийся составом и условиями образования.

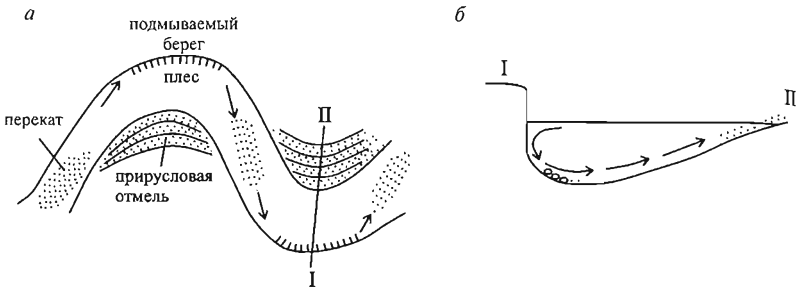


Рис. 6.6. Строение меандрирующего русла:
а — в плане; *б* — в разрезе

В прямолинейных руслах почти всегда имеются условия, отклоняющие ось потока от середины русла. Это выступы берега и мысы, оползневые массы, конусы выноса боковых притоков. Из-за этого так же, как и в меандрирующем русле, образуются участки размыва и аккумуляции с плесами и перекатами.

6.1.2. Поймы. Перерабатываемая руслом низкая часть речной долины, ее дно называется *поймой*. Она примыкает к руслу и периодически заливается во время паводков. Пойма образуется почти у всех рек, имеющих переменный уровень воды, но наиболее характерна она для равнинных рек. В долинах горных рек пойма развита слабо, а у врезающихся рек она может отсутствовать. Осадки, образующиеся на пойме, — *пойменная фация* аллювия, — в целом имеют более тонкий состав (супеси, мелкозернистые пески, илы), по сравнению с русловой фацией.

Рельеф поймы. Ширина и высота поймы зависят не только от размеров рек, но и от структурной обстановки. На прогибающихся участках она расширяется и снижается, мощность аллювия увеличивается. В низовьях Волги и Оби, где идет прогибание, ширина пойм достигает соответственно 40 и 50 км, в низовьях Дона — 15–17 км. У малых рек ширина поймы составляет первые сотни метров. На поднимающихся участках пойма сужается, ее высота увеличивается за счет углубления русла, мощность пойменного аллювия уменьшается. В условиях подпруживания реки, вызываемого ростом поднятия, обвалом или строительством плотины, поверхность

поймы наращивается за счет аккумуляции пойменных осадков и может достичь уровня I террасы, вследствие чего уступа между ними не будет.

В пойме выделяются два уровня: низкий и высокий. Низкая пойма ежегодно затопляется водой, ее высота 1–2 м. Высокая пойма заливается во время высоких паводков. Ее высота над руслом 5–6, а у крупных рек 8–10 м, а иногда и более. По рельефу поверхности, условиям аккумуляции и составу осадков на пойме равнинных рек условно выделяются три части: прирусловая, центральная и притеррасная, выделенные еще В. В. Докучаевым, известным русским почвоведом (рис. 6.7).

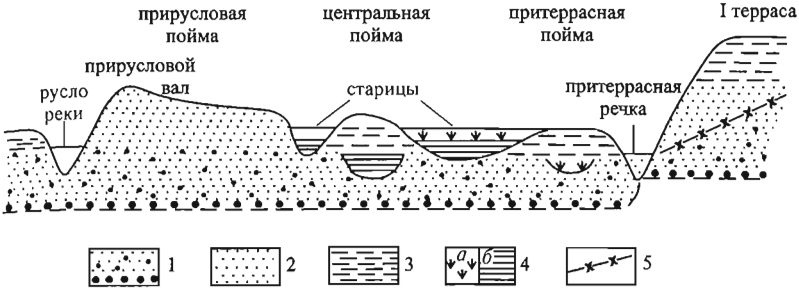


Рис. 6.7. Схема строения рельефа поймы равнинной реки:

1 — русловой аллювий с базальным горизонтом в основании; 2 — песчаные отложения прируслового вала; 3 — суглинки, супеси, глины пойменной фации; 4 — старичная фация (*а* — торфяники, *б* — илы и глины); 5 — горизонт грунтовых вод

Прирусловая часть поймы самая высокая и сложена наиболее грубым материалом. Это объясняется тем, что при подъеме воды во время паводка, выходе ее из русла и растекании по шероховатой поверхности поймы, иногда заросшей вдоль русла деревьями и кустарником, скорость течения резко падает, вследствие чего на границе поймы и русла осаждается большая часть несомого взвешенного материала — песок, гравий. В результате образуется *прирусловой вал* высотой 0,5–1 м, а у крупных рек до 2–3 м и более. Чем дальше от русла, тем осадки становятся тоньше (супеси, суглинки) и их мощность уменьшается. Из-за этого поверхность поймы понижена. Это — *центральная* часть поймы. Здесь могут образовываться понижения, заполненные водой, разливы, многочисленные протоки, меняющие свое положение, со

временем превращающиеся в старицы, в которых осаждается самый тонкий материал *старичной фации* (глины, илы, тонкозернистый песок), а при их зарастании образуется торф. Наиболее низкая и самая удаленная от русла часть поймы — *притеррасная*. Сюда при разливах поступают лишь самые тонкие осадки — илы, глины. Из-за выклинивания подземных вод из прилежащей террасы на пойму здесь иногда образуется притеррасная речка или протока, при зарастании которой образуется торф, используемый населением.

Из рельефа поймы следует, что разрез ее отложений может быть очень пестрым, быстро меняющимся как вверх по разрезу, так и по латерали: линзы или струи более грубого материала с различным типом слоистости, отложившегося в протоках и рукавах или слагающего прирусловые отмели и валы, чередуются с более тонким материалом или торфом, образовавшимся в застойных условиях отмирающих стариц. Среди пойменных осадков встречаются горизонты погребенных почв, свидетельствующие о длительных перерывах в осадконакоплении. Мощность пойменных осадков у крупных рек (Ока, Волга, Дон и др.) составляет 3–5 м, а общая мощность аллювия поймы (вместе с русловой фацией) достигает 10–15 м.

Типы пойм. В зависимости от формы русла меняются тип поймы и ее строение. У меандрирующих рек поймы обычно *сегментные* и *сегментно-гривистые*, развитые в меандрах и переходящие с одного берега на другой (рис. 6.8).

Для них характерен дуговой (рис. 6.9) или веерно-дуговой рисунок, образуемый гривами — бывшими прирусловыми валами — и разделяющими их понижениями, маркирующими постепенное смещение русла в процессе его меандрирования.

Прирусловые валы зарастают растительностью, некоторые развеваются ветром, образуя песчаные дюны.

Вдоль прямолинейных русел образуются *обвалованные* поймы, развитые на обоих берегах и отделенные от русла прирусловыми валами. У разветвленных русел пойма *проточно-* или *ложбинно-островная* (рис. 6.10).

В паводки многие острова заливаются водой, и пойменный аллювий осаждается на их поверхности.

При устойчивом смещении русла к одному берегу, что может быть вызвано тектоническим поднятием или силами Кориолиса, на поднимающейся стороне долины образуется *параллельно-гривистая*

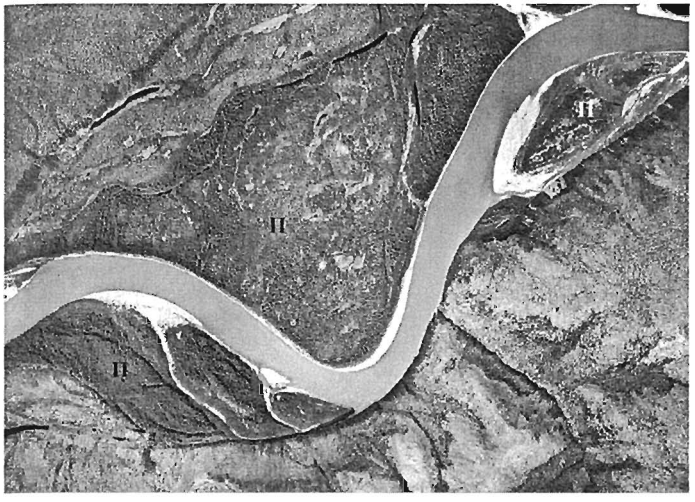


Рис. 6.8. Сегментная пойма (п), развитая в излучинах реки и переходящая с одного берега на другой (аэрофото)

пойма, близкая по строению и рисунку к сегментной. Между всеми этими типами пойм есть промежуточные разновидности.

Возраст пойм голоценовый (Q_4) в пределах 10 000 лет, определяется радиоуглеродным методом по остаткам растительности (торф, древесные стволы и др.), заключенным в пойменном аллювии. Скорость осадконакопления на поймах крупных рек достигает 2–3 мм/год.

6.1.3. Речные террасы. Характерной особенностью рельефа речных долин является более или менее ярко выраженная ступенчатость, или террасированность, их склонов. Ступени (террасы) представляют собой фрагменты древних пойм, поднятые над современными руслом и поймой в результате последовательного (циклического) врезания реки.

В террасе выделяются следующие морфологические элементы: *площадка*, или поверхность террасы, *уступ*, ограничивающий площадку снизу, *тыловой шов* — линия, по которой площадка соприкасается с вышерасположенным склоном или уступом более высокой террасы, *бровка* — линия перегиба площадки к уступу (рис. 6.11).

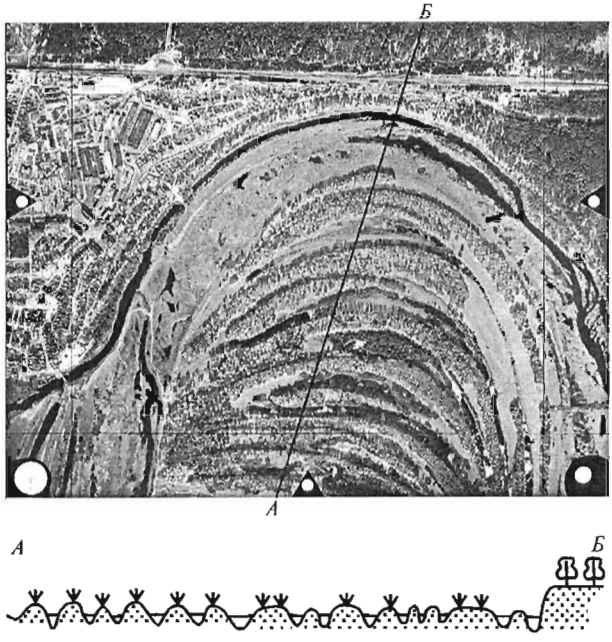


Рис. 6.9. Фрагмент сегментно-гривистой поймы р. Оки. На аэрофото дуговой рисунок образуют гривы — прирусловые валы, заросшие кустарником, и разделяющие их протоки; *А–Б* — разрез поймы

Эрозионно-аккумулятивные циклы и стадии формирования террас и речных долин. Образование террас отражает последовательные стадии эрозионного расчленения земной поверхности водным потоком и аккумуляции аллювия, которые носят циклический характер и закономерно повторялись на протяжении четвертичного периода. Основой цикличности являются периодические изменения климата, а также скорости и/или направленности тектонических движений. Эти факторы, как отмечалось выше, определяют всю деятельность (режим) водных потоков. Изменения климата влияют на водность реки, т. е. массу (m) и, соответственно, на энергию водного потока E (напомним, что $E = mV^2/2$), увеличение или уменьшение которой изменяет баланс между процессами эрозии и аккумуляции. Так же действуют тектонические движения и вызванные ими или климатическими причинами изменения базиса эрозии — уровня



Рис. 6.10. Проточно-островная пойма (аэрофото)

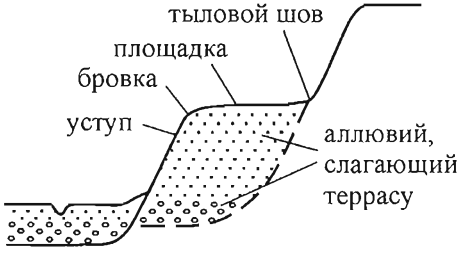


Рис. 6.11. Элементы террасы

морей и озер. Поднятие местности, по которой протекает река, или опускание базиса эрозии ведет к увеличению уклонов земной поверхности, а следовательно, скорости водотока (V), к более энергичной эрозии и углублению долины. И наоборот: опускание местности или повышение базиса эрозии ведет к уменьшению уклонов, снижению скорости водотока, что приводит к ослаблению или вовсе прекращению глубинной эрозии и к большей аккумуляции обломочного материала из-за снижения несущей способности потока.

Вопрос о том, какой из этих факторов является определяющим, спорен. В каждом конкретном месте и интервале времени он, очевидно, может решаться по-разному. Однако следует признать, что климатические условия имеют большое значение: их изменения являются планетарными, одновременно охватывающими и горные, и равнинные территории, они определяют само существование рек и их водность, а также колебания уровня морей и океанов — базисов эрозии рек. Это следует также из известной формулы энергии движущегося тела, в данном случае водного потока, приведенной выше. Дело в том, что скорость является функцией не только уклона поверхности, в общем определяемого тектоническими деформациями, но и, опять же, массы воды, и поэтому энергия потока находится в кубической зависимости от его массы и в квадратичной — от уклонов поверхности. В то же самое время климатические изменения происходят на фоне проявления тектонических движений, более интенсивных в горах, чем на равнинах.

Среди террас в долинах рек выделяются цикловые и локальные. *Цикловая* (или региональная) терраса развита вдоль всей долины и отражает полный цикл изменений климата, проявленных на больших территориях и имеющих обычно глобальную природу (например, потепление–похолодание). *Локальные* террасы развиты лишь на отдельных участках долины. Их образование вызвано местными причинами — поднятием отдельных блоков, спуском воды из подпруженных участков долин и др.

Формирование цикловой террасы включает несколько стадий (или фаз): врезания, расширения долины, аккумуляции и динамического равновесия. Переход от одной стадии к другой сопровождается изменением русловых процессов, морфологии долины и типа аллювия.

Стадия врезания (начальная). Увеличение водности реки, что связано с климатом, или уклона реки, что может быть вызвано тектоническими движениями (поднятие местности, по которой протекает река, или понижение базиса эрозии), ведет к увеличению энергии водного потока, его несущей и эрозионной способности. В результате усиливается глубинная эрозия и формируется эрозионный врез (рис. 6.12 I).

В горах он чаще всего V-образный (ущелья, каньоны), на равнинах — более широкий. Во время врезания река не аккуму-

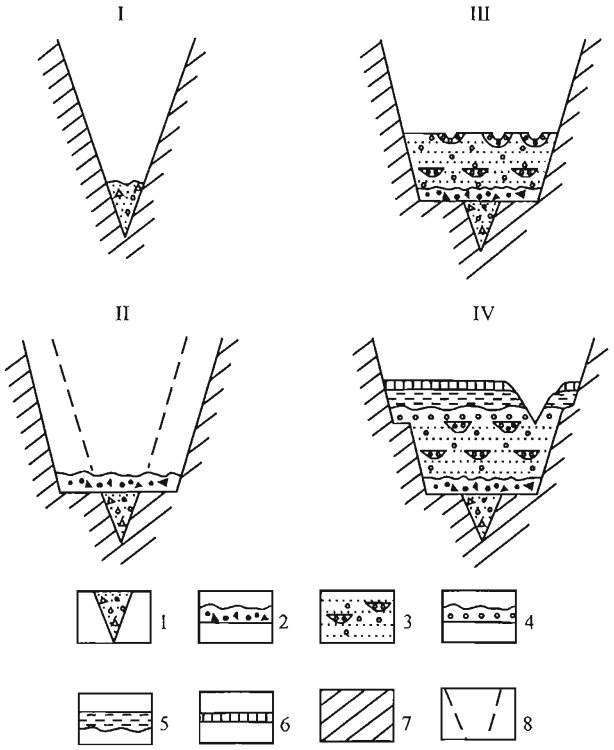


Рис. 6.12. Схема развития эрозионно-аккумулятивного цикла и стадии формирования долины.

Стадии: I — врезания (начальная), II — расширения долины, III — аккумуляции, IV — динамического равновесия (завершающая). 1–5 — аллювий (1 — инстративный, 2 — субстративный или базальный горизонт, 3 — констративный, имеющий линзовидное строение, 4 — перстративный, 5 — пойменный); 6 — покровные отложения; 7 — коренные породы; 8 — контуры первоначального вреза

лирует, а лишь переносит обломочный материал, образующийся при врезании русла и поступающий в него со склонов. Русло этой стадии развития долины имеет, как правило, спрямленную форму. Продольный профиль русла в это время является невыработанным. В конце стадии, когда сила потока падает, врезание ослабевает, и часть несомого обломочного материала осаждается на дно, заполняя тальвег. Аллювий стадии врезания — *инстративный* (от лат.

instratus — наброшенный, устланный), или *выстилающий*, — представлен самым грубым, наименее сортированным и плохо окатанным материалом. В горных реках это валуны, галечники, перемешанные с гравием и грубым песком, в долинах равнинных рек — менее грубые песчано-гравийные отложения со щебнем и галькой. Их мощность весьма изменчива и зависит от количества переносимого материала. У горных рек она может достигать нескольких десятков метров, а у равнинных — первые метры.

Стадия расширения долины. Глубинное врезание сменяется стадией временного равновесия, когда энергии потока недостаточно для врезания, но достаточно для переноса обломочного материала. Русло становится меандрирующим, река подмывает то один берег, то другой (боковая эрозия), вследствие чего долина расширяется. Скорость подмыва и отступания берегов в значительной мере зависит от литологии слагающих их отложений. Рыхлые отложения могут размываться со скоростью 1–1,5 м/год, а на некоторых реках (Амударья) — до 1000 м/год. Плоское дно долины выстилается русловым аллювием, представляющим продукты размыва пород, слагающих склоны. В горных реках это галечники и валуны, часто плохо окатанные. У равнинных рек это песчано-гравийный или галечно-гравийный материал. Их мощность — первые метры. Они перекрывают инстративный аллювий, но выходят за его пределы, ложась на коренные породы расширенного русла. Этот аллювий — *субстративный* (от лат. sub — под), или *подстилающий*, — известен как *базальный горизонт*, перекрывающий плоское дно долины и подстилающий вышележащий аллювий (рис. 6.12 II).

Стадия аккумуляции начинается тогда, когда несущая энергия реки не обеспечивает транзитный перенос обломочного материала, и избыток его осаждается. Это происходит из-за снижения энергии потока (по указанным выше причинам) либо из-за большого количества обломочного материала, поступающего в реку со склонов. Последнее происходит, например, во время таяния снега и льда в конце ледниковых эпох при потеплении климата. Русло, несущее массу обломочного материала, разветвляется на ряд проток, которые, по мере их заполнения, перемещаются в пониженные части поймы. Основная энергия речного потока на этой стадии уходит почти исключительно на транспорт материала и его аккумуляцию, и в меньшей мере — на незначительную моделировку и расширение

долины. Это существенно аккумулятивная стадия развития долины, когда река заполняет аллювием выработанный ею врез и поднимает поверхность долины. Аллювий, накапливающийся на данном этапе, носит название *констративного* (от лат. constratum — настил), или *настилаемого*. Он состоит из чередования грубого и тонкого материала, в целом имеет линзовидно-слоистое строение. Линзы более грубого материала представляют бывшие отдельные русла и протоки. Мощность констративного аллювия может быть весьма значительной, достигая нескольких десятков метров, особенно в горных реках (рис. 6.12 III).

Стадия динамического равновесия. Уменьшение водности реки или малое поступление в речной поток обломочного материала приводят к прекращению аккумуляции, но энергии потока недостаточно для значительной эрозии. Русло вновь становится меандрирующим. Река не размывает и не аккумулирует, она только блуждает по дну долины, перемывая верхние части констративного аллювия, сортируя его, вымывая тонкий глинистый или песчаный материал и унося его вниз по течению. Образующийся в результате этого специфический слой аллювия называется *перстративным* или *перестилаемым*. Он отличается от нижележащего аллювия своей хорошей сортированностью, рыхлостью, сыпучестью, т. к. тонкие частицы вымыты. В эту стадию формируется пойма (рис. 6.12 IV). Русловые осадки перекрываются пойменными, образуются прируслoвые валы, старичные понижения и другие микроформы.

Образованием поймы заканчивается формирование долины реки, выполненной аллювием различных динамических фаз. Особенности строения аллювия, его механический состав и содержащиеся фауна и флора отражают полный климатический цикл: изменение климата от сухого и теплого, теплого и влажного во время стадий врезания, расширения долины и частично аккумуляции до влажного и холодного во вторую половину стадии аккумуляции и холодного и сухого в стадию динамического равновесия. Во многих речных долинах как равнинных, так и горных областей, для которых характерны сезонные изменения климата, наблюдается изменение цвета аллювия: от бурого, красноватого, желтого в нижних частях до серого в верхних. Это также свидетельствует о нарастании похолодания.

Новый цикл начинается с потепления климата, в областях оледенения ведущего к таянию ледников. Количество воды в реках увели-

чивается, следовательно, вновь начнется активная глубинная эрозия, и пойма начнет прорезаться. Новое врезание может застать русло в любом месте долины. Глубина нового вреза будет зависеть от количества воды в реке, времени действия эрозии и уклонов русла. В зависимости от всех этих условий новый врез может быть глубже прежнего и углубиться в коренные породы или, наоборот, быть менее глубоким и не выйти из аллювия, заполняющего прежний врез. Все стадии повторятся вновь, и будет образована новая долина, вложенная в первую. Прежняя пойма превратится в *цикловую* террасу. Количество таких цикловых террас, т. е. образованных в процессе эрозионно-аккумулятивной деятельности рек в течение четвертичного времени в речных долинах за пределами области оледенения, может равняться пяти или шести. Их формирование отражает циклические изменения климата, происходящие на протяжении четвертичного периода на больших территориях. В областях, перекрытых ледниками, естественно, террасы не могут образовываться, т. к. речные долины заполнены льдом. Если же в долинах рек на отдельных участках развито больше или меньше террас, то, следовательно, здесь имеет место проявление локальных тектонических движений — поднятие или опускание отдельных участков (см. ниже). Локальных террас может быть множество, но они лишь осложняют цикловые дополнительными ступенями.

Типы террас. В зависимости от глубины нового вреза и мощности выполняющего его аллювия, которые неодинаковы для разных циклов, из бывшей поймы образуются разные типы террас. Если при новом врезании (рис. 6.13 *А*, *Б*) река прорежет всю толщу аллювия предшествующего цикла и углубится в коренные породы, называемые цоколем, а новый аллювий закроет коренные породы и часть аллювиального разреза, то образуется *врезанная аккумулятивная* терраса (рис. 6.13 *В*, *Г*).

Аккумулятивная терраса сформируется и в том случае, если новый врез будет меньше мощности аллювия предшествующего цикла. Такую террасу можно назвать *вложенной* (рис. 6.13 *Д*). Если же мощность нового аллювия будет не достаточна, чтобы закрыть цоколь коренных пород, то из бывшей поймы будет образована *эрозионно-аккумулятивная*, или *цокольная*, терраса (рис. 6.13 *Е*; рис. 6.14).

Если новый аллювий заполнит весь врез и выйдет за его пределы, поверхность бывшей поймы будет погребена, она образует *погре-*

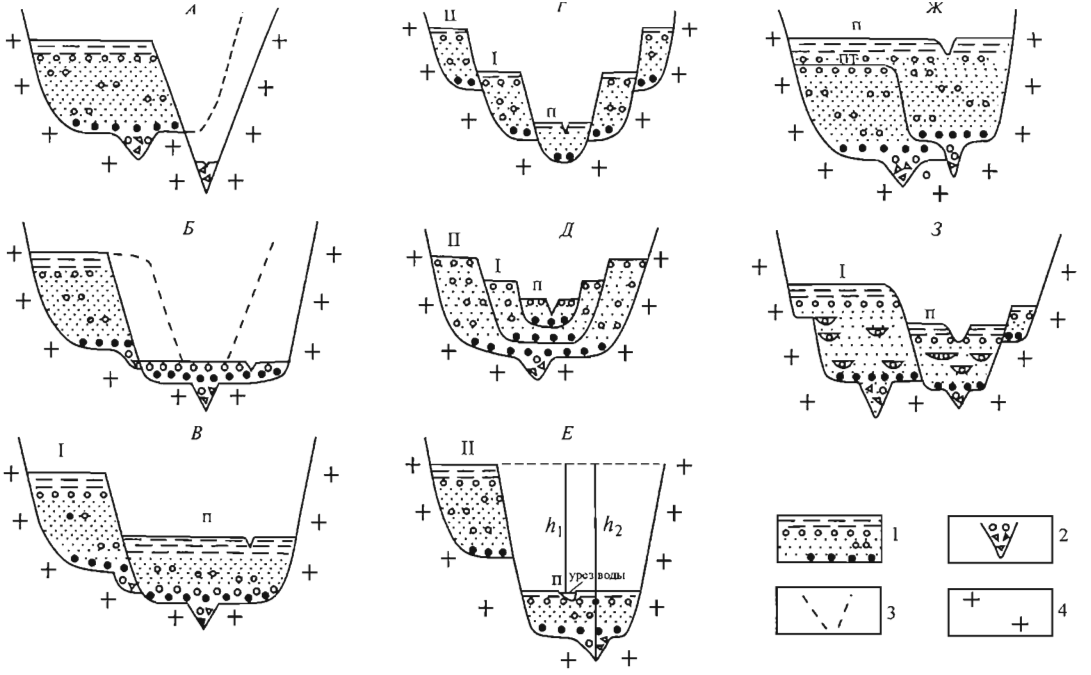


Рис. 6.13. Схема строения различного типа террас и долин:

А, *Б*, *В* — стадии формирования террас; *Г*, *Д* — аккумулятивные террасы (*Г* — врезанные, *Д* — вложенные); *Е* — эрозионно-аккумулятивная терраса; *Ж* — погребенная долина и погребенная терраса (пт); *З* — переуглубленная долина (тальвег глубже современного); 1 — аллювий; 2 — тальвег долины; 3 — границы первоначального вреза; 4 — коренные породы; h_1 — высота террасы; h_2 — глубина вреза; п — пойма; I–II — номера террас

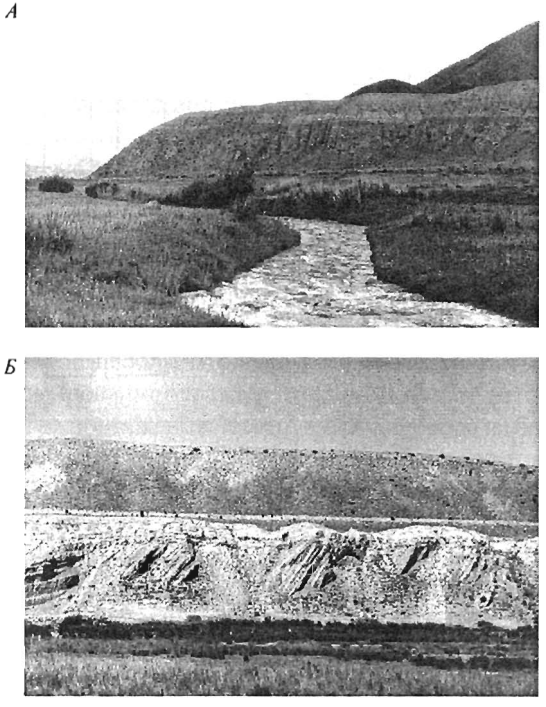


Рис. 6.14. Речные террасы:

А — аккумулятивная с покровными отложениями; *Б* — эрозионно-аккумулятивная терраса, в цоколе которой обнажаются дислоцированные палеоген-неогеновые породы

бенную террасу (рис. 6.13 *Ж*). Повышенная аккумуляция аллювия может быть связана с повышением базиса эрозии или тектоническим прогибанием (см. ниже). В этом случае под молодым аллювием скважинами будет вскрываться более древний.

Как указывалось выше, каждая терраса как форма рельефа состоит из площадки и отходящего от ее внешнего края, или бровки, вниз уступа (см. рис. 6.11). Однако эти элементы относятся к разновозрастным циклам формирования долины. Поверхность террасы (как поверхность бывшей поймы) образована в конце одного цикла, а уступ, соответствующий новому врезу, — в последующий цикл. Это следует учитывать при геоморфологическом картировании

и выделять как одновозрастные формы рельефа уступ (или склон) и прилежащую к нему поверхность (площадку) ниже лежащей террасы.

Высота каждой террасы измеряется от уреза воды до ее бровки (рис. 6.13 *Е* (h_1)). Однако высота уступа террасы является лишь видимой частью всего нового вреза. Этот важный факт, на который обратил внимание С. С. Шульц еще в тридцатые годы прошлого столетия, имеет значение при определении общей глубины вреза каждого цикла. Последняя слагается из видимой части — уступа — и невидимой, погребенной под новым аллювием (рис. 6.13 *Е* (h_2)). Глубина циклового вреза используется при определении скорости врезания реки за один цикл. Считается, что глубина циклового вреза прямо пропорциональна амплитуде тектонических движений за время цикла. Зная продолжительность каждого цикла или этапа, можно определить примерную скорость тектонического поднятия большой территории или отдельного участка за этот этап.

В каждой речной долине — равнинной или горной — террасы развиты неравномерно. Редко можно видеть такое строение, когда каждая новая долина симметрично врезана или вложена в предшествующую, и террасы развиты по обоим берегам или склонам долины (как, например, на рис. 6.13 *Г* и *Д*). Часто при новом врезании и расширении долины прежде образованные террасы в той или иной мере срезаются, вплоть до полного уничтожения. Новая долина при естественном ее развитии или под влиянием новейшей тектоники (см. ниже и гл. 19) может быть смещена от прежней в ту или другую сторону и иногда полностью уходит за ее пределы, оставляя ее в стороне, как бы висячей (рис. 6.15).

Особенно часто это явление наблюдается в горах, где врезы глубокие и обнаженность хорошая. Боковые притоки прорезают террасы главной реки, вскрывая их поперечное строение (рис. 6.16).

При вложении новых долин их тальвеги могут пространственно совпадать с тальвегами более древних долин, пересекать их или находиться в стороне. Все это имеет большое значение при формировании россыпей различных полезных минералов и их поисках (см. ниже).

Формирование покровных толщ террас. После того как пойма начинает прорезаться, превращаясь в террасу, и выходит из зоны действия руслового потока, на ее поверхности накапливаются осадки не аллювиального генезиса. С прилежащего склона, для которого

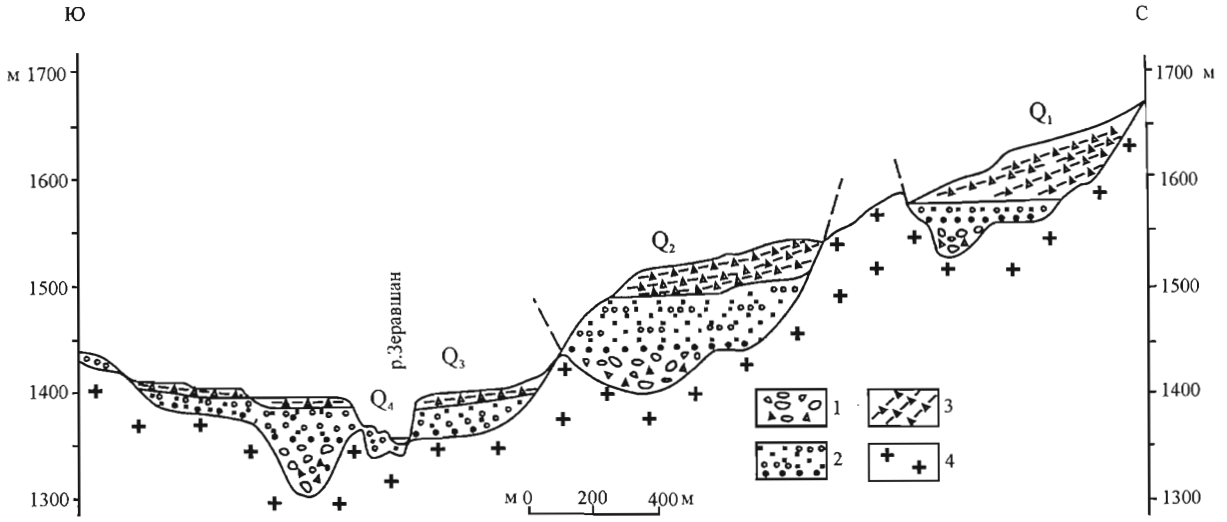


Рис. 6.15. Разновозрастные долины реки, сохранившиеся на одном ее склоне в результате смещения русла реки (Юж. Тянь-Шань), аллювий:

1 — инстративный; 2 — субстративный, констративный и перстративный; 3 — покровные образования; 4 — коренные породы

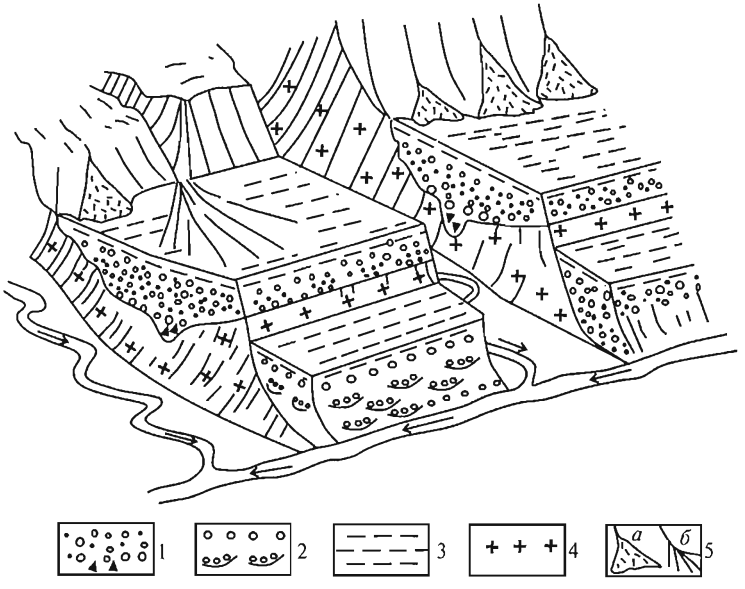


Рис. 6.16. Строение террас главной реки, вскрываемых боковыми притоками:

1 — аллювий инстративный (тальвеговый) и субстративный; 2 — аллювий констративный и перстративный; 3 — пролювий; 4 — коренные породы; 5 — осыпи (*а*) и конусы выноса (*б*)

поверхность сформировавшейся террасы является базисом денудации, на нее сносятся разнообразные склоновые отложения (делювий, осыпные, обвальные, солифлюкционные и другие в зависимости от климата и крутизны склона). Помимо склоновых отложений поверхность террасы может перекрыться пролювием в виде конусов выноса (рис. 6.17 *А*).

В тундровой зоне, где интенсивно развиты процессы солифлюкционного оползания материала по склонам (см. гл. 8), поверхности террас могут быть полностью перекрыты солифлюкционными отложениями и потерять свою первичную морфологию. В результате образуется единый пологий склон, под которым скрыты террасы. Такие склоны на северо-востоке России называются *террасоувалами* (см. рис. 6.17 *Б*). Похожую картину можно наблюдать в средней полосе Европейской части России и южнее, но здесь поверхности и уступы

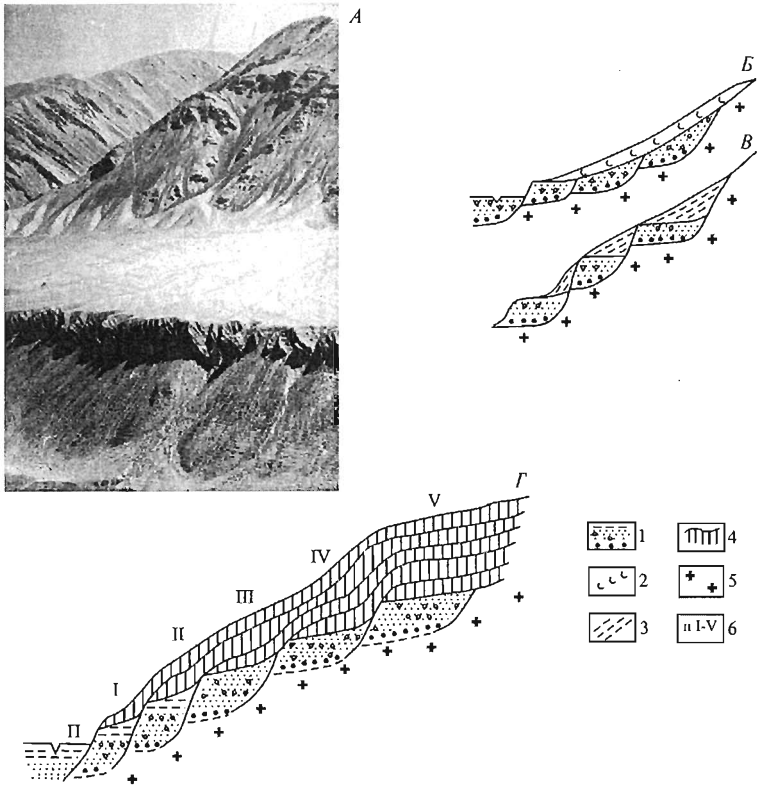


Рис. 6.17. Покровные отложения на поверхностях террас:

А — пролювиальные и делювиальные; *Б* — солифлюкционные; *В* — делювиальные; *Г* — почвенно-лессовые. Отложения: 1 — аллювий; 2 — солифлюкционные; 3 — делювиальные; 4 — почвенно-лессовые образования; 5 — коренные породы; 6 — пойма (п) и номера террас

террас перекрыты делювием (рис. 6.17 *В*) или эоловыми лессами. Последние содержат горизонты погребенных почв и достигают мощности нескольких десятков метров (рис. 6.17 *Г*). Чем древнее (или старше) терраса, тем более мощный покров не аллювиальных отложений формируется на ее поверхности.

Продолжительность эрозионно-аккумулятивных циклов и возраст террас. В четвертичное время в связи со своеобразными

климатическими условиями (общее похолодание и неоднократная смена теплых и холодных эпох, изменяющаяся влажность) окончательно оформилась современная речная сеть многих регионов Земли. В долинах рек внеледниковых областей, как горных, так и равнинных, выделяются пять или шесть цикловых четвертичных террас (в ледниковых областях их меньше). Их ярусное расположение в долинах рек создает ступенчатое строение долин, а также свидетельствует о повторяющихся эрозионно-аккумулятивных циклах, идущих при циклических изменениях климата на фоне тектонических движений.

Продолжительность эрозионно-аккумулятивных циклов последовательно уменьшается от более ранних к более поздним. Так, продолжительность ранне- и среднеплейстоценовых циклов составляет приблизительно 100–150 тысяч лет, а позднеплейстоценовых — 50–60 тысяч лет и меньше. Голоценовый цикл начался 12–10 тысяч лет тому назад, когда началось таяние ледников последнего оледенения, и он еще не закончился. Возраст террас несколько меньше, т. к. в цикле часть времени затрачивается на выработку вреза.

В общем случае чем выше расположена терраса, тем она древнее. Возраст террас (относительный и абсолютный) обычно соответствует возрасту слагающего их аллювия. Он определяется различными методами: палеонтологическими, археологическими, абсолютной геохронологии и др. На основании этого две нижние террасы (I и II) имеют позднеплейстоценовый возраст, на их поверхностях иногда еще сохраняются микроформы рельефа поймы (старицы); возраст III и IV террас, как правило, среднеплейстоценовый, а две высокие (V и VI) террасы имеют соответственно раннеплейстоценовый и эоплейстоценовый возраст.

6.1.4. Отличие долин горных рек от равнинных. Долины горных рек более узкие и глубокие, по сравнению с равнинными, т. к. врезы в горах глубже вследствие более интенсивной глубинной эрозии, связанной с бóльшей амплитудой тектонических движений. Соответственно высота террас больше, может достигать нескольких сот метров (тогда как у равнинных рек высота самых древних террас редко превышает сто метров), и они выражены лучше; аллювий, слагающий их, имеет более грубый состав. Пойменная и старичная фации характерны для аллювия, развитого во впадинах и реже в узких частях долин.

Для горных долин характерно четковидное строение, когда расширенные участки (локальные впадины) чередуются с суженными участками, называемыми *перемычками* (рис. 6.18, 6.19).

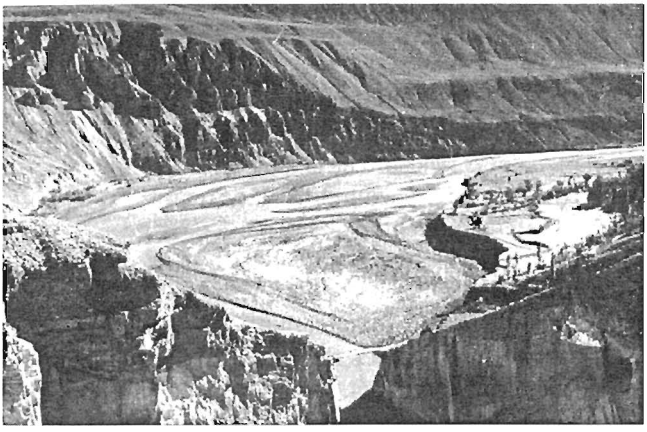


Рис. 6.18. Расширенный участок — локальная впадина в долине горной реки перед сужением-перемычкой

Образование сужений, или перемычек, вызвано тектоникой (чередование прогибающихся или поднимающихся участков), или широким развитием конусов выноса, суживающим долину, или обвально-оползневыми массами, вызывающими запруды, и др. Склоны горных долин более крутые, водоразделы, разделяющие соседние долины, более узкие, часто гребневидные, в отличие от обширных, часто уплощенных водораздельных поверхностей у равнинных рек, постепенно снижающихся и переходящих в пологие склоны равнин. Покровные отложения имеют большую мощность. Однако количество *цикловых* террас у горных и равнинных рек одинаково. Это еще раз доказывает, что в основе эрозионно-аккумулятивных циклов как в горах, так и на равнинах, лежат одни и те же причины: прежде всего периодические планетарные изменения климата, вызывающие изменения количества воды в реках и колебания уровня морей и океанов — базисов эрозии рек. Тектонические движения определяют уклоны речных русел, механический состав аллювия, глубину врезов и высоту террас. Поэтому они так различны на равнинах и в горах. Локальных террас в горных долинах может быть

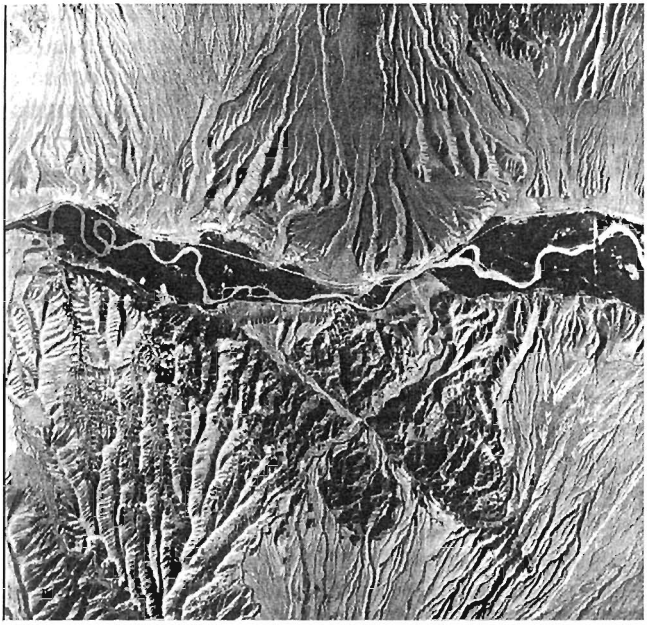


Рис. 6.19. Четковидное строение речных долин — локальные впадины (темные участки) чередуются с суженными участками — перемычками, образованными пролювиальными конусами выноса и тектоническим поднятием, в пределах которого выходят коренные породы (Сев. Тянь-Шань) (аэрофото)

значительно больше, чем у равнинных рек, что связано с дифференцированными тектоническими движениями, знак которых может меняться на близлежащих участках.

6.1.5. Связь речных долин с ледниковыми и морскими формами рельефа. Речные долины служат связующим звеном между ледниковыми и морскими формами рельефа и отложениями. Вверх по долинам рек к областям оледенений и в горах, и на равнинах поверхности цикловых речных террас сопрягаются с одновозрастными поверхностями флювиогляциальных зандровых равнин, а последние — с моренными равнинами или днищами трогов (см. рис. 5.15). Иначе говоря, в ледниковых областях террасы в долинах

начинаются от зандров или непосредственно от морен. Вниз по течению к базису эрозии речные террасы раскрываются в дельтовые равнины или сопрягаются с морскими террасами. Соответственно аллювий сочленяется, с одной стороны, с флювиогляциальными и ледниковыми отложениями в ледниковых областях, а с другой — с морскими осадками. Таким образом, количество цикловых террас в речных долинах должно соответствовать количеству морен в области оледенения и количеству цикловых террас на побережьях морей и океанов. Еще раз напомним, что это касается цикловых террас, а не локальных.

6.1.6. Речные долины и новейшая тектоника. Морфология речных долин, как древних, так и современных (их плановый рисунок, ширина и глубина и ряд других особенностей), самым непосредственным образом отражает, помимо климата, тектоническую структуру, направленность и режим тектонических движений и деформаций земной поверхности. Современная речная сеть связана, главным образом, с позднекайнозойской (четвертичной) тектоникой — структурой и тектоническими движениями. Так, например, прямолинейность речных русел на отдельных участках или больших расстояниях (см. рис. 19.18) объясняется приуроченностью их к зонам повышенной трещиноватости (тектонической или планетарной) и разрывам. Все разрывные нарушения представляют ослабленные направления в структуре геологического субстрата, и именно в них в первую очередь сосредотачиваются эрозионные процессы. Таким образом, прямолинейные участки русла представляют собой *линеаменты* (см. гл. 19).

Речные долины являются одним из главных индикаторов тектонических движений, вызывающих поднятия и опускания земной поверхности. На платформенных равнинах и в горах речные долины часто приурочены к новейшим синклинальным понижениям или грабенам. Развитие даже небольших структурных форм отражается в центробежном, центростремительном или кольцевом рисунке речной сети (см. рис. 19.1, 19.2 и 19.14). Изменения уклонов земной поверхности, вызываемые тектоническими движениями, приводят к изменению динамики русловых процессов — скорости водных потоков и их энергии, что немедленно отражается на форме русла, строении поймы, террас и слагающего их аллювия.

Асимметрия речных долин. Неравномерное поднятие склонов долины может вызвать ее перекос и асимметрию. Так, если один склон испытывает поднятие более интенсивное, чем противоположный, то русло реки будет смещаться в сторону от поднимающегося склона (см. рис. 6.15). Из-за этого пойма, террасы и целые древние долины будут сохраняться только на одном поднимающемся склоне долины, тогда как противоположный будет подрезаться рекой (см. рис. 19.13). Однако такая асимметрия долин может иметь и другую, не тектоническую, природу, что следует выяснить, прежде чем делать выводы о тектонических деформациях. Она вызывается планетарными причинами, а именно вращением Земли вокруг своей оси и Солнца. Под действием сил Кориолиса реки, текущие в северном полушарии, смещаются к своим правым, а в южном — к левым берегам, подмывая их (закон Бэра–Бабинэ, по имени русского ученого К. М. Бэра, впервые объяснившего это явление, и французского — Ж. Бабинэ, математически его обосновавшего). Вследствие этого правые берега многих рек северного полушария крутые, лишенные террас, а левые — пологие, и на них сохраняются пойма и террасы. Примером являются долины как крупных рек — Волги, Дона, Днепра, Енисея, — так и многих других, менее значительных: у всех у них правые берега крутые, а левые пологие. Река Волга за четвертичный период сместилась вправо под действием сил Кориолиса почти на 80 км.

Изменение строения долины при пересечении растущего поднятия. Формирование антецедентного участка долины. Если река на своем пути пересекает участок, испытывающий поднятие (антиклиналь, горст), который представляет определенное препятствие для реки, ее русло и вся долина сужаются, у горных рек она нередко превращается в ущелье или каньон (рис. 6.20), скорость водного потока увеличивается, продольный профиль реки становится более крутым, невыработанным, а русло — прямолинейным.

Таким образом, река концентрирует свою энергию для преодоления препятствия, что можно сравнить с необходимостью заточки инструмента для разрезания твердого материала. Вследствие увеличения глубины вреза и обнажения цоколя, террасы из аккумулятивных переходят в эрозионно-аккумулятивные или эрозионные, увеличивается высота террас, они становятся уже, а их поверхности деформируются — антиклинально изгибаются (рис. 6.21, 6.22).

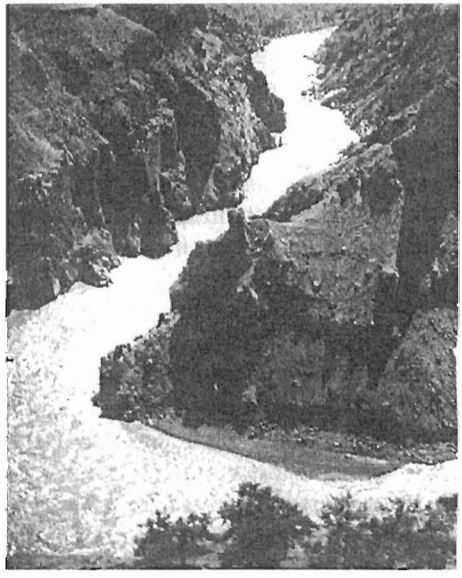


Рис. 6.20. Врезающееся русло реки на участке пересечения поднятия

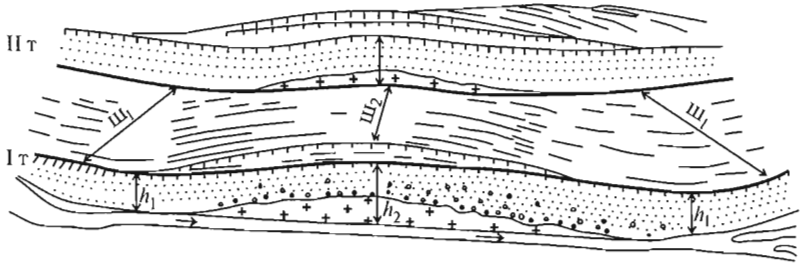


Рис. 6.21. Изменение строения террас при пересечении рекой развивающегося поднятия:

I т, II т — террасы; высота террас: h_1 — до и после поднятия, h_2 — в пределах поднятия; ширина террас: $ш_1$ — до и после поднятия; $ш_2$ — в пределах поднятия

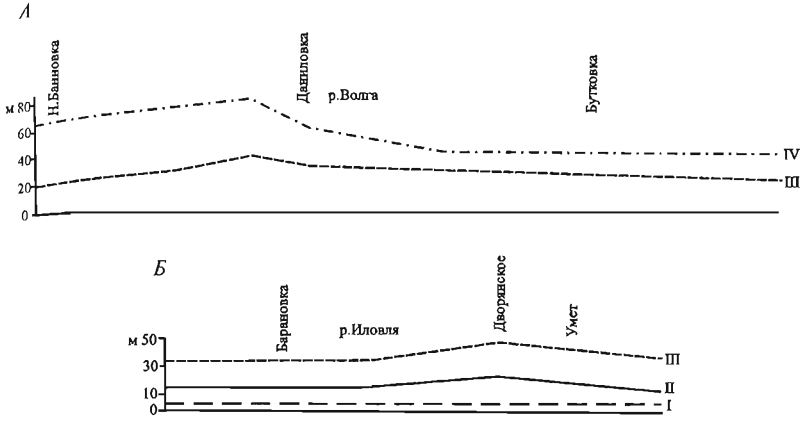


Рис. 6.22. Продольные профили террас (I–IV), иллюстрирующие их деформации. Антиклинальный изгиб и увеличение высоты террас в долинах рек Волги (*А*) и Иловли (*Б*) при пересечении новейших поднятий (Среднее Поволжье) (по А. В. Цыганкову и А. М. Алешину)

Пойма сужается или совсем исчезает, появляются локальные террасы врезания, фиксирующие поднятие. Аллювий становится более грубым, переходит в инстративную фазу, мощность его уменьшается или он не накапливается вовсе. Все эти особенности характеризуют участок долины *антецедентного* типа (от лат. antecedens — предшествующий). Такой тип долин является хорошим индикатором растущего поднятия. Последнее является более молодым, чем долина реки.

Роль растущих или развивающихся поднятий могут играть соляные купола, всплывающие в определенных геодинамических условиях: сжатия, ведущего к выжиманию соли, или, наоборот, растяжения, ослабляющего литостатическое давление и заставляющего соль течь в области с меньшим давлением. В результате поверхность деформируется и изменяется строение долин. Кроме того, само врезание рек и выработка полой формы рельефа — долины — ведет к снятию нагрузки на залегающие ниже соленосные пласты. В результате соль, будучи легче вмещающих пород, нагнетается под речные долины, деформируя террасы и поймы рек. Такое явление наблюдается, например, в речных долинах Предуралья, где широко

развиты пермские соленосные отложения, перекрытые маломощным чехлом мезо-кайнозойских отложений.

Изменение строения долины при пересечении развивающегося прогиба. Формирование субсидентного участка долины. При пересечении рекой участка, испытывающего опускание (развивающиеся прогиб, синклиналь или грабен), продольный профиль (наклон) русла выполаживается. При этом скорость потока и его энергия падают, интенсивность глубинной эрозии убывает, вплоть до прекращения, но усиливаются латеральное блуждание реки, боковая эрозия и аккумуляция, которые могут стать преобладающими процессами. Прямолинейное русло сменяется извилистым — меандрирующим, или разветвленным на рукава и протоки. Долина расширяется, становится плоскодонной. Высота террас уменьшается, из эрозионно-аккумулятивных на поднятиях они могут превратиться в аккумулятивные, вплоть до наложенных или погребенных. Пойма рек на таких участках расширяется. Мощность аллювия поймы и террас увеличивается, состав его становится более тонким. Здесь большую долю составляет аллювий констративного типа. Такой участок долины с характерным строением русла, террас и аллювия можно назвать *субсидентным* (от англ. subsidence — оседание, опускание). Он является индикатором активных процессов тектонического опускания земной поверхности.

При значительном прогибании прежде сформированные террасы и целые долины могут быть полностью погребены под толщей более молодого аллювия. *Погребенные* долины — это долины, которые со всеми своими элементами: тальвегом, поймой и террасами — находятся ниже современного русла реки и перекрыты более молодыми осадками (см. рис. 6.13 *Ж*). В отличие от погребенных *переуглубленные* долины лишь частично погребены. Их тальвег расположен ниже тальвега современной долины, тогда как склоны, террасы и отложения сохраняются в современном рельефе (см. рис. 6.13 *З*). Переуглубленные долины свидетельствуют о более низком положении базиса эрозии или более интенсивных региональных тектонических движениях во время врезания рек и формирования долины, чем в последующие циклы.

В речной долине на протяжении от истоков до устья могут неоднократно чередоваться участки антецедентные и субсидентные. Это особенно ярко выражено в долинах горных рек, где смена знака

локальных тектонических движений происходит быстро и наблюдается на близких расстояниях. Поэтому для долин горных рек характерно чередование структурно обусловленных узких ущелистых — *сквозных* — и расширенных участков. В платформенных областях тектонические движения имеют не столь яркую дифференциацию и значительно меньшие амплитуды. Однако и здесь в долинах рек также развиты антецедентные и субсидентные участки, свидетельствующие о деформируемости платформенных массивов.

Эпигенетические долины. Наблюдающиеся в долинах рек суженные или ущелистые участки, насквозь прорезающие возвышенности или хребты (сквозные), могут иметь не только антецедентную, но и *эпигенетическую* (от греч. epi — после и genesis — рождение) природу. В одном случае они образуются при перекосе долины, вызванном поднятием одного из склонов, а в другом — и без участия тектоники. В обоих случаях долина является более молодой, наложенной на выступ твердых пород, т. е. врезается в них, после того как были размыты и уничтожены перекрывающие их рыхлые отложения. В горах такие эпигенетические участки образуются часто. Здесь русло не прорезает свои рыхлые аллювиальные отложения, а оставляет их в стороне, врезаясь в плотные породы склона, образуя ущелье (рис. 6.23).

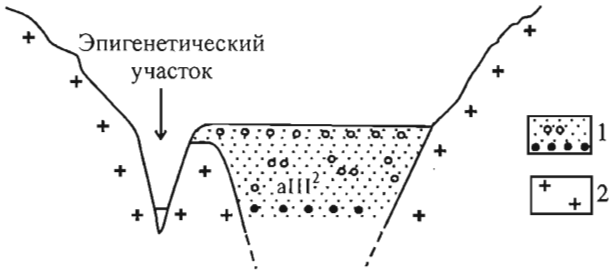


Рис. 6.23. Эпигенетический участок долины горной реки, врезанный в коренные породы:

1 — аллювий; 2 — коренные породы

Это объясняется тем, что новый цикл врезания начался с положения, когда русло находилось близко к коренному склону. Здесь и заложился новый врез, в процессе которого река, углубляя свое

русло, размывает маломощный аллювий и врезается в коренные породы. Последние оказываются значительно устойчивее к эрозионному разрушению по сравнению с выше и ниже расположенными участками долины, сложенными аллювием. Поэтому долина реки становится узкой, каньонообразной. В отличие от антецедентных участков здесь нет положительных деформаций террас, хотя присутствуют все остальные признаки — узкая, часто каньонообразная долина, грубость аллювия, крутой продольный профиль.

Образование эпигенетического участка долины иногда сопровождается *перехватом рек*. Это явление наблюдается в случае, когда одна река, имеющая более низкий базис эрозии (или большую водность), более энергично врезается своими верховьями или боковыми притоками в водораздел, отделяющий ее от другой реки, менее энергичной, прорезает этот водораздел, образуя сквозной участок, и перехватывает часть этой реки, «обезглавливая» последнюю. Оставшийся участок перехваченной долины становится сухим, или ниже перехвата в нем появляется вода за счет грунтового питания или впадения притоков. В плане новая сеть на участке перехвата имеет коленообразный рисунок (рис. 6.24).

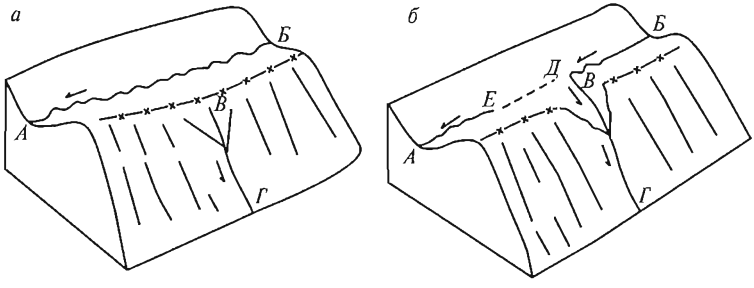


Рис. 6.24. Схема речного перехвата (по К. Оллиеру):

речная сеть до перехвата (*а*) и после перехвата (*б*); *АБ* и *ВГ* — две реки, направление течений которых показано стрелками; линия с крестиком — водораздел между речными долинами; *БВ* — перехваченный участок, верховьями реки, прорезавшей водораздел; *ЕД* — сухой участок

6.1.7. Речные долины и климат. Несмотря на то что реки существуют во всех климатических областях, в рельефе их долин и строении аллювия наблюдаются некоторые особенности, присущие каждой климатической зоне. Так, в речных долинах *в тундре*

широко развиты формы, обусловленные развитием постоянной мерзлоты. На поймах и террасах развиты полигональные грунты, наледи, болота, термокарстовые воронки (см. гл. 9), а аллювий часто содержит лед. Летом берега, сложенные льдистым аллювием, вследствие таяния льда в результате термоэрозии быстро разрушаются. Поверхности высоких террас покрыты толщей сильно льдистых пылеватых суглинков и супесей, называемой *едомной*. В горной тундре солифлюкционные отложения, развитые на склонах и поверхностях террас, превращают их, как было сказано выше, в террасоувалы. Для аллювия тундровой зоны характерна большая льдистость, достигающая 70–80 %, присутствие льда в виде линз, прослоев или в виде цемента обломочного материала. *В лесных зонах* умеренного пояса, а также во влажных тропических и экваториальных областях склоны долин и террас покрыты лесом, в аллювии пойменные фации маломощны из-за незначительной мутности паводковой воды и малого количества взвешенных наносов.

В *степных зонах*, наоборот, террасы и склоны долин лишены леса, часто изрезаны оврагами и балками (см. ниже). Поверхности террас перекрыты почвенно-лессовыми комплексами, а на склонах развит делювий, скрывающий бровки и тыловые швы террас (см. рис. 6.17 *В* и *Г*). Большое количество смываемого со склонов материала, поступающего во время половодий, обусловливает значительные мощности пойменного аллювия.

В аридных областях реки являются транзитными, пересекающими пустыни и полупустыни. Поверхности террас крупных рек (Амударья, Нил и др.) во многих случаях покрыты барханами и дюнами (см. гл. 10). Многие реки действуют периодически только во влажные сезоны года, в остальное время их русла сухи. Такие речные долины в Африке называются *вадями* (араб. назв.), в Австралии *криками* (от англ. creek — ручей), в Америке *арройо* (от исп. arroyo — сухая долина). Бурные потоки, появляющиеся в долинах во время дождей и даже не каждый год, производят интенсивную эрозию. В верховьях, приуроченных обычно к горным областям, долины имеют V-образную форму, а в среднем течении они расширены. Реки иссякают, не доходя до базиса эрозии. Они образуют обширные аллювиальные равнины с постоянно меняющимся положением русел. Последние протягиваются на сотни километров, образуя сложно разветвленную

сеть. Некоторые русла частично засыпаны песком. Вади и крики образовались во влажные эпохи четвертичного периода, но с иссушением климата постоянная вода в них исчезла.

В сухих и жарких областях растворенные в воде карбонаты выпадают в осадок, поэтому аллювий часто сцементирован карбонатным цементом до образования песчаников, гравелитов и конгломератов. В протяженных крупных речных долинах, начинающихся в ледниковых областях и пересекающих различные климатические зоны, в том числе сухую и жаркую (например, реки Средней Азии), наблюдается постепенное увеличение степени цементации современного руслового аллювия. Следует заметить, что цементация карбонатным цементом характерна и для древнего аллювия, слагающего нижние части разрезов террас, которая вверх по разрезу ослабевает и исчезает. Это еще раз свидетельствует о формировании субстративного и частично констративного аллювия в теплых климатических условиях.

6.1.8. Типы россыпей в долинах рек. *Россыпи* — это рыхлые или сцементированные отложения обломочного материала, содержащие в аномальных (превышающих фоновое) количествах ценные минералы. Россыпи образуют многие ценные минералы: золото, алмазы, олово, хрусталь. По положению в долине выделяют русловые, долинные, террасовые и погребенные россыпи.

Русловые россыпи приурочены к русловому аллювию, выполняющему тальвег долины. Они не перекрыты отложениями других фаций аллювия. Русловые россыпи формируются в стадию врезания и локализуются в основании инстративного аллювия или в углублениях *плотика* — коренных пород, подстилающих этот аллювий (рис. 6.25 *а*). Русловые россыпи находятся в процессе формирования.

Когда русло реки в процессе боковой миграции в стадию расширения долины перестает соприкасаться с отложениями, вмещающими россыпь, последняя превращается в *долинную*. Это окончательно сформировавшаяся аллювиальная россыпь, залегающая в поймах рек и отделяющаяся от русла рыхлой толщей аллювия, выполняющего долину (рис. 6.25 *б*). Сохраняться такая россыпь может очень долго, и это самый распространенный тип разрабатываемых современных россыпей.

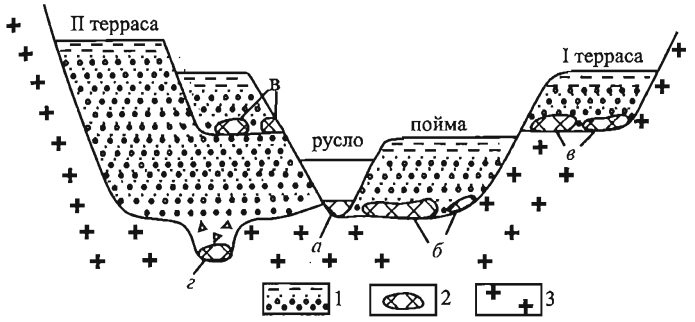


Рис. 6.25. Положение россыпей в долине реки:
1 — аллювий; 2 — россыпь; 3 — коренные породы. Россыпи: *а* — русловая, *б* — долинная, *в* — террасовая, *г* — погребенная

При преобразовании поймы в террасу долинная россыпь превращается в *террасовую* (рис. 6.25 *в*). Современное русло не всегда наследует тальвег прежней долины. Часто они разобщены в плане, но на отдельных участках современное русло может пересекать древний тальвег, размывать его, и здесь современная русловая россыпь может обогащаться за счет перемыва древней россыпи (рис. 6.26).

Погребенные россыпи находятся в аллювии, перекрытом отложениями разного генезиса: аллювиального, ледникового и др. Возраст таких россыпей может быть как четвертичным, так и более древним. Многие погребенные россыпи связаны не с четвертичной, а с более древней речной сетью.

6.1.9. Устьевые образования рек. Наземные, или сухие, дельты. Речные долины заканчиваются, достигнув своего базиса эрозии. Им могут быть озерные водоемы, моря и океаны или наземные относительно низкие равнины. Разгружая здесь принесенный обломочный материал, реки формируют своеобразные аккумулятивные формы рельефа, называемые дельтами (из-за сходства их очертаний с буквой греческого алфавита Δ). В первом случае дельты относятся к типу субаквальных (подводных) и будут описаны ниже в главе 7, во втором — к типу субаэральных (наземных).

Наземные дельты характерны для аридных областей, где реки не доходят до своего базиса — другой реки, озера или моря. В аридных областях при выходе из гор на равнину реки, теряя скорость,

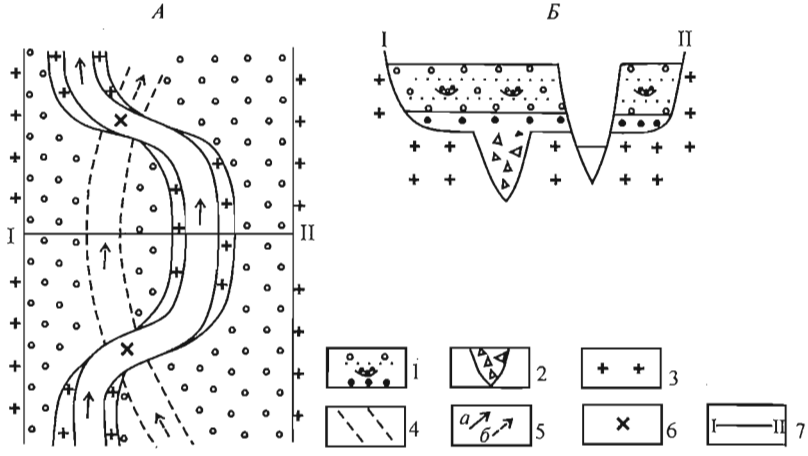


Рис. 6.26. Пересечение современным руслом реки древнего тальвега:

А — план, *Б* — разрез; 1 — субстративный, констративный и перстративный аллювий; 2 — инстративный аллювий; 3 — коренные породы; 4 — контуры погребенного тальвега; 5 — направление течения реки: а — в настоящее время, б — в позднем плейстоцене; 6 — участки возможного обогащения россыпей; 7 — линия разреза

сгружают несомый ими обломочный материал и, частично теряясь в нем или испаряясь, иссякают. Так формируются своеобразные обширные аккумулятивные формы рельефа, называемыми *сухими*, или *наземными (субаэральными)*, *дельтами*. В плане они имеют форму развернутого веера с очень слабо выпуклой поверхностью (рис. 6.27), общий уклон которой измеряется десятыми и сотыми долями градусов.

Сложены сухие дельты аллювиально-пролювиальным материалом, который дифференцируется по механическому составу и способу отложения на ряд зон (К. В. Курдюков, Е. В. Шанцер, В. И. Елисеев и др.), отличающихся также и по рельефу. *Центральная*, или вершинная, зона сложена русловыми фациями аллювия — хорошо окатанным материалом, крупность которого зависит от размеров реки и ее энергии. Обычно это валунные галечники с примесью гравия и песка, отложенные главным руслом реки. *Переходная* зона сложена гравийно-песчано-глинистыми отложениями с отдельными струями галечников, отложенными в руслах, на которые разветвля-

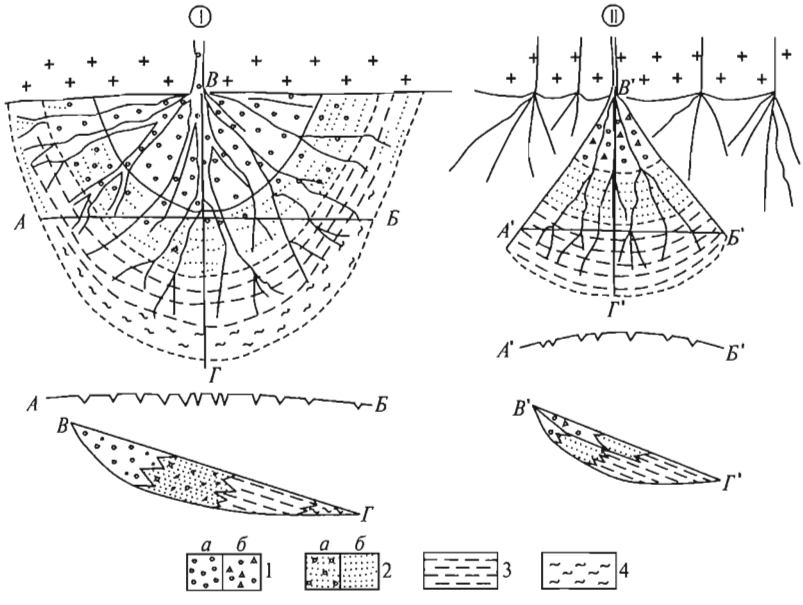


Рис. 6.27. Строение наземных дельт (I) и конусов выноса (II) в плане и разрезе:

АБ и *А'Б'* — поперечные разрезы; *ВГ* и *В'Г'* — продольные разрезы; 1–4 — зоны: 1 — вершинная (*а* — в дельте, *б* — в конусе выноса), 2 — средняя (*а* — в дельте, *б* — в конусе выноса), 3 — периферическая, 4 — передняя

ется главное русло реки. Поверхность этой зоны имеет еще более слабый уклон и ровную с врезанными в нее руслами поверхность. *Периферическая зона* сложена суглинками и супесями с примесью песка и мелкой гальки.

Полнота развития дельты, количество и ширина зон в ее пределах зависит от ширины впадины и общих уклонов поверхности. Реки одинаковой водности или энергии имеют различно развитые сухие дельты, в зависимости от пространства, на котором они формируются (рис. 6.28).

В дельтах, развитых у подножий хребтов на обширных равнинах, где достаточно пространства для полной дифференциации переносимого от гор обломочного материала, развивается еще одна зона — *передняя*, или *застойно-водная* (см. рис. 6.27 I, 6.28).

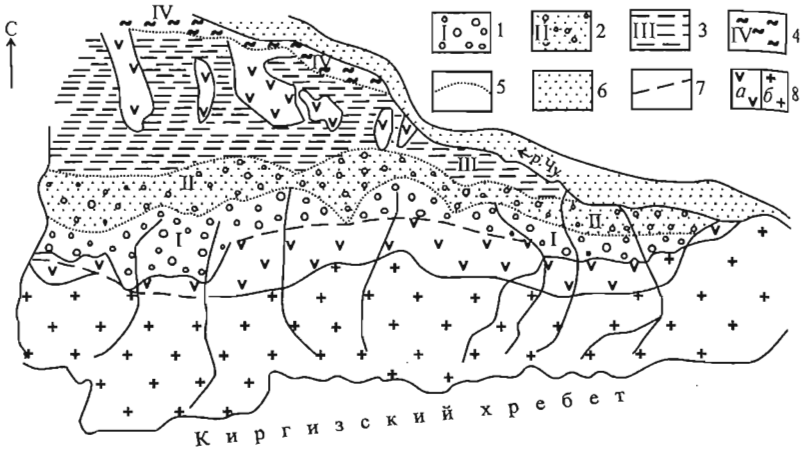


Рис. 6.28. Развитие и строение наземных дельт в зависимости от ширины впадины (план) (Сев. Тянь-Шань, Чуйская предгорная впадина):

в восточной части впадина узкая, поэтому в дельтах здесь развиты две зоны; на западе впадина широкая, поэтому здесь полная дифференциация материала, и в дельте развиты четыре зоны: I–IV — зоны дифференциации материала (I — вершинная, II — средняя, III — периферическая, IV — передняя); 1–4 — аллювиально-пролювиальные отложения, слагающие наземные дельты (1 — галечники и валуны, 2 — песчано-галечные отложения, 3 — суглинки, 4 — глины, пресноводные мергели) 5 — границы зон; 6 — аллювий; 7 — разрывные нарушения; 8 — коренные породы: палеоген-неогеновые (*а*), палеозойские (*б*)

Ее поверхность практически плоская и горизонтальная. Поэтому доходящие сюда русла образуют разливы. Кроме того, здесь же разгружаются грунтовые воды дельты, подпруженные суглинисто-глинистыми отложениями, слагающими переднюю ее зону. В результате этого возникают заболоченные пространства или озера, в которых накапливаются глины, илы, а иногда — пресноводные карбонатные осадки. Наибольшая длина наземных дельт превышает 40 км.

Растущие новейшие поднятия во впадинах влияют на форму и развитие дельт и их деформируют (рис. 6.29).

По сравнению с нормальной формой (*а*) дельта может быть вытянутой или раздутой в направлениях наибольшего прогибания (*б*, *в*, *д*), пережатой двумя антиклиналями (*г*) или полуразорванной, пересекающей ее антиклиналью (*е*). Молодые поднятия влияют и на положение водоносных горизонтов внутри дельты. Перед тектоническим подня-

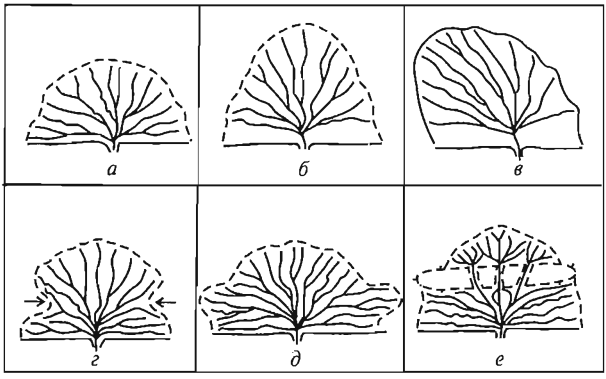


Рис. 6.29. Характерные формы наземных дельт в плане в зависимости от влияния новейших тектонических движений (по К. В. Курдюкову):

а — полукруглая, свидетельствующая об отсутствии дифференцированных движений; *б* — полуовальная в зависимости от более сильного прогибания, происходящего в удаленной от вершины части дельты; *в* — изогнутая, вызванная более интенсивным прогибанием левого ее края; *г* — пережатая, вызванная воздействием растущих навстречу друг другу двух антиклиналей; *д* — раздутая из-за развивающихся синклиналей или грабенов, параллельных внутреннему краю дельты; *е* — полуразорванная, нарушенная поднятием, пересекающим дельту

тием происходит подпруживание водоносных горизонтов и выклинивание грунтовых и более глубоких подземных вод на поверхность, вследствие чего образуются заболоченные или засоленные участки.

6.1.10. Преобразование речных долин под действием других природных и техногенных процессов. Рельеф речных долин и ход эрозионно-аккумулятивных процессов в них нередко изменялся и изменяется в наши дни в результате воздействия на них других природных и техногенных процессов и явлений. Это обвалы, оползни, сели, лавовые и ледниковые потоки, которые частично, а иногда и полностью перегораживают речной поток и его долину. Обычно из-за этого образуются подпрудные озера, существующие до тех пор, пока река полностью прорежет запруду и ликвидирует ее или обойдет завал, или озеро, фильтруясь через завал, будет спущено. В результате меняются морфология долин, русловые процессы, эрозия и аккумуляция на участках, примыкающих к завалам и после них. Некоторые подпрудные озера достигают громадных размеров.

Так, в долине р. Мургаб на Памире вследствие обрушения в 1911 г. гигантского (около 2,2 км^3) объема коренных пород со склона Музкольского хребта (Усойский обвал) образовалось Сарезское озеро, длина которого составляет около 70 км, ширина около 3 км и глубина более 500 м. Объем воды в нем составляет 16–17 км^3. Высота завала достигла почти 700 м. Этот водоем представляет огромную угрозу для жителей, поселков, городов, инженерных сооружений и сельскохозяйственных земель огромной территории, расположенной ниже завала в долинах рек Бартанг, Пяндж и Амударья.

В некоторых речных долинах Тянь-Шаня, Кавказа и других горных стран в позднем плейстоцене в связи с активизацией тектонических движений и/или с увеличением водности рек последние не успевали прорезать растущие поднятия, вследствие чего также возникли условия подпруживания рек и образования протяженных подпрудных водоемов. В них накапливались тонкие осадки озерного типа — суглинки, глины и даже мергели, не характерные для аллювия горных рек. После спуска таких водоемов на склонах долин остаются локальные террасы врезания, сложенные тонкими осадками.

Значительные изменения речных долин происходят при строительстве плотин гидроэлектростанций. Образующиеся при этом водохранилища повышают уровень рек на десятки, а иногда и сотни метров. При этом затапливаются поймы, а иногда и низкие речные террасы. Так, уровни Куйбышевского, Саратовского и Волгоградского водохранилищ на Волге на 20 м выше прежнего уровня реки. Уровень р. Вахш в Таджикистане при строительстве плотины Нурекской ГЭС повысился перед нею более чем на 300 м. И здесь оказались затопленными все террасы реки и ее притоков на значительном расстоянии от плотины. Повышение уровня рек вызывает более или менее глубокую переработку склонов долин. Усиливаются эрозия и отступание берегов. Так, например, берега Братского водохранилища на реке Ангара в отдельные годы отступали со скоростью до 150 м (!) в сутки. Активизируются оползни, а в горах — и обвалы. С повышением уровня воды в реках и водохранилищах происходят подъем грунтовых вод и связанное с этим подтопление и заболачивание прилежащих территорий, активизация карстовых и суффозионных процессов на берегах.

Выше (по течению) плотин действует гидродинамический подпор, вследствие чего течение замедляется и происходит осаждение (акку-

муляция) несомого реками материала. В самих водохранилищах идет интенсивное осаждение взвешенных наносов, принесенных рекой, а также материала, поступающего при размыве берегов и со склонов. В результате водохранилища активно заполняются осадками. Ниже плотин, в так называемых нижних бьефах, влияние водохранилищ сказывается резким сокращением количества переносимых рекой наносов, т. к. большая их часть осаждается в них и задерживается (отфильтровывается) телом плотины. Вследствие этого освобожденные от влекомого по дну и несомого обломочного материала водные потоки усиливают свою эрозионную деятельность.

Изменения морфологии долин, особенно русел, пойм и низких террас происходят при разработке полезных ископаемых, при выемке песчано-гравийного и галечно-валунного материала и при добыче россыпей. Естественный рельеф днищ долин подвергается переработке вплоть до уничтожения. Отвалы промытых аллювиальных отложений образуют протяженные валы и гряды, сложенные галечно-валунным материалом. Вода из русел забирается на промывку, а после сбрасывается в виде мутных потоков, насыщенных глиной и суглинком. Последние осаждаются в понижениях — отстойниках. После отработки полезных ископаемых река в течение десятков и сотен лет восстанавливает продольный профиль и формирует новую пойму.

В больших городах малые реки взяты в подземные коллекторы, нередко оказываются вовсе засыпанными и перестают существовать как формы рельефа.

Знание русловой деятельности рек, процессов эрозии и аккумуляции в руслах необходимо при работах, улучшающих условия судоходства (при углублении и спрямлении русел рек), а также для защиты населенных пунктов и инженерных сооружений от разрушений, вызываемых эрозией.

6.2. РЕЛЬЕФ, ОБРАЗОВАННЫЙ ВРЕМЕННЫМИ ПОТОКАМИ

6.2.1. Эрозионный рельеф. Под действием временных водных потоков — дождевых и талых вод — образуется целый ряд эрозионных форм. Среди них выделяются простейшие или элементарные — борозды, рытвины, промоины, ложбины, лощины и более сложные и крупные — овраги, балки. Основа знаний об этих формах

заложена трудами В. В. Докучаева, А. С. Козменко, В. П. Лидова, С. С. Соболева, Н. И. Маккавеева и многих других исследователей. В настоящее время эти формы изучены в разных районах, выявлены условия их развития и взаимоотношение друг с другом.

Борозды, рытвины и промоины относятся к формам плоскостного смыва. Наиболее крупные из них — промоины — имеют ширину и глубину порядка 2–3 метров. Дальнейшее расширение и углубление промоины линейным временным потоком приводит к образованию *оврага* — узкой крутосклонной формы, врезанной в склоны долин и водоразделы (рис. 6.30).



Рис. 6.30. Растущий овраг

Длина оврагов может достигать нескольких километров, а глубина — нескольких десятков метров. Продольные профили тальвегов оврагов обычно крутые и вогнутые. Овраги образуются чаще всего в легко размываемых осадочных породах и быстрее всего при отсутствии растительности. Классическими зонами развития оврагов являются степные и лесостепные. Если тальвег оврага достигает водоносного горизонта, то на дне его появляется постоянный ручей, и глубинная эрозия увеличивается. Овраг растет как снизу — от устья вверх путем пятящейся эрозии, так и сверху вниз. В последнем случае в вершинной части оврага образуется уступ, или *вершинный перепад*, высотой 1–3 м. Если же уступа нет, то верховье оврага

представляет пологое циркообразное расширение, собирающее воду с расположенного выше склона.

Скорость роста оврагов различна и зависит от уклонов поверхности, литологии пород, количества атмосферных осадков и талых вод, наличия растительного покрова. На Среднерусской возвышенности в степной и лесостепной зонах она составляет в среднем 3–5 м в год, на отдельных участках увеличивается до 10–15 и даже 20–50 м (М. В. Проничева). Таким образом, овраг может развиться очень быстро.

Овраги раскрываются на поверхности террас, пойм или впадают непосредственно в русла, которые являются их базисами эрозии. При понижении базиса эрозии или тектоническом поднятии местности овраг углубляется, а его дно прорезается и превращается в террасу. Поверхность террасы обычно наклонена вниз по оврагу и сочленяется с одновозрастной речной террасой. У крупных оврагов на склонах насчитываются 2–3 овражные терраски, сложенные щебнисто-суглинистым материалом и сопрягающиеся с речными террасами. Таким образом, некоторые овраги формируются длительное время, одновременно с развитием речных долин, и имеют возраст от раннего плейстоцена до голоцена включительно.

По положению в рельефе среди оврагов выделяются *донные*, прорезающие дно балок (см. ниже), *склоновые* (или береговые), врезающиеся в склоны балок и речных долин и *водораздельные*, далеко проникающие вглубь водоразделов (рис. 6.31).

Климатические условия накладывают некоторый отпечаток на морфологию оврагов. Так, по данным Б. П. Любимова и С. Н. Ковалева, в зоне тундры овраги часто имеют ящикообразную форму, объясняемую тем, что на их дне долгое время сохраняются снежники, препятствующие углублению днища. Вершины оврагов под действием таких же долгоживущих снежников приобретают циркообразную форму. Часто овраги используют мерзлотную систему трещин, поэтому овражная сеть имеет ортогональный рисунок. В лесной зоне наряду с эрозией участвует суффозия (см. гл. 11) — подземное вымывание грунта из-под корней деревьев, идет оползание склонов, вследствие чего днища оврагов завалены сползшими массами и стволами деревьев, в плане форма овражной сети разветвленная. В пустынных зонах овраги крутостенные вследствие слабой денудации склонов.

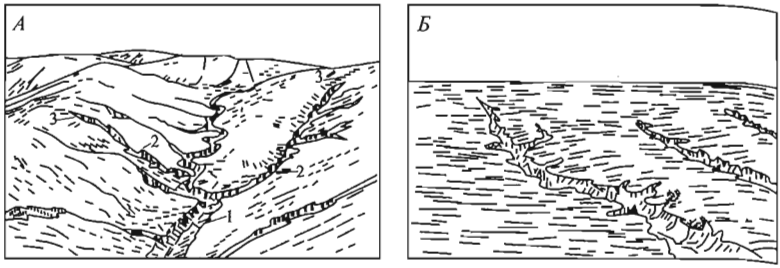


Рис. 6.31. Типы оврагов в степной зоне (по З. Макееву):

А — донный овраг (1) в балке и склоновые овраги (2), переходящие в водораздельные (3); *Б* — малоразветвленные склоновые овраги, не выходящие на водоразделы

С течением времени, если глубинная эрозия прекращается, то уклоны тальвега уменьшаются, дно оврага расширяется, склоны отступают и выполаживаются, происходит аккумуляция отложений. Овраг превращается в балку. *Балка* — это сухая или с небольшим водотоком долина, с полого вогнутым дном и склонами плавных очертаний. Особенно широко балки развиты в степных и лесостепных зонах. Длина балок достигает десятков километров, а ширина — до 1 км и больше, глубина — десятки метров. Считается, что балка представляет собой конечную стадию развития оврага. Однако при активизации эрозионных процессов, что вызывается опусканием базиса эрозии, поднятием территории или увеличением количества атмосферных осадков, на дне балки начинает развиваться новая молодая форма — донный овраг. От балки могут сохраниться лишь фрагменты ее днища на склонах развивающегося оврага (рис. 6.32).

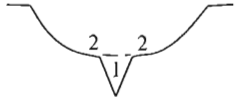


Рис. 6.32. Схематический поперечный разрез балки, в дно которой (2) врезан новый овраг (1) — донный

Таким образом, здесь имеет место цикличность процесса развития форм: овраг — балка — овраг. Сочетание оврагов и балок разных возрастных генераций создает овражно-балочный рельеф, характерный для платформенных возвышенностей в степных и лесостепных зонах.

Кроме промоин, оврагов и балок существуют еще другие формы, созданные временными потоками, — ложбины и лощины.

Ложбины — очень пологие, еле заметные эрозионные понижения, иногда выделяющиеся на местности только более влажной растительностью. Часто они лучше выражены на топографической карте рисовкой горизонталей (рис. 6.33).



Рис. 6.33. Выражение ложбины на карте в рисовке горизонтали

Лощины — также пологие, но более отчетливо выраженные понижения. Длина как тех, так и других различна и составляет десятки и сотни метров. Ложбины и лощины имеют продольный профиль, приближающийся по форме к прямой линии. Они формируют линейный сток дождевых и талых вод на террасах и водоразделах, склонах долин и балок. На их дне или у устья возникают суффозионные воронки (см. гл. 11), если близко к поверхности залегают пески и супеси.

Ложбины и лощины, постепенно углубляясь и расширяясь, могут превратиться в овраг или непосредственно в балку. В то же время существует и обратный ряд развития этих форм, свидетельствующий о прекращении эрозии и преобладании аккумуляции: балка — лощина — ложбина. Данные бурения показывают, что под некоторыми ложбинами находятся древние балки (А. И. Скоморохов и др.). Последние иногда вскрываются карьерами или в склонах долин.

Таким образом, в природе существуют различные пути образования и развития эрозионных форм и, в частности, овражно-балочного рельефа, зависящие от климатических и тектонических условий (количества воды, опускания или поднятия территории или только базиса эрозии). При этом формы переходят друг в друга (табл. 1) в процессе активизации эрозии (промоина — овраг, лощина — промоина, балка — овраг) или замедлении, прекращении эрозии и преобладании аккумуляции (овраг — балка, балка — лощина и т. д.).

В аридных областях под действием временных потоков образуется густая сеть эрозионных сухих долин, носящих название сай или чай. Саи в условиях горного или предгорного рельефа имеют крутые продольные профили и склоны. Их глубина достигает нескольких десятков метров, а длина — нескольких километров. Саи с выработанным продольным профилем имеют плоское дно с галечным руслом. В крупных саях развиты террасы. Интенсивность, дробность расчленения, особенно рыхлых пород, саями может быть столь значительной, что рельеф становится бедлендом (см. рис. 3.1).

Таблица 1

Классификация малых эрозионных форм
(по В. П. Бондареву, с изменением)

Замедление эрозии ↑	Активизация эрозии →			Активизация эрозии ↓
	Рытвина	Промоина	Овраг	
	Ложбина	Лощина	Балка	
	← Замедление эрозии и преобладание аккумуляции			

Овражная или овражно-балочная сеть особенно интенсивно развита на поднятиях. Многие овраги, балки, саи закладываются и развиваются по сети трещин, как тектонических, так и планетарных, поэтому они прямолинейны, закономерны в ориентировке, что дает основание считать их разновидностью линеаментов (см. гл. 19).

6.2.2. Аккумулятивный рельеф. Конусы выноса. Временные потоки, разгружая несомый ими обломочный материал в устьях оврагов, саев и других сухих долин, образуют конусы выноса, сложенные выносимым пролювиальным материалом (рис. 6.34). Особенно мощные конусы выноса формируются в аридных областях при выходе временных потоков из гор или предгорий на равнины впадин. Здесь в результате резкого уменьшения уклонов русел, ведущего к падению скорости и энергии потоков, несомый обломочный материал аккумулируется, образуя конусы выноса, в плане имеющие форму различно развернутых вееров. Поверхность их заметно наклонена вниз по течению потоков (см. рис. 6.27 II *В′Г′*), испещрена сухими ветвящимися руслами, а в поперечном сечении, в отличие от наземных дельт, выпуклая (см. рис. 6.27 II *А′Б′*). В крупных конусах так же, как и у наземных дельт, в плане выделяются три зоны: *вершинная*, *средняя* и *периферическая*. Однако пролювиальный материал, слагающий эти зоны, в отличие от наземных дельт, плохо окатан и сортирован, состоит из щебнисто-суглинистых песчано-галечных отложений. Суглинки, часто лессовидные, слагают периферическую зону, а в вершинной зоне часто встречаются валуны и глыбы, принесенные селями (см. ниже). В зависимости от интенсивности дождей и энергии образующихся временных водных потоков зоны постоянно смещаются в плане то в одну, то в другую сторону, так

что разрез отложений конусов выноса представляет чередование прослоев грубого и тонкого материала.

В равнинных областях умеренных зон небольшие конусы выноса образуются в устьях оврагов и балок. Они сложены щебнисто-гравийно-суглинистым материалом.

Конусы выноса и наземные дельты рек, сливаясь вместе, образуют аккумулятивные или эрозионно-аккумулятивные аллювиально-пролювиальные равнины, ширина которых зависит от ширины впадин.

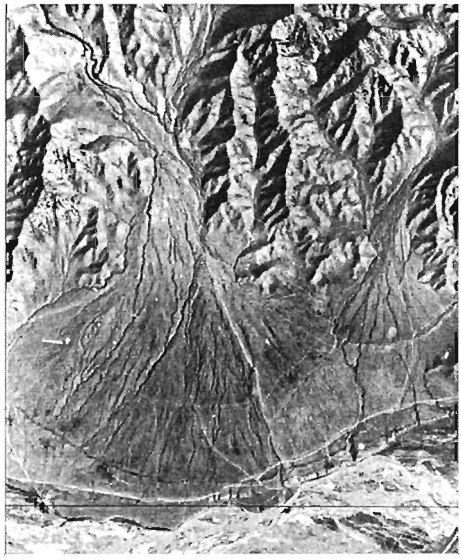


Рис. 6.34. Конус выноса временного потока. Поверхность его изрезана многочисленными сухими руслами (аэрофото)

Во впадинах, испытывающих сокращение вследствие втягивания их периферических частей в поднятие, аллювиально-пролювиальные равнины имеют ступенчатое строение. Ближе к горам расположены наиболее древние — плиоценовые и ранне- и среднеплейстоценовые — наземные дельты и конусы выноса, дробно и глубоко расчлененные. Они образуют ступень низких предгорий. При дальнейшем поднятии расчленение становится столь значительным,

что только узкие гребни остаются от бывших аккумулятивных аллювиально-пролювиальных поверхностей. Рельеф может перейти в форму бедленда, образующего высокую ступень, или высокое предгорье. Чем дальше от гор, тем возраст равнин становится моложе, а их расчленение — более слабым. Ближе к центру впадин развиты самые молодые позднеплейстоцен-голоценовые аккумулятивные равнины, менее всего расчлененные. В прогибающихся впадинах, особенно находящихся в условиях растяжения, идет постоянная аккумуляция, и прежде образованные равнины погребаются под более молодыми аллювиально-пролювиальными отложениями, мощность которых увеличивается. И лишь рост внутридепрессионных поднятий, проходящих стадии конседиментационного, конденудационного и конэрозионного развития (см. гл. 4), влияет на форму отдельных конусов и дельт, мощность и фации слагающих их отложений.

6.2.3. Селевые формы рельефа. Эти формы рельефа связаны с селевыми потоками. *Селями* (от араб. сайль) называются кратковременные внезапно образующиеся разрушительные, перегруженные твердым материалом водные потоки. Они возникают во время ливней или при интенсивном таянии снега и льда, а также при прорыве запруд и плотин в долинах рек, где имеются большие массы рыхлого обломочного материала. Источниками рыхлого материала служат молодые морены, состоящие из валунно-глыбовых суглинков, залегающие в верховьях долин или в верхних частях крутых склонов; оползневые массы, в составе которых преобладают глины, пески, суглинки; лессы; обвальные массы, перегораживающие и подпруживающие реки. Подготовленный обломочный материал, насыщаясь водой, низвергается в долины рек в виде грязевых, грязекаменных или водно-каменных потоков, вызывая большие, нередко катастрофические разрушения на своем пути.

Для долин, по которым проходят сели, характерны трапециевидный или корытообразный в поперечном сечении профиль, крутые сглаженные стенки, выпаханные селевой массой, наличие окаймляющих русло продольных валов, сложенных крупнообломочным, глыбовым несортированным материалом, и хаотических его скоплений на дне долины и на конусах выноса. Поверхность последних — неровная, бугристая, изрезана многочисленными ложбинами.

Селевые формы широко развиты на Кавказе, на Тянь-Шане, Памире, в Прибайкалье и во многих других горных и предгорных районах.

Особой разновидностью селей являются *лахары* (индонез.) — грязевые потоки, образующиеся на склонах вулканов, покрытых снегом и льдом. Вода, возникающая внезапно в результате таяния снега и льда при извержениях, ливневых дождей или прорыва кратерных озер, смешиваясь с вулканическим материалом, образует потоки, стремительно спускающиеся со склонов вулканов. Выделяют горячие лахары, насыщенные горячим пирокластическим материалом, и холодные. В рельефе лахары образуют наклонные равнины, поверхность которых изборождена руслами и усеяна обломками лавы.

ГЛАВА 7

РЕЛЬЕФ МОРСКИХ И ОКЕАНСКИХ ПОБЕРЕЖИЙ

Побережья морей и океанов являются главнейшим глобальным базисом эрозии и денудации для всех наземных процессов. Это граница между морем и сушей, которая не сводится к урезу моря, а представляет собой полосу взаимодействия суши и моря, ширина которой весьма изменчива и может достигать нескольких километров.

В формировании рельефа побережья главнейшими являются морские процессы:

1) волнения и волновые течения, вызываемые действием ветра;
2) приливно-отливные движения воды.

Постоянные морские течения в целом не оказывают существенного воздействия на рельеф побережья. Скорее сам берег, его конфигурация иногда изменяют направление морских течений.

Важное значение для рельефа побережья имеют его геологические особенности — вещественный состав пород, тектоническая структура и движения. Климатические условия предопределяют многие особенности побережья, например, развитие мангровых зарослей или коралловых построек в теплых морях или участие льда в составе береговых отложений. С климатическими изменениями и тектоническими движениями связаны эвстатические колебания уровня морей и океанов, также влияющие на образование рельефа побережий.

В пределах побережья выделяются две зоны: *подводная* — полоса морского дна, подверженная воздействию морского волнения (взморье), и *надводная* — береговая, или собственно берег (приморье). На побережьях, где действуют приливно-отливные движения, между этими зонами выделяется еще средняя, периодически затопляемая и осушаемая зона.

Основную работу на побережьях совершают волны, образующиеся под действием ветра, его удара о воду. В волне частицы воды совершают движение по эллиптическим орбитам, плоскость которых ориентирована вертикально и перпендикулярно или косо относительно берега. У поверхности воды эллипсы близки к кругам и размер их наибольший. С глубиной они более вытянуты и меньше по размерам. В верхней части орбиты частицы движутся по направлению распространения волны, а в нижней — в обратном направлении. У волны выделяются следующие элементы, или параметры (рис. 7.1 *А*): *гребень* (высшая точка волны или ее часть, выступающая над уровнем спокойного моря), *ложбина* (низшая точка волны), *длина* волны (L) — расстояние между двумя смежными гребнями или ложбинами, *высота* волны (h) — превышение гребня над ложбиной. Ряды волн, перпендикулярные ветру, образуют *фронт* волны, а направление движения фронта волны к берегу называется *лучом* (рис. 7.1 *Б*).

Волновыми колебаниями охватывается слой воды, толщина которого зависит от силы ветра. Обычно это первые десятки метров. На глубине, приблизительно равной двойной высоте волны ($2h$), из-за трения о дно скорость придонной части волны падает, а верхняя ее часть движется еще с прежней скоростью. В результате волна деформируется, приобретает асимметричную форму, что приводит к запрокидыванию верхней ее части, разрушению или «забурунированию». Если волна разбивается, не доходя до берега, то образуется прибойный поток, направленный к берегу, или *накат*. Из-за трения и преодоления составляющей силы тяжести, направленной вниз по уклону дна, скорость потока постепенно падает до 0. Эта нулевая точка определяет положение «вершины заплеска», от которой начинается обратный поток, потерявший свою силу и скорость, — *откат*.

Волновые движения воды совершают разрушительную работу моря, или *абразию*, массовое перемещение обломочного материала

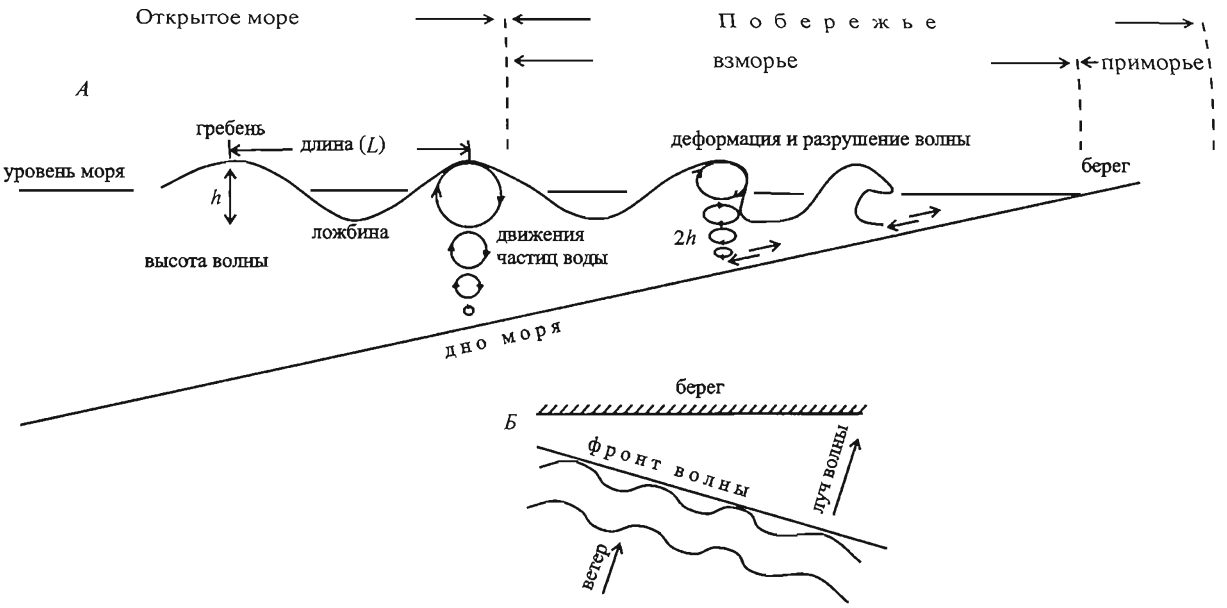


Рис. 7.1. Движение волн к берегу и их параметры (по О. К Леонтьеву):

стрелки показывают направление движения воды; *А* — подход волн к берегу под прямым углом, *Б* — под косым

и его аккумуляцию. Осадки, переносимые волнами, называются *наносами*. Источниками наносов в первую очередь являются реки, выносящие обломочный материал с суши. Часть материала поступает в результате абразии берега и подводной части побережья. В вулканических районах в прибрежную зону поступают и перерабатываются пирокластические продукты извержения и лавы. Органический мир поставляет раковины и скелеты морских организмов. Некоторое количество песка и пыли приносит ветер.

Процессы, идущие в пределах побережья, в значительной мере определяются мощностью и емкостью водного потока (В. П. Зенкович, О. К. Леонтьев, В. В. Лонгинов и др.). *Мощность* потока *(M)* – это его энергия, которая является функцией массы воды и скорости ее движения. Она может быть выражена количеством наносов, перемещаемых вдоль данного участка побережья за год. *Емкость* потока *(E)* — максимальное количество наносов, которое волны могут перенести на данном участке в течение года. Соотношение мощности и емкости, называемое *насыщенностью* потока, определяет работу волн и течений на данном участке побережья и создаваемые ими формы рельефа. Если оно равно 1, то поток насыщен, и вся энергия волн тратится на перемещение обломочного материала; если же насыщенность потока меньше 1, т. е. наблюдается дефицит наносов, то часть свободной энергии волн тратится на разрушение берега. Если же наносов поступает больше, чем волны и течения могут перенести вдоль побережья, то происходит их аккумуляция. Таким образом, здесь очевидна аналогия работы моря с работой речных потоков.

Процессы абразии и аккумуляции зависят также от особенностей тектонического строения побережья и тектонических движений, определяющих тип береговой зоны — является ли берег *отмелым*, т. е. пологим, или *приглубым* — крутым. Состав пород, слагающих побережье, определяет устойчивость береговой зоны против процессов разрушения и количество продуктов разрушения, поступающих в море.

7.1. ФОРМЫ РЕЛЬЕФА МОРСКИХ ПОБЕРЕЖИЙ

7.1.1. Формирование побережий при волновых течениях и движениях. Аккумулятивные формы образуются преимущественно на отмелых берегах. В зависимости от угла подхода волны к берегу образуются различные формы рельефа.

При подходе волн к берегу *под прямым углом* происходит перемещение наносов по пологому дну к берегу. В зоне забурунивания, где энергия и скорость волн падает, переносимый обломочный материал осаждается, образуя *подводный* вал. В зависимости от высоты волн опрокидывание их происходит на различной глубине и на разном расстоянии от берега в пределах взморья, в результате чего образуется несколько рядов (3–5) подводных валов (рис. 7.2 *А*, *Б*).

В береговой, или надводной, зоне также образуются валы, именуемые береговыми. Они связаны с наиболее сильными волнениями и формируют *пляж*, который может иметь полный или неполный профиль, в зависимости от наличия свободного пространства. Пляж *полного* профиля представляет собой серию береговых валов, у которых пологими являются фронтальные, обращенные к морю склоны, а крутыми — тыловые склоны, обращенные к берегу (см. рис. 7.2 *А*). Валы могут отстоять друг от друга на значительные расстояния или тесно смыкаться и накладываться друг на друга (рис. 7.2 *В*). Самый дальний от уреза вал образован наиболее высокими штормовыми волнами. Если пространства на побережье мало, то такой пляж имеет не *полный* профиль, является *прислоненным* (см. рис. 7.2 *Б*). Береговой вал прислонен к уступу террасы, обрыву, а иногда к искусственной защитной стене. Высота валов составляет 0,5–2,5 м. Сложены подводные и береговые валы слоистыми (наклон слоев к морю) песками с гравием и галькой, галечником, ракушей, растительными остатками. В результате длительного перемывания и сортировки материала волнами образуются слои, содержащие тяжелые минералы, которые могут сформировать прибрежную россыпь (см. рис. 7.2 *В*). Известны прибрежно-морские россыпи золота на Аляске и северо-востоке России, касситерита в Индонезии и др. В аридных районах морская вода часто насыщена солями кальция, что ведет к цементации пляжевых отложений, образованию песчаников и конгломератов.

Пляж все время переформировывается: во время сильных штормов береговые валы разрушаются, затем вновь образуются. В понижениях между валами часто застаивается вода.

Более крупные формы — подводные и береговые *бары*. Это длинные узкие валы морских наносов, часто выступающие над уровнем моря. Материал, слагающий бары, имеет терригенный (песок, гравий), биогенный (ракуша) или хемогенный (известкови-

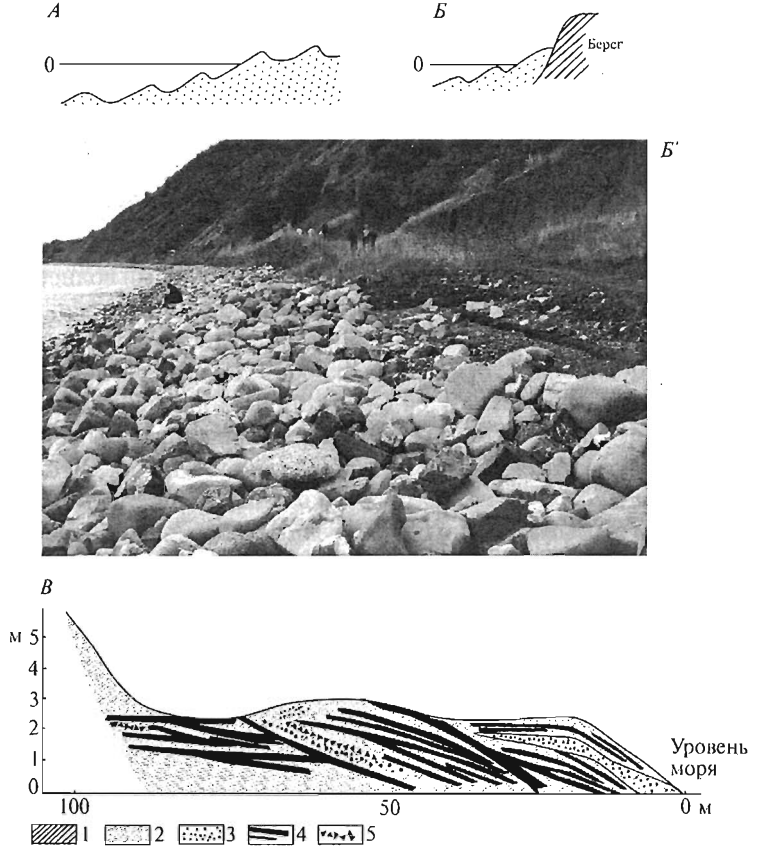


Рис. 7.2. Пляж полного (*А*) и неполного профиля *Б* — схема, *Б'* — фото, Крым, (*В*) — строение пляжа на одном из океанических побережий России (по Ю. А. Павлидису):

1 — коренные породы; 2— песок; 3 — гравий и галька; 4 — концентрат тяжелых минералов; 5 — ракуша

стые образования) генезис. Источником его являются перемытые и переотложенные аллювиальные, пролювиальные или прибрежно-морские отложения, оказавшиеся на дне моря вследствие затопления берега в результате трансгрессии. Подножие баров может находиться на взморье на глубине 10–30 м, а в некоторых случаях и глубже.

Высота баров над уровнем моря обычно достигает 2–5 м, но иногда она увеличивается за счет перевевания песков и образования дюн. Ширина баров небольшая — несколько сот метров, реже первые километры. Бары развиты в прибрежных зонах многих морей и океанов. Они известны на Каспийском побережье, побережьях Камчатки, Сахалина, местами на побережье Северного Ледовитого океана, развиты вдоль Атлантического побережья Франции, Северной и Южной Америки, а также Австралии, Африки и др. Часто они протягиваются параллельно берегу на многие километры в виде единой гряды или цепочки островов. Многие бары отделяют от открытого моря прибрежные мелководья — лагуны, заливы, как, например, Арабатская стрелка на восточном побережье Крымского полуострова (рис. 7.3).

В ряде случаев бары растут на опускающихся берегах. Практически всегда они появляются над перегибом морского дна в виде флексуры, тектонического уступа или неровности дна, образованной растущим поднятием (рис. 7.4).

Поэтому бары служат индикаторами при поисках антиклинальных структур. По данным Л. Г. Никифорова, в зоне побережья Каспийского моря современные или древние бары практически всегда расположены над погребенными структурами. В любом случае волны, несущие обломочный материал, теряют скорость над выступающей неровностью дна, и часть обломочного материала выпадает на дно, давая начало росту аккумулятивной формы.

Если у побережья находится остров, то за ним образуется «волновая тень», в пределах которой скорость и сила волн падают. Здесь начинает расти *отмель*, или *коса*, иногда двойная, в конце концов соединяющая берег с островом и превращающая последний в полуостров. Такая отмель называется *переймой*, или *томболо* (от итал. tombolo — валик, дюна) (рис. 7.5).

Примером томболо, образовавшегося в позднем плейстоцене — голоцене, является полуостров Казантип, выдающийся в море на севере Керченского полуострова (рис. 7.6).

При *косом подходе* фронта волны к берегу в условиях отмелого побережья под действием волновых течений происходит вдольбереговое перемещение наносов, преимущественно песчаных. Оно охватывает зону шириной в несколько километров и глубиной 20–30 м. Процесс вдольберегового перемещения объясняется тем,

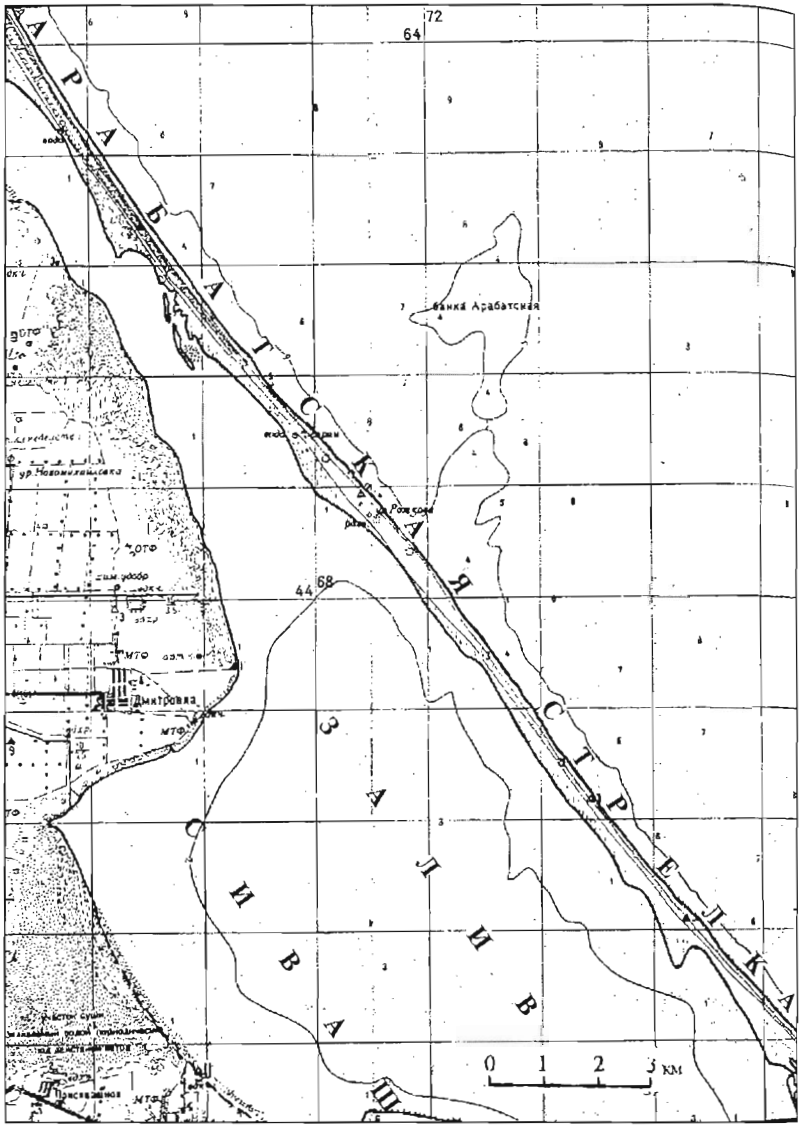


Рис. 7.3. Арабатская стрелка — бар, простирающийся вдоль восточного побережья Крымского п-ва. Его высота достигает 2–3 м над уровнем Азовского моря, а ширина колеблется от 150 до 500 м

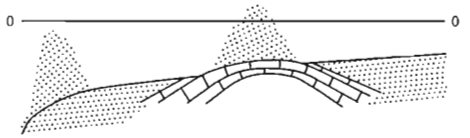


Рис. 7.4. Рост баров (песчаные холмы) над антиклинальной складкой и перегибом шельфа

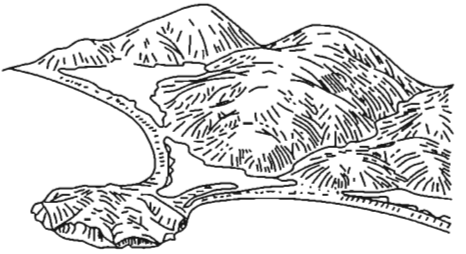


Рис. 7.5. Томболо (по В. Дэвису)



Рис. 7.6. Полуостров Казантип (сев. берег Керченского полуострова) — бывший остров, причлененный к суше томболо. Морские осадки:

1 — современные (m IV), 2 — позднеплейстоценовые (m III), 3 — неогеновые: сарматские (N_1s) и мэотические (N_1m)

что частица материала или песчинка, перемещаемая к берегу и косо относительно него, затем скатывается вместе с водой под действием силы тяжести по направлению уклона дна. С новой волной она повторяет подобное зигзагообразное перемещение и в целом смещается вдоль берега. Если бы берег был ровный, то частица песка за 2–3 дня перемещалась бы на расстояние от нескольких десятков до сотни километров. Однако конфигурация берега многократно меняется из-за наличия не только естественных форм — мысов, заливов, но и техногенных сооружений — волноломов, портов и др. Все это влияет на режим перемещения наносов и формирование рельефа берега.

Если берег в плане имеет вогнутую форму, то на участке изгиба в сторону моря (рис. 7.7 *А*) волны подходят к берегу под углом 90°.

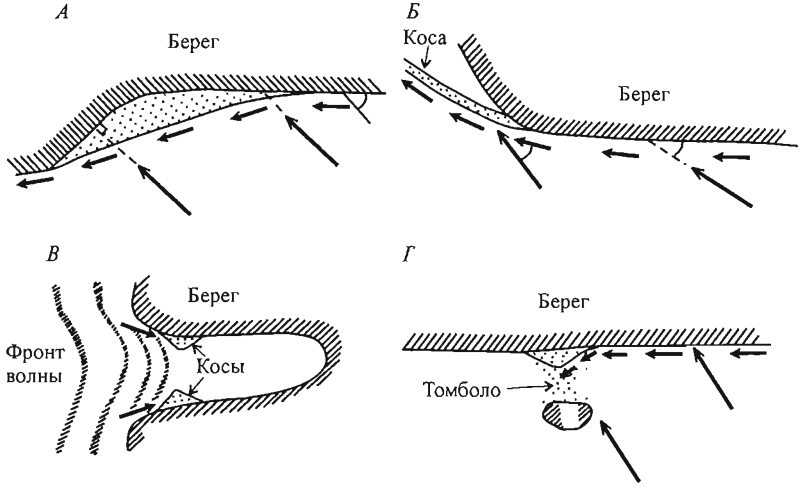


Рис. 7.7. Образование прибрежных аккумулятивных форм при косом подходе волны к берегу (по О. К. Леонтьеву). Большие стрелки — луч волны, маленькие стрелки — направление вдольберегового перемещения наносов, точки — наносы. Формы рельефа: примкнувшая терраса (*А*), косы (*Б*, *В*), томболо (*Г*)

Поскольку в этом случае вдольберегового перемещения наносов не происходит, то здесь осаждается и накапливается материал, поступающий с соседнего участка, где еще идет перемещение на-

носов. В результате аккумуляции наносов происходит заполнение вогнутого участка побережья с образованием *примкнувшей террасы* (см. рис. 7.7 *А*). Перемещение наносов на этом участке вновь возобновится, когда произойдет выравнивание побережья.

Если берег преломляется и отклоняется в сторону суши, т. е. имеет выпуклую форму, то фронт волны на участке его изгиба растягивается в результате дифракции (от лат. diffractus — преломленный). При этом скорость и энергия волны падает, перемещение наносов замедляется или прекращается вовсе, и происходит осаждение материала. Здесь образуется *коса*, постепенно нарастающая в длину (рис. 7.7 *Б*). Аналогичные процессы имеют место, если волны входят в бухту (рис. 7.7 *В*). Здесь также вследствие растяжения фронта волны энергия потока падает и происходит аккумуляция материала с образованием кос с двух сторон. Их разрастание ведет к отшнуровыванию бухты и превращению ее в лагуну.

При косом подходе волны к берегу также может образоваться томболо (рис. 7.7 *Г*).

Абразионные формы рельефа. Абразия — это разрушительная работа моря. Выделяют механическую (основную), химическую и термическую абразию. *Механическая* абразия происходит под действием механического удара волн и влекомых обломков. *Химическая* абразия — это разрушение берегов, сложенных растворимыми породами (карбонатами, сульфатами, галоидами). Под действием солей, углекислого газа, содержащихся в химически агрессивной морской воде, происходит растворение и выщелачивание пород. *Термическая* абразия имеет место в основном в полярных зонах на берегах морей, сложенных рыхлыми многолетнемерзлыми породами или льдом. Здесь берег разрушается не только под действием механической энергии волн, но и в результате того, что температура морской воды выше температуры мерзлых пород, и последние оттаивают, разрыхляются и легче разрушаются. Химическая и термическая абразия всегда сопровождаются механической, которая в конечном счете является основной.

Абразия происходит наиболее интенсивно на приглубых побережьях, т. е. там, где есть крутой подводный склон. Тогда волны подходят к берегу, не растратив своей энергии, как это происходит при опрокидывании волн на отмелых берегах, и вся кинетическая энергия волн идет на разрушение берега. Сначала у уреза моря образуется углубление в основании берегового обрыва – *абразион-*

ная, или *волноприбойная ниша* (в условиях постоянной мерзлоты *термоабразионная ниша*) (рис. 7.8), а затем при дальнейшем ее углублении и обваливании нависающего над ней карниза коренных пород образуется крутой абразионный уступ, или *клиф*.

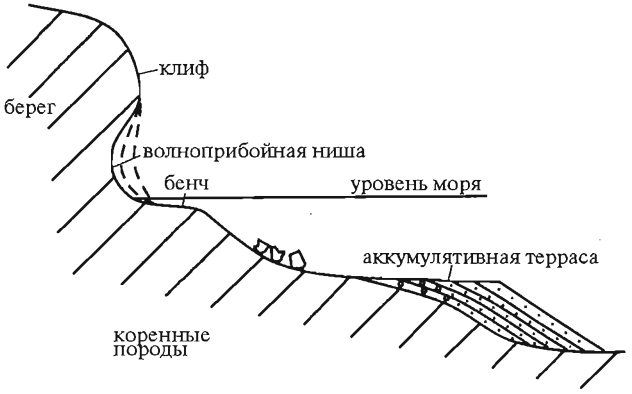


Рис. 7.8. Схема абразионного берега

Интенсивность и скорость абразии зависят не только от энергии волн, но также и от высоты берега, состава и структуры слагающих его пород, т. е. от их устойчивости против размыва. Прочными, крепкими являются метаморфические, магматические (особенно диабазы), сцементированные осадочные породы. Если берег сложен мягкими породами, то разрушение его идет особенно интенсивно и часто сопровождается оползанием или отседанием блоков пород с образованием крутых стенок. При этом абразионная ниша не образуется (не успевает сформироваться). Средняя скорость абразии на таких берегах 0,6–1 м/год, хотя при сильных штормах берег может отступить сразу на 10 м. По В. П. Зенковичу, абразия достаточно активно проявляется до глубины от 10 до 50–60 м.

Если берег сложен твердыми скальными породами, то крупный обломочный материал, образующийся при их разрушении, остается у подножия клифа, а менее крупный обратными течениями выносится в море и откладывается на подводном склоне, постепенно формируя *подводную аккумулятивную террасу*. По мере разрушения клифа и отступания его в глубь суши перед его подножием образуется слабо наклонная в сторону моря или горизонтальная

абразионная площадка — *бенч* (см. рис. 7.8). Поверхность бенча сочленяется с подводной аккумулятивной террасой, образуя наклонную *абразионно-аккумулятивную* поверхность, которая впоследствии, будучи выведена на поверхность из области волновых процессов (в результате поднятия побережья), образует морскую террасу (см. ниже). Иногда при разрушении и отступании скалистого берега в прибрежной зоне остаются отдельные скалы — ке́куры.

По мере расширения бенча и накопления у подножия клифа грубого материала образуется сплошная глыбовая или валунная, в зависимости от литологии пород и длительности их переработки морем, *отмостка*, или настил (рис. 7.9).

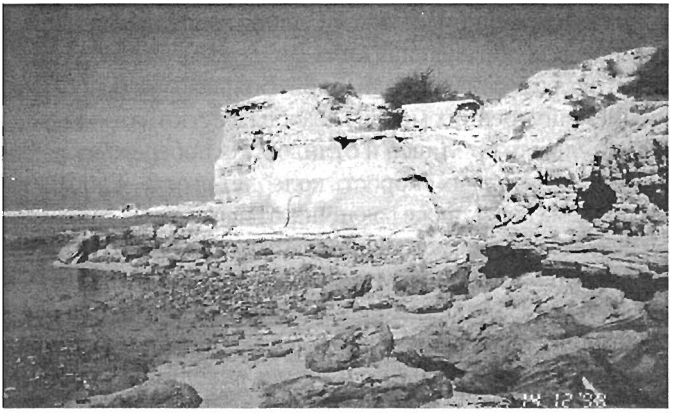


Рис. 7.9. Абразионный уступ и глыбово-валунная отмостка у его подножия (Персидский залив) (фото В. И. Макарова)

Эта отмостка защищает берег от размыва. Бенч может быть выработан в глинистых породах, тогда отмостка отсутствует. Поверхность бенча или ровная, или грядовая, или ступенчатая в зависимости от угла наклона и однородности размываемых пород и их состава.

По степени развития клифы разделяются на *современные*, или активные, формирующиеся ныне, *отмирающие* и *древние*, уже отмершие (О. К. Леонтьев, Л. Г. Никифоров). С течением времени бенч и аккумулятивная подводная терраса расширяются, подводный склон выполаживается. Волны, проходя над формирующимся мелководьем, расходуют значительно больше энергии, и абразия

постепенно ослабевает и затухает. Подводный склон из приглубого превращается в отмелый, на котором идет аккумуляция осадков и начинают образовываться аккумулятивные формы — подводные и надводные валы. При этом бенч, покрытый осадками, становится погребенным. Таким образом, абразионная деятельность моря естественным путем может смениться аккумулятивной.

Процессы абразии и аккумуляции в природных условиях приводят к выравниванию побережья — срезанию выступающих в море мысов и заполнению осадками заливов.

7.1.2. Формы рельефа приливно-отливных побережий. Приливно-отливные движения воды вызываются гравитационным воздействием (притяжением) Луны и Солнца на вращающуюся Землю. При этом приливообразующая сила Луны из-за близости ее к Земле более чем в два раза сильнее солнечной. Большая часть побережий (за исключением внутренних морей) дважды в сутки затопляется и осушается в результате приливов и отливов. На побережьях разных морей и океанов обычная их скорость колеблется от 3–4 до 10–18 км/ч, а высота подъема воды также различна: от нескольких сантиметров до первых (реже 10–15) метров. Наиболее высокие подъемы происходят дважды в месяц в *сизигии* (от греч. syzygia — сопряжение) — периоды, когда Луна и Солнце находятся на одной линии с Землей, и их силы тяготения складываются. Самые низкие приливы происходят в периоды, когда орбиты Луны и Земли находятся в двух взаимно перпендикулярных плоскостях. Тогда влияние Луны ослабляется действием солнечной приливообразующей силы.

Ватты и марши. На побережьях, подверженных приливно-отливным течениям, перенос наносов к берегу происходит во время приливов. Во время отливов, скорость которых, как правило, меньше скорости приливных течений, не вся масса принесенного ранее материала возвращается обратно в море. В результате в приливно-отливной полосе происходит постоянное накопление материала, что ведет к образованию специфической аккумулятивной формы — осушки, или *ватта* (от нем. Watten и голл. wadden—прибрежные отмели) (рис. 7.10 *А*).

На отмелых берегах осушка сложена ритмично слоистым песчано-илистым материалом (представляющим иногда зыбучий грунт), отражающим ритмичность осадконакопления (во время приливов

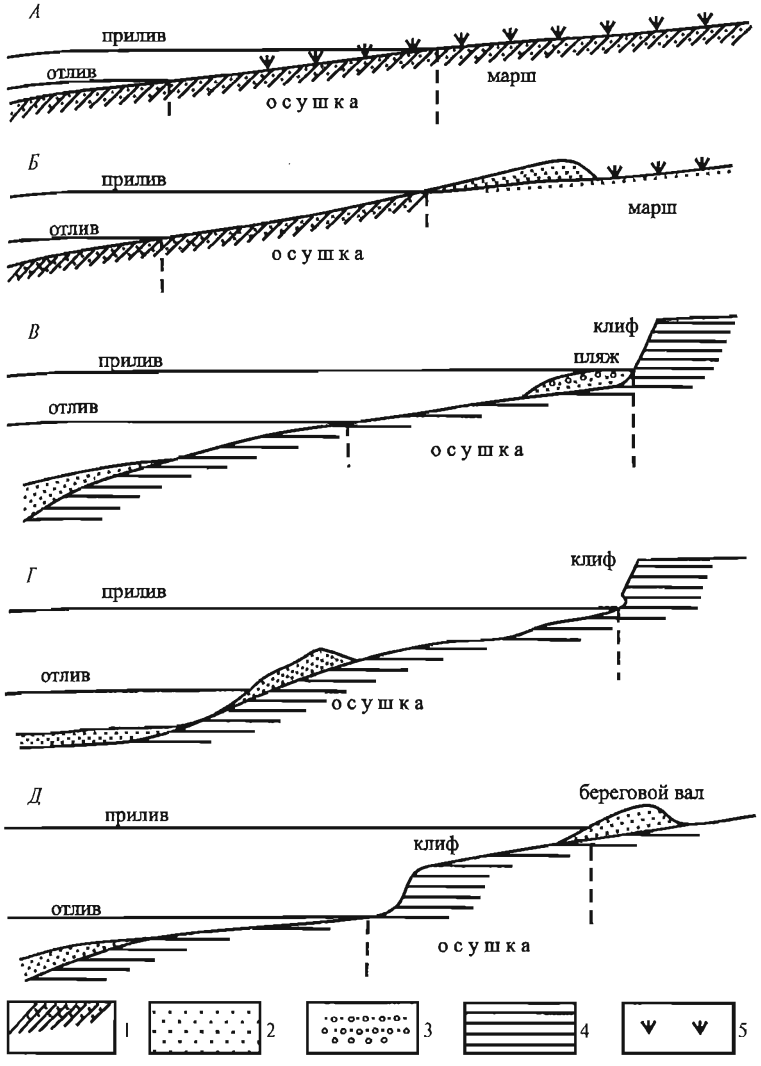


Рис. 7.10. Типы побережий приливных морей (по О. К. Леонтьеву, Л. Г. Никифорову, Г. А. Сафьянову):

А, Б — отмелые, *В, Г, Д* — приглубые; 1 — илистые наносы; 2 — песчаные наносы; 3 — гравийно-галечные наносы; 4 — коренные породы; 5 — маршевые луга

отлагается песок, во время отливов — ил). Скорость осадконакопления на осушках составляет сантиметры в год. С течением времени в результате постоянной аккумуляции осадков поверхность осушки приподнимается. Она начинает заливаться только во время высоких сизигийных приливов, превращаясь в *марши* (от нем. Marsch — низменное место) — низменные покрытые лугами или болотистые берега. Осушки и марши часто разделены береговым валом (рис. 7.10 *Б*).

На абразионных побережьях, имеющих бенчи, образуется каменистая осушка. У подножия клифа иногда развит пляж (рис. 7.10 *В*), а на уровне отлива формируется береговой вал (рис. 7.10 *Г*). Береговой вал формируется и во время прилива на поверхности клифа, если он оказывается под водой (рис. 7.10 *Д*).

Деятельностью приливных течений объясняется образование крупных донных *песчаных гряд*, ориентированных по течению, разделенных ложбинами. Они протягиваются на десятки километров, образуя обширные поля. Менее крупные формы — *песчаные волны* — ориентированы перпендикулярно течениям.

Сходные по морфологии с ваттами и маршами береговые формы образуются при сгонно-нагонных течениях, вызываемых сильными ветрами. Это явление характерно для низменных, ровных субгоризонтальных побережий, например, Каспийского моря. Образующиеся аккумулятивные участки называются *ветровыми осушками*. Самые высокие из них, напоминающие марши, образуются во время штормовых нагонных течений.

Эстуарии (от лат. aestuarium — затопляемое устье реки) — воронкообразные глубокие заливы в устьях некоторых рек на побережьях, где действуют приливно-отливные течения. Приливный поток, встречаясь с направленным навстречу ему течением реки, тормозится, теряет скорость, вследствие чего происходит аккумуляция осадков, как аллювиальных, так и морских, принесенных приливным потоком. Отливный поток, суммируясь с речным, наоборот, приобретает значительную скорость и энергию и не только выносит отложенный материал обратно в море, но и эродирует дно реки и ее берега. В результате образуются эстуарии.

7.1.3. Морские террасы и береговые линии. Морские террасы образуются в результате колебаний уровня морей и океанов при изменениях климата и тектонических движениях побережий. Кли-

матические изменения вызывают эвстатические (главным образом гляциоэвстатические, т. е. связанные с оледенениями) колебания уровня морей и океанов. Во время глобальных похолоданий и развития четвертичных оледенений уровень океанов и связанных с ними морей понижается, т. к. большой объем воды уходит в ледниковые покровы, а во время потепления или в межледниковья, когда льды тают, уровень поднимается. При некотором низком стоянии уровня моря в полосе его побережья может сформироваться аккумулятивная или абразионно-аккумулятивная поверхность (в зависимости от строения побережья), которая при последующем подъеме уровня будет затоплена, погребена под осадками и в той или иной мере наращена в сторону суши наступающим морем. Вследствие тектонических движений эта поверхность будет поднята над уровнем моря. Новый цикл климатических изменений в виде понижения и последующего поднятия уровня моря вызовет формирование нового аккумулятивного или абразионно-аккумулятивного комплекса форм рельефа (террасы) и отложений, который в результате продолжающихся тектонических движений также вместе с ранее сформированной террасой будет приподнят. В результате длительной эволюции тектонических движений земной коры и климатических изменений побережья океанов и морей приобретают ступенчатое строение (рис. 7.11).

Ступенями являются разновозрастные и разновысотные морские террасы, среди которых обычно более низкие моложе более высоких.

Возраст террас в основном четвертичный, реже более древний — плиоценовый. Он определяется по морской фауне моллюсков, микрофауне и др. Так же, как и у речных, выделяются цикловые и локальные морские террасы. *Цикловые* морские террасы возникают на весьма протяженных участках побережий вследствие одновременных всеобщих изменений уровня моря (океана) в процессе глобальных регрессий и трансгрессий, вызванных циклическими изменениями климата, и тектонических движений. Обычно цикловых террас, образовавшихся в четвертичный период, всего пять–шесть, и они являются одновозрастными на побережьях разных морей и океанов. Из них высокие древние террасы из-за последующего разрушения и деформаций часто выражены плохо.

Цикловые морские террасы сопоставляются и сопрягаются с цикловыми террасами речных долин, развитие которых, как уже

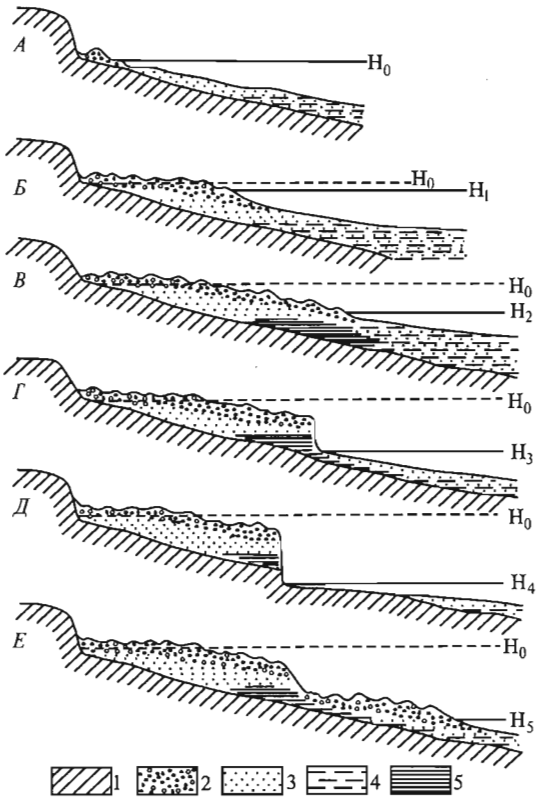


Рис. 7.11. Принципиальная схема формирования морских аккумулятивных террас в условиях равномерного относительного поднятия побережья (по А. С. Ионину и П. А. Каплину):

А–Е — отдельные стадии формирования террас; 1 — коренные породы; 2 — галечно-гравийные отложения; 3 — пески; 4 — илы; 5 — уплотненные илы H_0 — первоначальный уровень моря; H_1–H_5 — последующие его положения

было сказано, самым непосредственным образом связано с климатическими изменениями и колебаниями главных базисов эрозии (океанов и морей).

Локальные, или местные, террасы образуются на отдельных участках побережий, испытывающих локальные тектонические под-

нятия. Таких террас на разных участках морских побережий может быть не одинаковое количество в зависимости от длительности, интенсивности и режима поднятий.

Морские террасы, как и речные, бывают аккумулятивными, абразионно-аккумулятивными (цокольными) и абразионными (рис. 7.12).

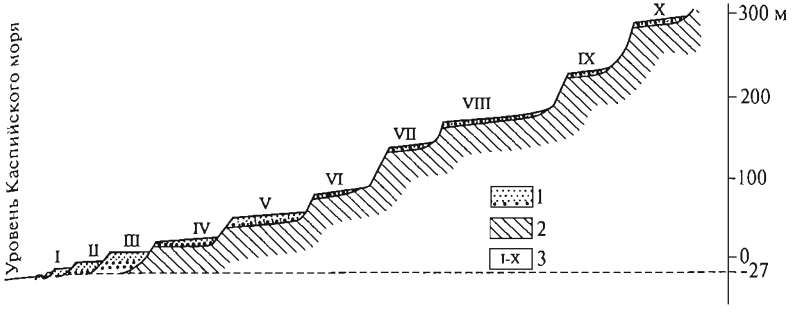


Рис. 7.12. Принципиальная схема строения морских террас Кавказского побережья Каспия (по П. В. Федорову):

1 — морские осадки; 2 — коренные породы; 3 — номера террас; I–X — террасы (I–III — аккумулятивные; IV–X — абразионно-аккумулятивные). Возраст террас: I — новокаспийский (Q_{IV}); II–IV — позднехвалынский (Q_{III}^2); V–VI — раннехвалынский (Q_{III}^1); VII–IX — раннехазарский (Q_{III}^1); X — бакинский (Q_I)

Поверхность террас обычно слегка наклонена в сторону моря в соответствии с уклоном бывшего дна и надводной части берега. Тыловой шов террасы фиксирует стояние уровня моря — положение береговой линии на время завершения формирования поверхности террасы. В связи с этим высота террасы измеряется от современного уровня моря не до ее бровки, как у речных террас, а до ее тылового шва. В тыловых швах абразионных террас иногда сохраняются абразионные ниши. Бровка террасы — это перегиб ее поверхности к уступу, который представляет собой клиф, относящийся уже к эпохе формирования более низкой и молодой террасы. Таким образом, у морских террас, как и у речных, площадка выработана раньше, а уступ позже, уже в следующий цикл понижения уровня моря. То есть одновозрастными (одноцикловыми) являются площадка террасы и уступ (бывший клиф), прилежащий к ее тыловому шву.

Аккумулятивные и абразионно-аккумулятивные террасы сложены морскими осадками — галечниками или конгломератами,

песками, глинами, а также органогенными и хемогенными образованиями в зависимости от того, какая часть побережья — пляжевая или подводная — образует поверхность террасы. Так как поверхность террасы раньше была участком пляжа или подводного склона, она может иметь всхолмленный характер из-за песчаных валов — береговых или подводных. Поверхности абразионных террас — это бывшие подводные склоны или бенчи, поэтому на них сохраняются развалы валунов на коренных породах.

В зависимости от строения и локальной тектоники побережья тип террасы может изменяться: аккумулятивная терраса может перейти в абразионно-аккумулятивную или абразионную.

Береговая линия включает комплекс форм, образовавшийся при определенном уровне стояния моря или океана. В него входят береговые и подводные валы, бенчи, клифы и террасы, причем все эти формы могут отстоять друг от друга на значительном расстоянии, как это наблюдается при современном положении уровня. Поэтому, как отмечают О. К. Леонтьев и др., такой комплекс следовало бы называть не линией, а зоной. Иногда комплексы форм древних береговых линий погружены на различную глубину, что свидетельствует о более низких уровнях стояния моря в прошлом. Так, почти повсеместно выделяется погруженная линия на глубине 80–100 м. Она образовалась 15–20 тыс. лет назад при регрессии во время последнего позднеплейстоценового оледенения. Из-за последующего повышения уровня морей в результате таяния льда и снега она оказалась затопленной. На глубине до 200–250 м могут находиться более древние линии, образовавшиеся во время регрессии морей и океанов в эпохи среднеплейстоценовых оледенений.

7.1.4. Аллювиально-морские равнины (дельты рек). При впадении рек в моря и океаны образуются равнины, сложенные аллювиальными и морскими осадками, — *дельты* (от заглавной буквы греч. алфавита Δ — дельта). Через дельты, а также эстуарии ежегодно на шельфы поступает громадное количество материала. Для образования дельты необходимы следующие условия: достаточное количество выносимых рекой наносов, небольшая глубина взморья, отсутствие или слабое воздействие вдольбереговых морских и приливно-отливных течений. Тектонические опускания побережья замедляют рост дельт, а поднятия, наоборот, усиливают.

В конечном счете, развитие речных дельт зависит от баланса количества приносимого рекой материала и скорости его перераспределения в морском водоеме. Реки Черноморского побережья Кавказа дельт не образуют, т. к. здесь идет интенсивное не компенсированное осадками прогибание; к тому же часть материала уносится вдольбереговыми течениями. На Каспийском побережье Кавказа течения отклоняют дельту р. Куры к югу.

Среди дельт выделяют два наиболее распространенных типа: дельты выполнения и дельты выдвижения (О. К. Леонтьев, Л. Г. Никифоров, Г. А. Сафьянов, В. Н. Коротаев и др.). *Дельта выполнения* образуется у реки, впадающей в залив или бухту. Рост такой дельты ограничен в длину косой, запирающей залив и превращающей его в лагуну. Сток речной воды в море происходит через один или несколько протоков в пересыпи, а лагуна постепенно заполняется выносимым рекой аллювием. Фактически такая дельта представляет собой пойму проточно-островного типа: широко развиты острова, разделенные рукавами и протоками, обрамленными прирусловыми валами, озера, постепенно превращающиеся в мелководья, затем в болота (плавни). Примерами являются дельты Кубани, впадающей в залив Азовского моря, Одера, Вислы, Немана, впадающих в заливы Балтийского моря и др. Из-за малого поступления в море речных наносов (большая часть остается в заливе) прилежащий участок моря иногда является приглубым, где идет абразия. С течением времени лагуна становится сушей, река начинает выносить материал за пределы пересыпи в море. Материал или уносится вдольбереговыми течениями, или формирует дельту выдвижения.

Дельты выдвижения формируют многие реки, помимо тех, которые образовали дельты выполнения. Форма такой дельты в плане треугольная — *клювообразная*, если река впадает в море одним рукавом (Тибр), или *лопастная,* в виде птичьей лапы (Миссисипи), или многорукавная в виде многих веерообразно расходящихся рукавов (Волга).

По рельефу, гидрологическим условиям и осадконакоплению в устьевой области долины, формирующей дельту выдвижения, выделяются надводная и подводная зоны (по И. В. Самойлову, рис. 7.13).

1. *Надводная* зона включает приустьевой и устьевой участки реки. На *приустьевом* участке морфология долины еще не меняется, русло еще не дробится на рукава. Но на обычный гидродинамический

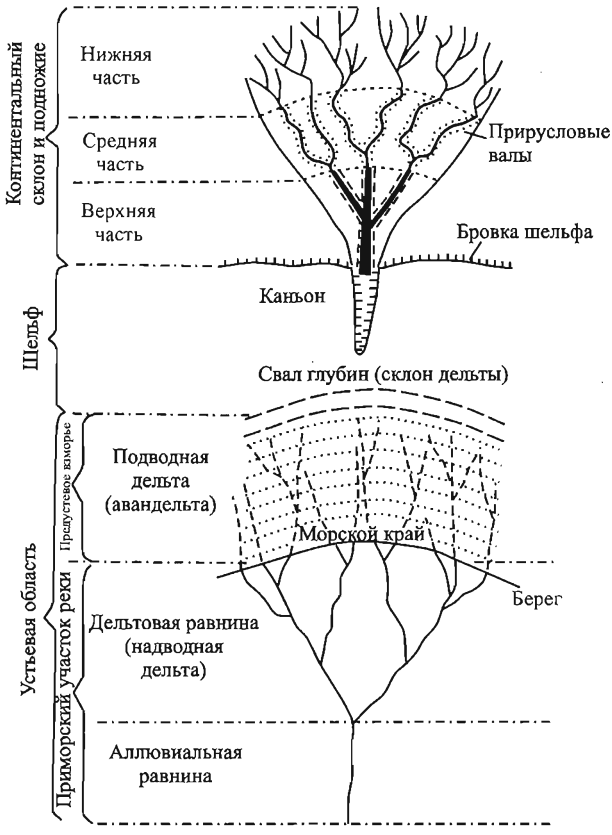


Рис. 7.13. Строение дельты реки в плане (по И. В. Самойлову)

режим руслового потока начинают воздействовать колебания уровня моря, вызываемые приливно-отливными процессами и ветровыми нагонами. В зависимости от этого скорость течения замедляется при приливе и увеличивается при отливе. Это ведет к чередованию тонких и грубых осадков в разрезе. Основные процессы определяются еще деятельностью руслового потока, а основные формы рельефа — аллювиальные: пойма с прирусловыми валами, террасы. Прирусловые валы развеваются ветром и превращаются в эоловые гряды, или дюны.

На устьевом участке реки, или собственно дельте, динамика воды и аккумуляция наносов определяются взаимодействием речного потока и приемного бассейна, но речные процессы еще преобладают. Из-за незначительного уклона течение замедляется, русло разветвляется на протоки и рукава, по мере заполнения меняющие положение, количество которых увеличивается к краю дельты. Так, у Волги их насчитывается до 900. На поднимающихся участках острова и полуострова разделены врезанными протоками и рукавами, в целом обусловливающими неровный край дельты. Некоторые протоки отмирают, сток смещается в более низкие участки.

2. *Подводная* зона дельты — *авандельта*. В ней выделяются предустьевое взморье, подводный каньон и глубоководный конус. На *предустьевом взморье* вступают во взаимодействие морские волны и направленный им навстречу речной поток. В результате падения скоростей речного и морского потоков происходит интенсивное осаждение как речных, так и морских осадков, вызывающее обмеление моря, образование кос и устьевых баров, перегораживающих многие подводные русла. Из-за этого последние вынуждены постоянно менять положение. Бары асимметричны, тыловая часть их более крутая и сложена, как и гребень, грубозернистыми песками. Фронтальная и периферическая части бара, обращенные к морю, пологие (рис. 7.14), сложены более тонкими осадками.

Бары подвергаются волновому разрушению, но образуются вновь. Некоторые из них протягиваются на несколько километров параллельно краю дельты. Из баров, вышедших на поверхность, формируются острова.

По рельефу дна взморье может быть приглубым, со свалом глубин и пологим мелководным. Первый тип характеризуется значительным уклоном дна и малым поступлением материала. Он представляет собой подводный склон косы или бара. Взморье со свалом глубин формируется на первоначально приглубом дне, но при обильном поступлении аллювиального материала. Наносы сгружаются непосредственно у устьев протоков, образуя подводную отмель, по фронтальному склону которой материал скатывается вниз, и таким образом дельта выдвигается все дальше в море. Пологое мелководное взморье характерно для отмелого берега. Струи речных вод долго прослеживаются под водой в виде «бороздин». Формируется обширная отмель, которая выходит на поверхность,

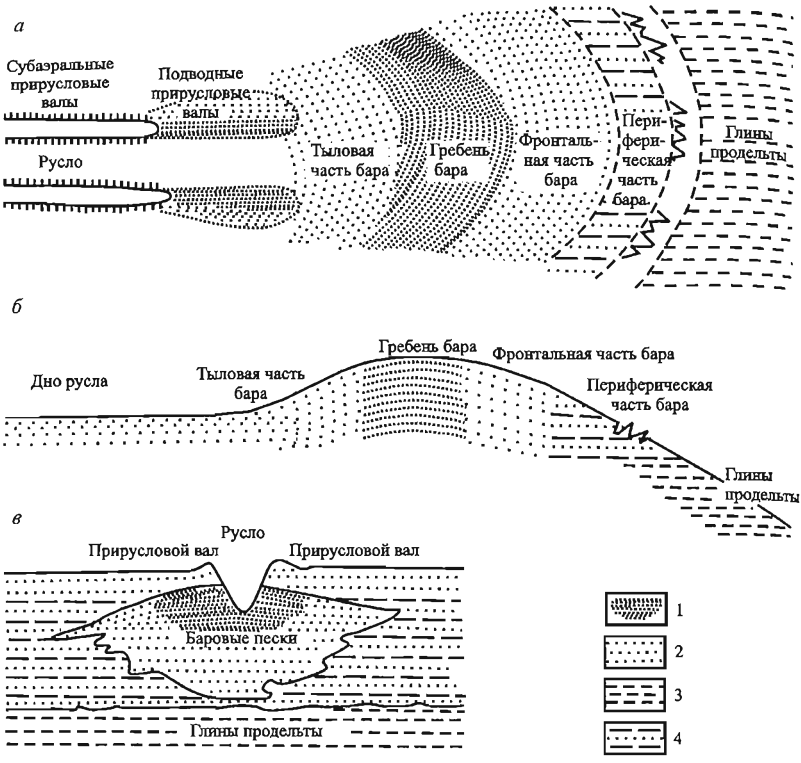


Рис. 7.14. Формирование бара в устье речного рукава (по Л. Райту):

а — план; *б* — продольный профиль; *в* — упрощенный поперечный разрез. Отложения: 1 — грубозернистые пески; 2 — тонкозернистые пески; 3 — алевриты и глины; 4 — переслаивание песков и алевритов

превращаясь в острова. Край дельты при этом продвигается в море. Характерны подводные песчаные валы, образуемые волнами при перемещении материала в сторону берега.

Энергично растущие дельты соседних рек, сливаясь, образуют обширные аллювиально-морские или дельтовые равнины (Хуанхе и Янцзы в Китае, Ганг и Брахмапутра в Индии и др.).

Следующие формы — подводный каньон и глубоководный конус — находятся уже далеко от дельты, но являются конечными

формами в длинном ряду процессов перемещения осадков с суши в море или океан (см. гл. 17).

3. *Подводный каньон* образуется на продолжении подводного русла на континентальном склоне. По нему происходит перенос речных осадков из авандельты на глубоководный конус.

4. *Глубоководный конус* образуется у подножия континентального склона. Хотя здесь господствует режим открытого моря, морфология конуса аналогична наземным формам: такие же глубоко врезанные разветвленные русла, протягивающиеся на десятки километров, ограничивающие их прирусловые валы (см. гл. 17).

7.2. ВЛИЯНИЕ ЛОКАЛЬНЫХ НОВЕЙШИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ НА ФОРМИРОВАНИЕ ПОБЕРЕЖИЙ

Если бы не было тектонических движений и деформаций земной коры и ее поверхности, одновозрастные морские террасы на побережьях разных морей находились бы на одинаковых высотных уровнях. Однако во многих местах одновозрастные террасы подняты на разную высоту над современным уровнем моря. Так, на Кавказском побережье Каспийского моря средне- и раннечетвертичные террасы находятся на высоте 100–400 м над морем, на какую уровень моря никогда не поднимался. Это объясняется интенсивным тектоническим поднятием побережья. На противоположном восточном побережье Каспия эти же террасы находятся на более низких высотах. На участках тектонического опускания террасы снижаются и даже погружаются под уровень моря, как это имеет место, например, на побережьях Каспийского (рис. 7.15) и Черного морей.

На западе Кавказа в Рионской впадине побережье погружается со скоростью 1 мм/год, что отмечено снижением террас и их погружением под уровень моря, преобладанием здесь процессов аккумуляции и увеличением мощности морских осадков.

Новейшие тектонические движения накладываются на эвстатические колебания уровня морей и океанов, усиливая или ослабляя общие его изменения. Поднятие побережья вызывает такие же его изменения, как и опускание уровня моря. На *поднимающихся* участках вследствие роста антиклиналей, горстов часто образуются мысы, вдающиеся в море (рис. 7.16), идет разрастание

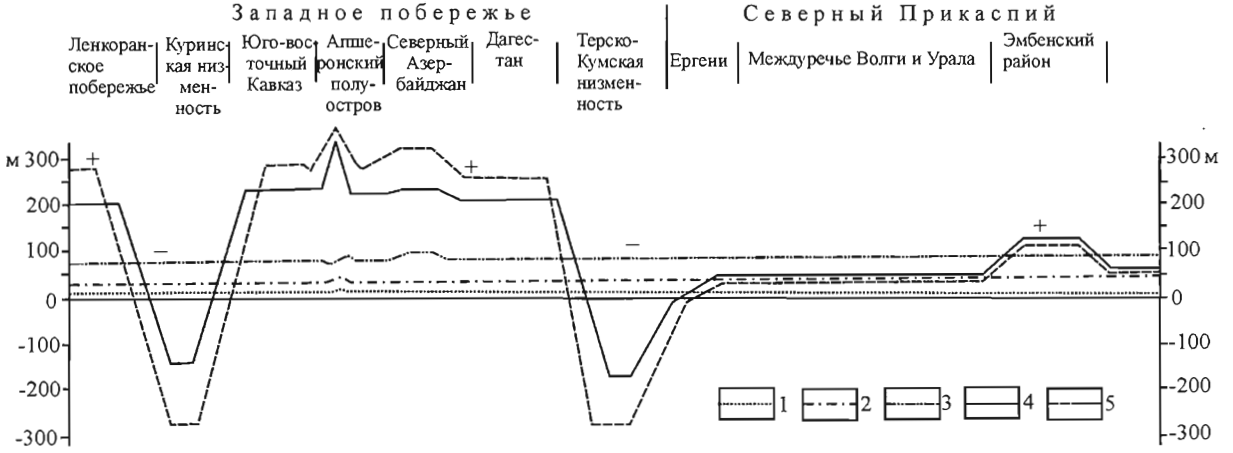


Рис. 7.15. График положительных (+) и отрицательных (–) деформаций древних береговых линий Каспийского моря (по П. В. Федорову):

линии и их возраст: 1 – новокаспийская (Q_{IV}); 2 – верхнехвалынская (Q_{III}^{2}); 3 – нижнехвалынская (Q_{II}^{1}); 4 – нижнехазарская (Q_{II}^{1}); 5 – верхнехазарская (Q_{II})



Рис. 7.16. Влияние новейшей тектоники на морфологию северо-восточного побережья Керченского полуострова (план):

поднимающиеся блоки (+) образуют мысы, к опускающимся блокам (–) приурочены заливы; 1 — разрывы; 2 — берега крутые абразионные (*а*), низменные аккумулятивные (*б*)

аккумулятивных форм, подводные валы постепенно оказываются на поверхности.

Как и береговые валы, они развеваются ветром, преобразуясь в прибрежные дюны. Лагуны превращаются в изолированные, оторванные от моря озера, а при высыхании последних образуются солончаки. Характерны отмершие клифы, отмирающие заливы. Образуются локальные аккумулятивные и абразионные террасы. При современном повышении уровня океанов и морей в среднем на 1 мм/год для того, чтобы были видны морфологические признаки тектонического поднятия, необходимо, чтобы его скорость превышала скорость поднятия уровня моря. Многие побережья поднимаются со скоростью 1–4 мм/ год (П. В. Каплин). В противном случае на берегах, хотя и поднимающихся, будет сокращаться полоса пляжей или бенчей (при падении уровня океанов и морей был бы обратный эффект). На морском побережье Российского Севера 45 % приходится на поднимающиеся берега, при этом скорость поднятия, по всей вероятности, превышает скорость современного поднятия уровня моря.

Тектоническое опускание побережья усиливает эффект эвстатического поднятия уровня моря. На *опускающихся* участках в пределах развивающихся синклиналей, грабенов происходит наступание моря, образуются заливы и бухты (см. рис. 7.16, 7.17), усиливается абразия, происходит размыв пляжей, вынос и отложение материала на подводный склон, погребение ранее образованных валов, баров, затопление маршевых лугов, превращение их в ватты.



Рис. 7.17. Залив, приуроченный к новейшей синклинали на северном берегу Ионического моря (Греция) (фото В. И. Макарова)

Последние характерны для побережий Северного, Белого, Баренцева, Берингова, Охотского и других морей. В тропических морях на участках опускания происходит затопление мангров, наращивание рифовых построек, достигающих большой мощности.

Разрывные нарушения обусловливают развитие крутых прямолинейных берегов (см. рис. 7.16). Примером может служить северное побережье Кольского полуострова. На северном побережье Азовского моря закономерная пространственная ориентировка целой серии кос (30–40° на с-в) указывает на их вероятную связь с секущими разрывными нарушениями, которые прослеживаются на суше в виде отчетливых линий – линеаментов (см. гл. 19) (рис. 7.18).

Своеобразная лестница четвертичных морских террас, развитая на побережьях, достаточно определенно свидетельствует о нарастании контрастности рельефа в зонах сочленения морских и океанических бассейнов с сушей. В лестнице террас более высокие ступени являются древними и дальше расположенными от моря, по сравнению с низкими, более молодыми террасами, что указывает на некоторое территориальное расширение (экспансию) суши, ее наступание на море. Это является показателем так называемой *геократической*, т. е. вызванной тектоническими движениями тенденции эволюции Земли в плиоцен-четвертичный этап. Однако в настоящее время идет повышение уровня морей и океанов,

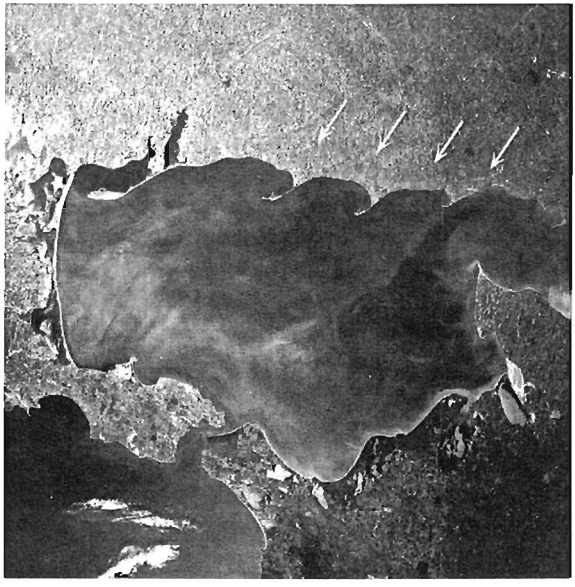


Рис. 7.18. Косы на северном побережье Азовского моря, приуроченные к линеаментам (показаны стрелкой) северо-восточного простирания (космический снимок)

вызванных климатическими условиями — таянием ледников. Поэтому формирование рельефа побережий отражает борьбу эндогенных и экзогенных процессов.

7.3. ОСНОВНЫЕ ТИПЫ МОРСКИХ ПОБЕРЕЖИЙ

В зависимости от климата, геологической структуры и новейших тектонических движений, соотношения морских и субаэральных процессов выделяется множество типов морских побережий, представленных в классификациях многих авторов (Д. Джонсона, Э. Мартонна, В. П. Зенковича, О. К. Леонтьева и др.). Наиболее характерными типами побережий являются следующие.

1. *Фьордовые* берега характерны для гористых районов, изрезанных далеко вдающимися в сушу узкими глубокими заливами — фьордами, представляющими собой затопленные морем ледниковые долины (троги). Длина фьордов составляет десятки

и первые сотни километров, они протягиваются далеко по шельфу (см. гл. 17), ширина — первые километры, глубина — сотни метров. Многие из них прямолинейны, т. к. приурочены к разрывным нарушениям, другие имеют ветвящуюся форму. Все они имеют крутые, скалистые абразионные берега. Фьорды характерны для берегов Северного, Норвежского, Баренцева морей, побережья Аляски, Канады, Исландии, Огненной Земли и др. Во время оледенений долинные ледники, спускавшиеся с суши к низкому уровню морей, характерному для ледниковых эпох, выработали глубокие корытообразные троговые долины. После таяния ледников уровень моря повысился, и ледниковые долины оказались под водой.

2. *Шхерные* (от швед. skär— утес) берега также связаны с оледенениями. Шхеры — небольшие скалистые острова и группы подводных скал, сглаженные ледником («курчавые»), представляющие собой затопленные неглубоким морем крупные «бараньи лбы». Иногда морем затоплены и аккумулятивные ледниковые и водно-ледниковые формы — друмлины, камы, озы. Такого типа берега характерны для Финляндии, Швеции, Норвегии, Аляски, Канады.

3. *Термоабразионные* побережья характерны для северных морей и формируются в результате термоабразионных процессов. Их интенсивность, помимо температуры морской воды, зависит от льдистости пород. Быстрее всего разрушаются выступающие участки берега, сложенные суглинисто-глинистыми отложениями. Их разрушение сопровождается образованием уступов, а в более твердых породах вырабатываются термоабразионные ниши. Обычная скорость термоабразии составляет 5–6 м в год, однако, по данным О. К. Леонтьева, Л. Г. Никифорова, Г. А. Сафьянова, известны скорости абразии, превышающие 100 м/год. На побережьях северных морей России на термоабразионные берега приходится около 20 %.

В некоторых северных районах широко развиты *стрэндфлэты* — выровненные скалистые побережья. Их образование связывается с интенсивным физическим, главным образом, морозным выветриванием с участием криогенных процессов (замерзание — оттаивание) в перигляциальных условиях.

4. *Биогенный* тип побережий характерен для тропических морей. Здесь выделяются коралловые и мангровые берега. Коралловые постройки или рифы развиваются в определенных условиях: при сравнительно теплой (не ниже 18–20 °С) воде, ее нормальной со-

лености (27–38 ‰) и хорошей освещенности до глубины 40–50 м. В прибрежной зоне выделяют береговые и внутрилагунные рифы. *Береговые,* или окаймляющие, рифы, а также внутрилагунные растут у берегов, образуя при разрастании в ширину своего внешнего или морского края коралловые террасы. Часто они начинают расти на подводных поднятиях.

Отмелые берега тропических морей иногда покрыты зарослями мангровой растительности, которые препятствуют разрушению побережья штормовыми волнами. Мангры занимают участки побережий, где происходит отложение илистых осадков. Ширина зоны мангровых зарослей достигает 3–5 км. Они известны на побережьях Африки, Австралии, Китая, Индокитая, на восточном побережье Южной Америки и др.

5. *Риасовые* (от исп. rias — множ. число от ria — устье реки) берега образуются при затоплении морем устьевых частей речных долин в гористых районах. Риасы — это длинные узкие извилистые заливы, возникшие в результате ингрессии моря в устья речных долин. Развиты на северо-западе Пиренейского полуострова, побережьях Китая, Кореи, Приморья, южной части острова Сахалина, Крыма (Севастопольская бухта) и др.

6. *Лиманные* берега характерны для низменных равнинных берегов, испытывающих опускания. Лиманы — заливы, прямолинейные или извилистые в плане, с невысокими берегами, образующиеся в результате затопления морем (или озером) устьев равнинных рек и балок. Характерны, например, для северо-западного побережья Черного моря. Они бывают закрытыми, отделенными от моря косой или пересыпью, и открытыми в сторону моря, подверженными приливно-отливным течениям. Последние называются губами и эстуариями. Многие крупные реки — Обь, Енисей и др. — имеют глубоко вдающиеся в сушу губы. Их длина составляет сотни километров. Затопленные устья рек характерны и для озерных побережий, например, для Иссык-Куля в Северном Тянь-Шане (см. рис. 19.15).

7. *Далматинский* тип побережья обусловлен особенностями геологической структуры. Он представляет затопленные складчатые структуры, простирающиеся обычно параллельно берегу или косо относительно него. При этом антиклинали выступают в виде полуостровов и островов, а к синклиналям приурочены заливы. И острова и заливы вытянуты вдоль берега. Побережье имеет при

этом изрезанный характер. Примером может служить Далматинское побережье Адриатического моря.

Помимо указанных выше типов побережий существует масса других — дельтовые, вулканические, лагунные и т. д.

7.4. АНТРОПОГЕННОЕ ВЛИЯНИЕ НА ФОРМИРОВАНИЕ БЕРЕГОВ

Природа создала лучшее средство защиты морских берегов от разрушения их волнами — пляж. На пляже волны разрушаются, не достигая коренных склонов. Основная часть материала пляжей, как правило, поставляется реками. Строительство плотин на реках приводит к сокращению выноса в море твердого материала. Этот дефицит нередко увеличивается забором (добычей) материала пляжей (песка и гальки) для строительных нужд. Все это ведет к усилению абразии берегов. На Черном море в районе Одессы скорость абразии за 25 лет (1960–1985) возросла с 0,35 до 2,7 м/год, размеры пляжей при этом уменьшились в 2 раза. На Азовском побережье вывоз ракуши с пляжей и кос (ежегодно до 1 млн т) привел к усилению абразии, составляющей, по данным Н. М. Губкина, в настоящее время 3–7 м в год. Строительство в береговой зоне инженерных сооружений (дамб, волноломов), перехватывающих и изменяющих вдольбереговой поток наносов, также ведет к размыву пляжей и берегов в одних местах и аккумуляции наносов на других участках побережья. Примером может служить район Пицунды на Черноморском побережье Кавказа. Когда устье р. Бзыбь было взято в дамбы, изменилось направление вдоль берегового потока, весь материал стал откладываться на взморье, а северо-западнее в районе курорта начался катастрофический размыв берегов.

Деятельность человека нередко ведет к разрушению биогенных берегов. Так, мангровые и коралловые берега разрушаются вследствие нефтяного загрязнения (Персидский залив), сброса химических ядовитых веществ (Индокитай) и др.

Подъем уровня моря вызывает абразию берегов, разрушение пляжей, причем подъем всего лишь на 1 мм может привести к размыву пляжа со скоростью 1–3 м за год. В настоящее время фиксируется эвстатический подъем уровня моря, вызванный таянием снегов и льдов Арктики и Антарктиды, Гренландии и горных ледников. По данным известного американского геоморфолога П. Брунна, на

Атлантическом побережье США уровень океана поднимается со скоростью 1–4 мм/год, а на отдельных прогибающихся участках до 10 мм/год. На Тихоокеанском побережье поднятие уровня идет со скоростью 2 мм/год. В настоящее время более 70 % песчаных берегов морей подвергается размыву, и только около 10 % берегов развивается в условиях преобладания аккумуляции, в основном там, где увеличился приток твердых наносов. Для защиты берегов от абразии применяют искусственную подпитку пляжей галечником и песком с целью их восстановления.

На некоторых особенно интенсивно прогибающихся берегах строятся дамбы, защищающие прибрежные низменности, лежащие ниже уровня моря, — марши от затопления. Такие болотистые, но местами осушенные и возделанные участки побережья называются *польдерами.* Они распространены главным образом в Дании, Нидерландах, Германии.

ГЛАВА 8

РЕЛЬЕФ СКЛОНОВ

К склонам относятся поверхности, на которых перемещение материала происходит преимущественно под действием силы тяжести. Практически вся поверхность суши представляет собой сочетание склонов различной крутизны. Если исключить горизонтальные и близкие к ним очень полого наклоненные поверхности, получится, что склоны занимают около 90 % поверхности суши. При таком широком распространении ясно, что со склонами связана жизнь и практическая деятельность человека. Множество различных инженерных сооружений и сельскохозяйственных угодий расположено на склонах. В то же время на склонах действует целый ряд опасных экзогенных процессов: обвалы, оползни, лавины, идет плоскостной смыв, приводящий к эрозии почв, и др.

На склонах происходит склоновая денудация — перемещение обломочного материала с положительных форм рельефа к отрицательным, где этот материал или накапливается, или передается другим транспортирующим экзогенным агентам: рекам, морям, ледникам, ветру. Большая часть перемещаемого материала представляет собой

продукты выветривания. Образующийся в результате накопления на склонах и у их основания обломочный материал называется *коллювием* (от лат. colluvio — скопление, беспорядочная груда). Вместе с продуктами выветривания перемещаются и некоторые полезные минералы, в том числе металлы — золото, олово и др., — образующие склоновые россыпи или пополняющие аллювиальные или прибрежно-морские россыпи. Они также свидетельствуют о возможных источниках россыпей — коренных месторождениях, вскрываемых склонами.

Таким образом, изучение склонов имеет особо важное значение для безопасного строительства и эксплуатации инженерных сооружений, в сельскохозяйственном использовании земель (в связи с эрозией почв) и при поисках полезных ископаемых.

Склоны формируются под воздействием множества экзогенных процессов, комплекс которых в каждом месте и в определенное время определяется климатическими условиями, новейшими тектоническими движениями (они создают основные формы рельефа Земли, неровности ее поверхности и, соответственно, склоны) и вещественно-структурными особенностями геологического субстрата, слагающего склоны. Климат определяет тип и скорость процессов выветривания и денудации, т. е. вид и количество обломочного материала, образующегося на водоразделах и склонах, и процессы его перемещения по склонам. Они зависят также от геологического строения — вещественного состава пород и их залегания. Таким образом, формирование склонов идет в тесном взаимодействии всех указанных факторов, определяющих основные склоновые рельефообразующие процессы и формы рельефа.

8.1. КЛАССИФИКАЦИЯ СКЛОНОВ

8.1.1. Морфология склонов. Склоны различаются по морфологии, генезису и возрасту. Их морфология включает в себя крутизну, форму и длину.

По *крутизне* склоны разделяют следующим образом: крутые — более 35°, средней крутизны — 35–15°, отлогие — 15–5°, очень отлогие — 5–1°, близкие к горизонтальным — менее 1° (С. С. Воскресенский). В целом на земной поверхности преобладают отлогие и очень отлогие склоны (почти 60 %). Крутые и средней крутизны склоны характерны преимущественно для горных областей, хотя

они встречаются и на равнинах, главным образом по берегам рек и морей.

В инженерной геологии существует понятие *угла естественного откоса*. Это максимальный угол наклона склона, при котором слагающие его горные породы находятся в равновесии, т. е. не осыпаются, не оползают. Для пород разного состава и состояния (влажных, сухих и др.) он различен. Для сухих сыпучих отложений он равен 35–43°.

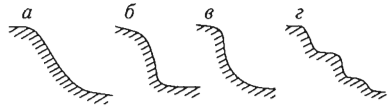


Рис. 8.1. Различная форма склонов:
а — прямая; *б* — выпуклая; *в* — вогнутая; *г* — ступенчатая

По *форме* выделяют склоны прямые, выпуклые, вогнутые, ступенчатые (рис. 8.1).

Выпуклые склоны свидетельствуют об активности процессов эрозии, особенно на поднятиях, а вогнутые склоны — об их вялости. Ступенчатые склоны характерны как для горных, так и для равнинных областей. Происхождение ступеней различно: эрозионное (например, террасированные склоны речных долин и морских побережий), денудационное, тектоническое (ступени тектонических блоков).

По *длине* склоны условно делят на длинные — более 500 м, средние — 500–50 м и короткие — менее 50 м. В самом общем случае длинные и крутые склоны характерны для горных областей, а короткие и отлогие — для равнинных.

8.1.2. Генезис склонов. В своем большинстве склоны являются полигенетическими формами рельефа. Они непрерывно преобразуются. Одни процессы — денудационные или аккумулятивные — сменяются другими в связи с изменениями климата или тектоническими движениями. Среди процессов, участвующих в формировании склонов, выделяются первичные склонообразующие процессы и собственно склоновые процессы, определяющие их дальнейшее преобразование (А. И. Спиридонов). В зависимости от этого склоны подразделяются на *первичные* и *преобразованные*. Среди первичных склонов выделяются эндогенные и экзогенные.

К *эндогенным* относятся склоны тектонические (изгибных и разрывных деформаций земной поверхности, сейсмогенные),

магматические (склонов лакколитов, даек и др.), вулканические (склоны вулканов, остывших лавовых потоков и др.).

Экзогенные склоны формируются различными процессами: эрозионными (склоны речных долин, оврагов, балок, террас и др.), ледниковыми (склоны ледниковых каров, цирков, трогов, моренных и флювиогляциальных холмов и др.), морскими и озерными (склоны абразионных уступов, береговых валов и др.), эоловыми (склоны барханов, котловин выдувания и др.), мерзлотными (склоны термокарстовых воронок, гидролакколитов и др.), подземноводными (склоны карстовых пещер, воронок и др.). В создании склонов принимают участие организмы (склоны коралловых построек) и человек (склоны шахтных терриконов, карьеров, дамб и др.). Большая часть склонов создана денудационными процессами (эрозией, абразией, экзарацией и др.), а меньшая — аккумулятивными (например, склоны моренных холмов, подводные склоны речных дельт и оползневых тел).

Первичные склоны любого генезиса в чистом виде практически не существуют. Они тут же преобразуются вторичными процессами перемещения обломочного материала под действием силы тяжести. По характеру перемещения обломочного материала выделяются склоны:

- собственно гравитационные (обвальные, осыпные, оползневые);
- массового смещения обломочного материала (солифлюкционные);
- плоскостного смыва (делювиальные) (С. С. Воскресенский, А. И. Спиридонов).

Кроме того, существуют склоны со сложным типом перемещения материала, т. е. совместного воздействия нескольких процессов. Таким образом, сила тяжести является главным фактором, постоянно преобразующим первичные (или исходные) склоны и формирующим новые их типы.

На всех склонах выделяются денудационная часть, наиболее крутая, с которой сносится материал, и аккумулятивная, более пологая, где он накапливается.

8.1.3. Возраст склонов определяется началом их образования. Склоны всегда имеют *базис денудации* — поверхность, на которую они опираются и к которой переносится и накапливается смеща-

емый с верхней части склонов обломочный материал. Таковыми базисами являются урезы рек, озер, морей, поверхности пойм, террас (речных, озерных, морских), днища цирков и каров, поверхности ледников. Обычно возраст денудационных склонов соответствует возрасту поверхности, на которую они опираются. Так, например, если возраст террасы, на которую опирается склон речной долины, среднеплейстоценовый, то таким же будет и возраст этого склона. Это следует из того, что склон эрозионного вреза и поверхность сопряженной с ним террасы являются формами, образованными в один эрозионно-аккумулятивный цикл (см. главу 6). Однако не всегда этот принцип выдерживается. Существуют обстановки, когда базис денудации, к которому формировался склон, срезан, и он стал опираться на более низкую и, следовательно, более молодую поверхность. В этом случае верхняя часть склона является более древней, а нижняя — более молодой, хотя граница между ними не всегда ясная. Склоны, опирающиеся на древние поверхности — плиоценовые, миоценовые и т. д., — имеют более сложный возраст и строение. С одной стороны, началом их формирования можно считать соответственно плиоцен или миоцен, с другой стороны, в течение длительного времени вплоть до настоящего времени они продолжают преобразовываться, расчленяться, выполаживаться, отступать и т. д. Поэтому их возраст, строго говоря, должен определяться как плиоцен–голоценовый (N_2–Q_4) или миоцен-голоценовый (N_1–Q_4).

Возраст склонов аккумулятивных форм рельефа в большинстве соответствует возрасту слагающих эти формы отложений. Например, склоны моренных холмов имеют возраст слагающих их морен.

8.2. ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПРЕОБРАЗОВАННЫХ СКЛОНОВ И ИХ РЕЛЬЕФ

8.2.1. Собственно гравитационные склоны включают осыпные, обвальные, лавинные, оползневые типы. Условиями развития этих процессов являются: значительная крутизна склона (более 35–43°), превышение силы тяжести над силами сцепления в массиве горных пород и их смещение вниз по склону. Последнее происходит в результате процессов выветривания и дезинтеграции горных пород, или в результате их избыточного увлажнения и изменения их прочностных свойств, или в результате увеличения крутизны

склона (подрезание склона рекой, морем, каналами, дорожными выемками и т. д.), или в результате сейсмических колебаний и техногенной вибрации.

Осыпные склоны. При осыпании (или камнепадах) сравнительно небольшие обломки, образующиеся при выветривании, чаще всего физическом, скатываются вниз и накапливаются в основании склона. Так образуются *осыпи* в виде круто наклонных конусов (рис. 8.2), нередко сливающиеся в обширные шлейфы в основании эрозионных склонов речных долин.



Рис. 8.2. Осыпной конус с ясной сортировкой обломочного материала: в вершинной части — мелкого, в периферической части — крупного

Материал осыпей — осыпные отложения, или *десперсий* (от лат. despero — осыпаться), — обычно не окатан. Окатанные обломки в осыпях наблюдаются в тех случаях, когда осыпается первоначально окатанный материал — галечники, конгломераты. Литология пород определяет форму (остроугольную или др.) и размеры обломков — щебень, глыбы. Существуют и песчаные осыпи, развитые на выходах аллювиальных, флювиогляциальных, эоловых, морских отложений. В осыпном конусе отчетливо видна сортировка материала по крупности. Наиболее крупные обломки скатываются дальше, формируя периферическую, наиболее грубообломочную часть конуса, а самые мелкие остаются в его вершинной части. В верхней части таких

склонов обломки скатываются обычно по желобам, бороздам, приуроченным к трещиноватым участкам склонов. В верхней части желоба разветвляются, и осыпь приобретает древовидный характер. Часто осыпи приурочены к разломам, подвижки по которым периодически вызывают активизацию осыпей. Особенно мощные (до 20–30 м) шлейфы осыпей развиты в высокогорьях на склонах трогов и речных долин, т. е. на первично экзарационных и эрозионных склонах. Часто обломочный материал осыпей насыщается водой тающего снега и дождей и начинает течь, образуя каменные потоки, занимающие дно круто наклонных эрозионных долин в их верховьях (рис. 8.3).

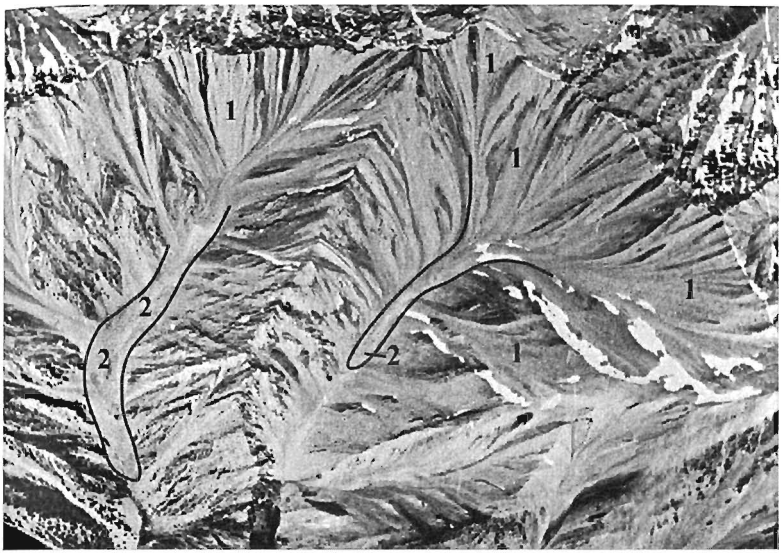


Рис. 8.3. Обводненные древовидные осыпи (1), поставляющие материал для каменных потоков (2)

Современные осыпи подвижны; древние осыпи, в которых много мелкозема, вмытого во время дождей или таяния снега, становятся неподвижными, частично зарастают, поверхность конусов становится более пологой.

Обвальные склоны. Обвалами называются обрушения крупных объемов (блоков) прочных горных пород. Последние при обрушении дробятся, при этом структура и текстура породы нарушаются, часто

порода превращается в брекчиевидную массу. Обвальные образования называются *дерупций* (от лат. deruere — падать). В горах обрушения чаще всего связаны с зонами активных разломов и сейсмичностью. Особенно катастрофичными являются *сейсмообвалы*, вызванные сильными землетрясениями. При этом происходит мгновенное обрушение блоков пород или целых массивов (рис. 8.4), обвальные массы со склонов часто перемещаются далеко вниз по долинам или впадинам.

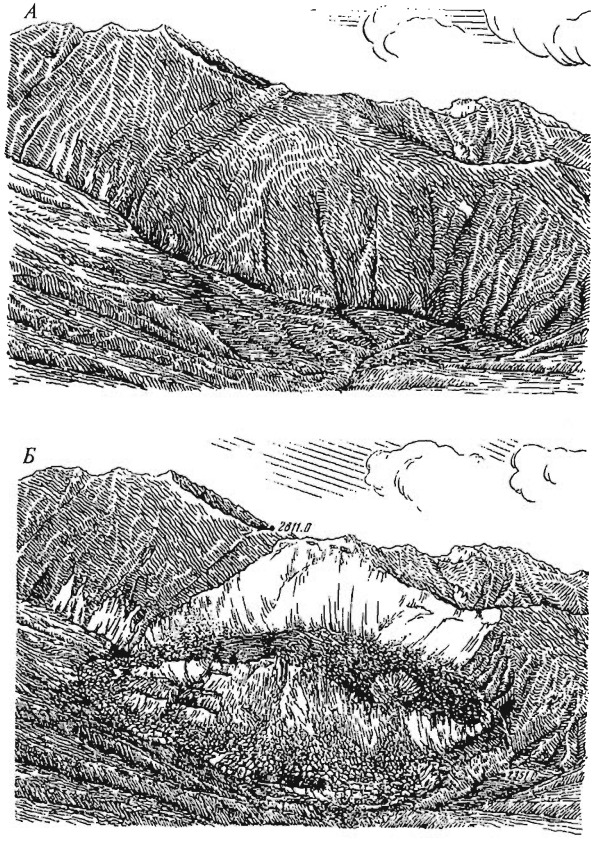


Рис. 8.4. Мгновенное изменение рельефа при сильном землетрясении (Гобийский Алтай) (по Г. Ф. Уфимцеву):

А — рельеф до обвала; *Б* — образовавшаяся обвальная масса

Примером может служить обвал, произошедший в 1947 году в результате сильного землетрясения в верховьях долины р. Хаит в Южном Тянь-Шане. Обвальная масса заполнила долину на протяжении нескольких километров и погребла одноименный поселок с жителями.

Рельеф обвальных масс неровный, хаотично бугристый или холмистый (рис. 8.5).

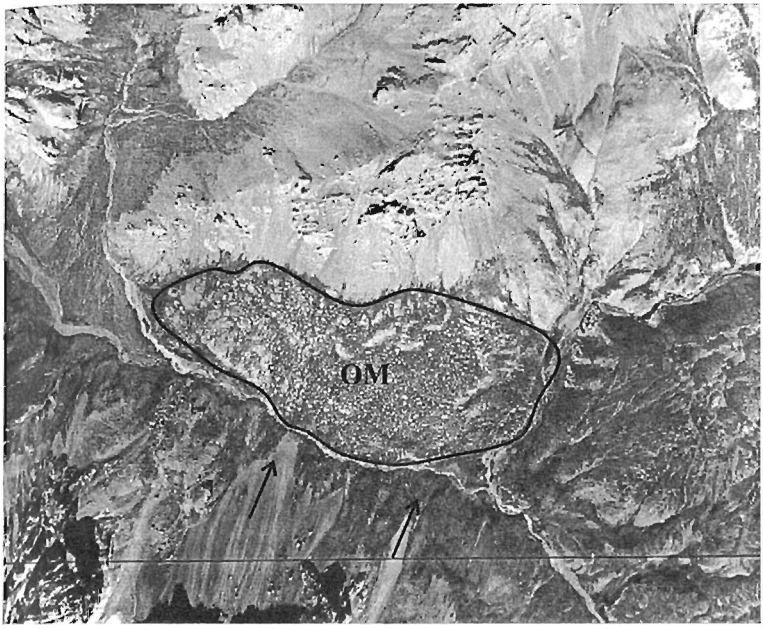


Рис. 8.5. Обвальная масса (ОМ) в одной из долин (Центр. Тянь-Шань) (аэрофото). Стрелками показан склон, с которого произошел обвал

Западины между холмами иногда заполнены водой. Некоторые крупные обвальные массы меняют морфологию долин. Они полностью перегораживают речную долину, в результате чего образуются громадные озера. Так, в 1911 г. в долине р. Мургаб на Памире сейсмообвальная масса объемом в 76 млрд т (3 км^3) вызвала образование крупного Сарезского озера, существующего и в настоящее время. Во многих горах известны обвальные массы еще более крупных объемов.

В Крыму к сейсмообвалам относятся обвальные массы на склонах горы Южная Демерджи, образовавшиеся в результате неоднократных землетрясений силой от 6–8 до 10 баллов, произошедших в XIX и XX веках. С землетрясениями связаны многие обвалы, развитые у подножия южного склона первой гряды Крымских гор. Здесь вся почти отвесная стена гряды является областью отрыва обвалов. Две системы трещин — параллельная и перпендикулярная простиранию гряды — способствуют выколу блоков и их обрушению. Среди обвалов выделяются древние и молодые генерации.

С движениями по разломам связаны *сбрососообвалы* (В. П. Солоненко, Г. Ф. Уфимцев и др.), происходящие на крутых тектонических склонах поднятий, речных долин, берегах морей и озер, особенно в условиях растяжения. Обрушение происходит по тектоническим трещинам отрыва и рвам, расширяющимся под действием экзогенных процессов (рис. 8.6). В этих случаях стенки срывов обвалов совпадают с плоскостями сместителей.

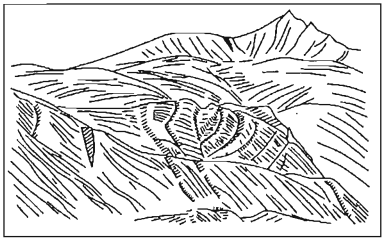


Рис. 8.6. Начальная стадия сбрососообвала: рвы и уступы, рассекающие верхнюю часть склона. Левый берег долины р. Дельбичинды в северной части Байкальского хребта (по Г. Ф. Уфимцеву)

Особым видом гравитационных образований являются тектонически обусловленные, *олистостромы* — обвалы, образующиеся при обрушении верхних обрывистых частей склонов, представляющих «козырьки» надвигающихся горных массивов. Такие сорвавшиеся обвальные массы лежат в основании крутых склонов хребтов и на дне прилежащих впадин. Ниши их срывов обычно приурочены к разрывным нарушениям, идущим вдоль склонов согласно простиранию хребтов. Сами массы сложены интенсивно раздробленным (вплоть до состояния мелкозема) материалом, перемещенным в результате сейсмотектонического удара и срыва нередко с большой высоты на расстояние нескольких километров. Примером могут служить гигантские обвальные массы, развитые у подножий хребтов Тянь-Шаня и Памира (рис. 8.7).

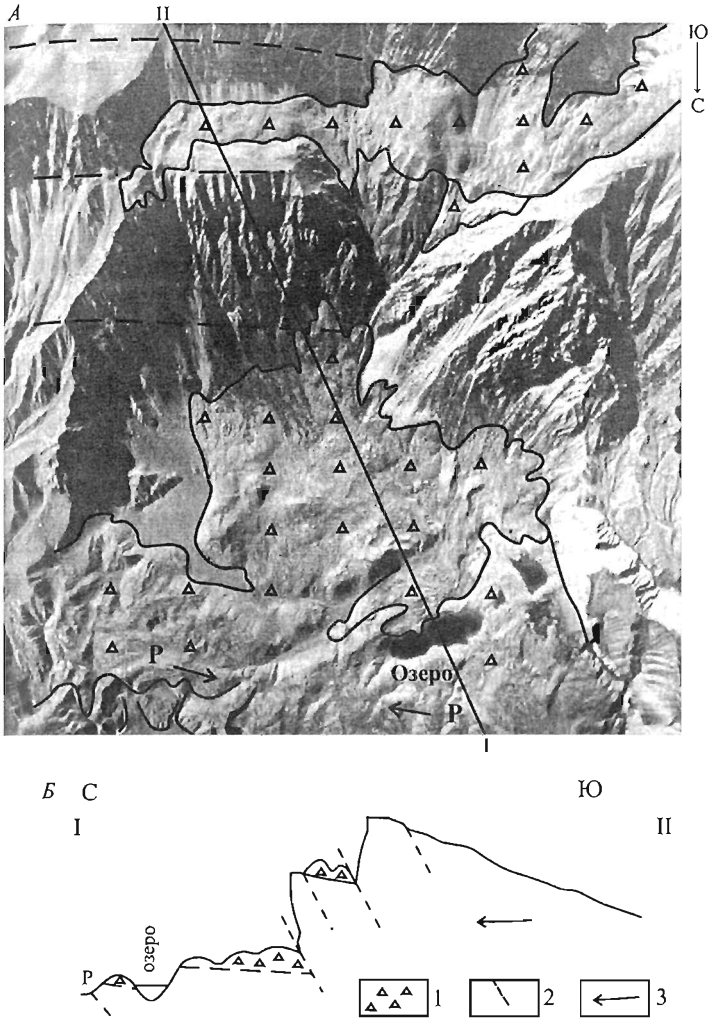


Рис. 8.7. Крупные обвальные массы у подножия одного из хребтов Центрального Тянь-Шаня, представляющие собой четвертичные олистостромы:

А — аэрофото, *Б* — схематический профиль; 1 — обвальные массы; 2 — разрывы (взбросы); 3 — направление давления

Известны они во многих других горных системах: в Альпах, на Кавказе, в Кордильерах, Андах и т. д.

Лавинные склоны. Лавины — это внезапное обрушение и стремительное движение снежных масс на горных склонах. Главной причиной их образования являются скопления больших масс снега при температуре около 0 °С и высокой влажности и значительная крутизна эрозионных или экзарационных склонов. Но лавины вызываются также землетрясениями и искусственно, обстрелом склонов.

Согласно классификации Г. К. Тушинского и С. С. Воскресенского, лавины делятся на карликовые — объемом 10–50 м^3, средние — 500–700 тыс. м^3 и гигантские — объемом более 1 млн м^3. По характеру движения снежных масс различаются: *осовы* — лавины, соскальзывающие с крутых склонов, двигающиеся по нерасчлененному плоскому склону, *лотковые*, двигающиеся по ложбинам, и *прыгающие* с отвесных уступов. Скорость движения лавин составляет от 10–20 до 80–100 м/с. По составу выделяются лавины *сухие*, состоящие из сухого снега и снежных плит, и *мокрые*, насыщенные водой, выделенной при таянии снега или выпавшей в виде дождей, похожие на сели. Вместе со снегом переносится большое количество захваченных лавиной обломков и глыб пород.

В рельефе такие склоны характеризуются наличием узких крутосклонных отшлифованных лотков, по которым движутся лавины. Они лишены растительности. На их дне развиты гряды, валы, состоящие из скальных обломков, ямы, выбоины, образующиеся при ударе лавинных масс о дно долин и обычно заполненные водой. В устьевых частях лотков, открывающихся на дно долин, образуются конусы выноса, сходные с осыпными, сложенные несортированным обломочным материалом, часто со стволами деревьев и других растительных остатков. Лавиноопасные склоны характерны для всех горных сооружений. В России лавиноопасные районы занимают 18 % всей ее территории и находятся на Кавказе, в Хибинах, Саянах, Алтае и др. горах.

Оползневые склоны, или склоны блоковых смещений. На склонах крутизной более 15° в результате значительного их обводнения часто происходит оползание массивов горных пород объемом в десятки и сотни кубических метров. Оползневые образования называются *деляпсий* (от лат. delabi — соскальзывать). Оползни образуются как в горах, так и на равнинах и часто в местах расположения

городов, поселков, промышленных предприятий и коммуникаций, нанося им значительный вред, вызывая разрушения.

Условия, влияющие на образование оползней. Образование оползней зависит от следующих условий: литолого-структурных, гидрогеологических, геоморфологических, техногенных. *Литолого-структурные* условия включают вещественный состав пород, слагающих склон, степень их выветрелости, прочности, пластичности, характер слоистости, залегания и др. Оползание происходит на склонах, сложенных как однородными, так и неоднородными по составу породами, по-разному переслаивающимися, рыхлыми, пластичными или крепкими, преимущественно мезо-кайнозойского возраста. В палеозойских породах оползни происходят редко. Особенно благоприятными условиями оползания являются присутствие среди пород, слагающих склон, глин или суглинков, а также наклон (падение) слоев вниз по склону. Способствуют оползанию разрывы, трещиноватость и раздробленность пород. Крутизна склонов, часто определяемая неотектоническим строением, также имеет значение. Естественно, что на более крутых склонах оползание происходит чаще. Многие оползни, особенно в горах, вызываются землетрясениями, тогда они называются *сейсмооползнями.*

Гидрогеологические условия. Оползание всегда связано с обводнением пород, слагающих склон, подземной или атмосферной водой (дожди, талые воды, грунтовые воды). Избыточное обводнение пород, особенно в водообильные годы, изменяет их свойства (снижает прочность и увеличивает пластичность), приводит к значительному утяжелению массивов. Сочетание обводненности пород, чему способствует их трещиноватость и раздробленность, с другими условиями, особенно с наличием водоупорного горизонта, вызывает оползание.

Геоморфологические условия. Оползни особенно часто происходят на приурезовых склонах речных долин, озер и морей в результате подмыва (или абразии) склона и потери им устойчивости. При врезании рек увеличивается крутизна склонов, а при подъеме воды — их размыв, или эрозия, и обводненность. Все это способствует образованию оползней. Примерами являются склоны многих речных долин (Москвы, Волги и др.), побережий Черного и др. морей.

Техногенный фактор. Многие оползни вызваны активной техногенной переработкой геологической среды и рельефа. Например, склоны теряют устойчивость и начинают оползать вследствие подрез-

ки их при строительстве дорог, каналов, арыков, перераспределения потоков поверхностных и подземных вод, подтопления и т. д. Так, на Южном берегу Крыма в последние десятилетия в связи с курортным строительством возникло более 50 искусственно вызванных оползней. На территории Большого Сочи в 1975–1985 годах ежегодно происходило от 17 до 68 случаев активизации оползней (А. А. Махорин). В районах крупных населенных пунктов и промышленных центров оползнеобразованию способствуют значительное обводнение массивов горных пород вследствие утечки воды из водонесущих коммуникаций, а также техногенная вибрация (микросейсмические колебания). На побережьях водохранилищ (Цимлянское, Волгоградское и др.) вследствие искусственного подъема воды и усилившейся в связи с этим эрозии образовалось множество новых оползней.

Рельеф оползневых склонов. Оползни широко развиты в предгорьях Кавказа, Тянь-Шаня, Урала, Крыма, Карпат и других областях. На равнинах Восточно-Европейской и других платформ они развиты на склонах многих речных долин (Москвы, Волги и др.), а также на побережьях морей и озер.

Оползневые склоны имеют характерную морфологию. Рельеф оползневых масс представляет собой бугры, гребни, валы, гряды, ориентированные обычно параллельно склонам (рис. 8.8).



Рис 8.8. Неровный бугристый рельеф оползневой массы (Южный берег Крыма) (фото А. А. Зарщикова)

Между ними расположены западины, ложбины и котловины разных размеров и очертаний, нередко заболоченные или занятые

водоемами, часты глубокие зияющие трещины. В трещинах и других понижениях за зиму накапливается снег, который медленно тает и увлажняет отложения. Особенно крупные оползневые массивы образуют громадные ступени на склонах. В обычном оползневом массиве выделяются аккумулятивная часть — тело оползня, или оползневой блок, поверхность смещения, а в верхней денудационной части склона — стенка или ниша срыва, если стенка имеет дугообразную форму в плане (рис. 8.9).



Рис. 8.9. Детрузивные оползни на северном склоне п-ова Казантип (Крым):

1 — известняки миоцена (верхний сармат N_1s_3, меотис Nm); 2 — глины — нижний, средний сармат N_1s_{1-2}; 3 — развалы скатившихся обломков известняков

Поверхность оползшего массива, называемого оползневой террасой, часто наклонена в сторону склона (вследствие некоторого вращения оползающего массива), из-за чего в тыловом шве такой террасы наблюдается понижение, обычно заболоченное. К тыловым швам оползневых террас приурочены суффозионные или карстовые воронки, если близко залегают закарстованные породы, как, например, в городе Уфе в Предуралье. Деревья на оползших массивах наклоняются, образуя «пьяный» лес. При подготовке нового оползня вдоль кромки склона возникают зияющие трещины (заколы) отседания или отрыва. Такие склоны становятся оползнеопасными.

У древних оползней первичный бугристый рельеф сглажен. Многие современные оползни образуются на телах древних оползней.

Типы оползней. В зависимости от соотношения поверхности (или зеркала) смещения (скольжения) и залегания слоев горных пород, согласно Ф. П. Саваренскому, выделяются оползни консеквентные, асеквентные и инсеквентные (рис. 8.10).

У *консеквентных* оползней поверхность скольжения совпадает с поверхностью напластования. *Асеквентными* являются оползни, происходящие в однородных неслоистых породах, например лессах. *Инсеквентные* оползни происходят в слоистых толщах пород, в частности залегающих горизонтально. Поверхность скольжения обычно не согласуется с залеганием пород.

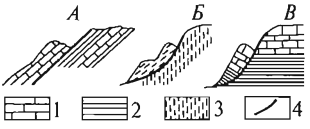


Рис. 8.10. Типы оползней (по Ф. П. Саваренскому):
А — консеквентные; *Б* — асеквентные; *В* — инсеквентные; 1 — известняки; 2 — глины; 3 — лессы; 4 — поверхность скольжения

По характеру движения и составу сползающего материала выделяются два основных типа оползней — блоковые и оползни течения. В *блоковых* оползнях горные породы в большинстве случаев сохраняют свою структуру как в скальных массивах, так и в более мягких породах. А. П. Павлов еще в конце XIX века разделил блоковые оползни по типу движения на свободного скольжения, или *деляпсивные* (в инженерной практике их называют оползнями сдвига, поскольку перед скольжением происходит отчленение оползневого тела) и толкающие, или оползни выдавливания, — *детрузивные* (от лат. detrusio — сталкивание). Второй тип отличается от первого тем, что во фронтальной части оползневого массива образуются бугры выдавливания. Они возникают потому, что присутствующие в нижней части оползневого склона пластичные глинистые породы под действием давления соскальзывающих вышележащих более плотных пород выдавливаются и сминаются в складки, образуя на поверхности бугры или валы (см. рис. 8.8). При этом поверхность скольжения, или оползания, часто уходит ниже базиса эрозии — уровня реки или моря. Оползни такого типа развиты, например, по берегам рек Москвы и Волги, на побережье Азовского и Черного морей и др. Однако большая часть известных оползней относится к деляпсивному типу.

Наиболее крупными являются оползневые массивы, как, например, гора Кошка на Южном берегу Крыма или гора Южная Демерджи, отделившаяся от плато Северной Демерджи. На берегах рек, морей и водохранилищ подмыв или подрезание склонов и образование оползней идет постоянно. При этом образуются многоступенчатые оползни разновозрастных генераций, т. е. возникающих неоднократно. Более древние генерации образовывались во время глубокого положения тальвегов долин раннеплиоценового и раннеплейстоценового возраста, в настоящее время погребенных.

Образование блоковых оползней характерно для склонов поднятий, находящихся в обстановках сбросового поля напряжений, в частности, над флексурно-разрывными зонами. Образующиеся оползни являются *гравитационно-тектоническими*. Они связаны с листрическими (выполаживающимися с глубиной) разрывами. Крупные массивы таких оползней развиты вдоль правого крутого берега Волги в Прикаспийской впадине.

Оползни течения (вязкопластичные). При образовании этого типа оползней глинисто-обломочные или обломочные массы, насыщенные водой, находятся в вязко-пластичном состоянии. Такие оползни характерны для областей со среднегодовым количеством осадков более 800 мм (Г. С. Золотарев). Обычно они образуются на склонах, сложенных интенсивно выветрелыми породами, сланцами, песчаниками, глинами, лессовидными суглинками, и приурочены к ложбинам на склонах. Иногда они вызваны обводнением массивов по тектоническим трещинам и зонам более глубинных разломов. По механизму смещения оползни течения подразделяются на оползни-потоки, сплывы, оплывины. Все они часто сопровождаются суффозией или выносом грунтовыми водами тонких частиц. По скорости движения выделяются быстрые (мгновенные) и медленно текучие; скорость последних составляет от одного до нескольких метров в год. *Оползни-потоки* образуются преимущественно в водонасыщенных песчано-глинистых, суглинистых или лессовых породах, обводненных атмосферными осадками или подземными водами. Оползание происходит медленно или катастрофически быстро, особенно на крутых склонах. При этом сначала образуются блоковые оползни, материал которых, разжижаясь, дает начало оползню-потоку. Длина таких потоков может достигать нескольких десятков и сотен метров, а иногда и нескольких километров. Характерной чертой рельефа

являются поперечные к направлению движения и выпуклые вниз по течению валы, или «морщины», расширения в языковых частях. Оползни-потоки разрушают дома и дороги, вызывают подпруду речных долин. К оползням-потокам относятся многие оползни Южного берега Крыма (Чернобугорский оползень, Кучуккойский и др.). Движение их с перерывом продолжается до настоящего времени.

Оползни-сплывы образуются в низкогорьях на относительно крутых уступах, где коренные, преимущественно плотные породы прикрыты чехлом рыхлых отложений — лессов и суглинков, которые сползают по коренным породам, служащим водоупором. Крутизна склонов составляет 15–30°, глубина захвата склона оползнем — 2–5 м (толщина рыхлого покрова). В плане такие оползни имеют округлую форму.

Оплывины — мелкие смещенные вниз по склону полосы маломощного (0,3–1,5 м) слоя почвы или грунта; при этом часто в них сохраняется сплошность дернины. Оплывание происходит постепенно. Причиной его является избыточное увлажнение верхнего слоя грунта, иногда только почвенного слоя, во время весеннего оттаивания или грунтовыми водами. По морфологии такие склоны микроступенчатые. В степной зоне оплыванию склонов способствует выпас скота, из-за чего нагрузка на грунт увеличивается, что способствует его смещению. В результате образуется своеобразная гофрировка склона — «коровьи дорожки».

Эпохи интенсивного оползнеобразования связаны как с неотектоническими движениями (увеличением высоты и крутизны склонов) и повышенной сейсмичностью, так и с климатом. Влияние последнего отражается, прежде всего, на повышении влажности и соответственно обводненности горных пород, слагающих склоны, а также на понижении или повышении уровня морей и озер и впадающих в них рек — основных базисов денудации. Все эти изменения ведут к активизации оползней.

Кроме обвалов и оползней в природе наблюдаются более сложные образования — *оползне-обвалы.* В их образовании участвуют обвальные массы, которые затем, насыщаясь водой, оползают. Такого типа образования часто занимают громадные площади в горных областях.

8.2.2. Склоны массового смещения обломочного материала характерны для областей широкого распространения мерзлотных

процессов. Это — солифлюкционные склоны. Ведущим процессом в перемещении материала по склонам является *солифлюкция* — гравитационное вязко-пластичное течение оттаявшего и насыщенного влагой верхнего слоя грунта по замерзшей, не оттаявшей поверхности пород. Отложения, образующиеся при этом, называются *солифлюкционными*. Развитию солифлюкции благоприятствуют преобладание (до 50–70 %) в составе грунта рыхлого мелкозема (глинистого или суглинистого материала), его высокая водонасыщенность, а также крутизна склонов от 2–3° до 20–30°. Медленное течение (сантиметры в год) — медленная солифлюкция — происходит весной и летом на очень отлогих склонах. На более крутых склонах скорость течения увеличивается до нескольких метров в год — быстрая солифлюкция.

При солифлюкционном течении грунта образуется мелкая чешуйчатость, или террасированность, склонов, создаваемая асимметричными чешуеподобными, небольшими натечными террасками. Дугообразный фронтальный уступ последних имеет высоту до 1–2 м (рис. 8.11).

В разрезах таких форм обычно видны дерновые горизонты почв, подвернутые при течении (рис. 8.12).

Весь склон приобретает характерный пятнистый рисунок (рис. 8.13).

Более крупные натеки образуют солифлюкционные *потоки*, сползающие по неглубоким ложбинам или понижениям на склонах. Для них характерна морщинистая неровная поверхность, с поперечными валиками, выпуклыми по течению, разделенными понижениями — мочажинами, часто заполненными водой.

В горной тундре течение материала по склонам часто приобретает грязево-струйчатый характер. Образуются вытянутые по падению склонов различной ширины, длины и глубины (от первых сантиметров до первых метров) параллельные полосы и борозды — *делли*. Их площадное развитие придает склонам полосчатый, струйчатый рисунок (рис. 8.14).

Ширина струй, по данным С. С. Воскресенского, составляет 20–60 м, а мощность солифлюкционных отложений в струях — от 0,2–0,6 до 1 м (рис. 8.15).

Своеобразный рельеф создает *болотная солифлюкция* — скопления на отлогих склонах мочажин — удлиненных узких, часто

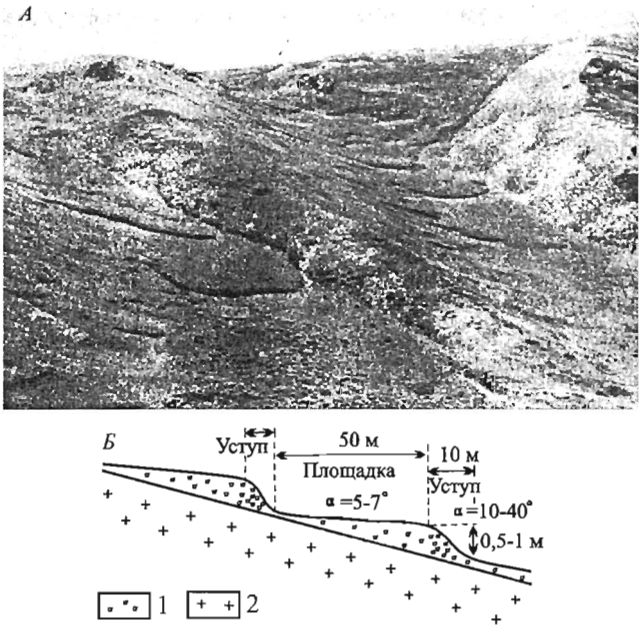


Рис. 8.11. Солифлюкционные натеки на склонах (Тянь-Шань):

А — фото А. В. Корзуна; *Б* — разрез натечных террас (по С. С. Воскресенскому); 1 — обломки в щебнистом суглинке; 2 — коренные породы

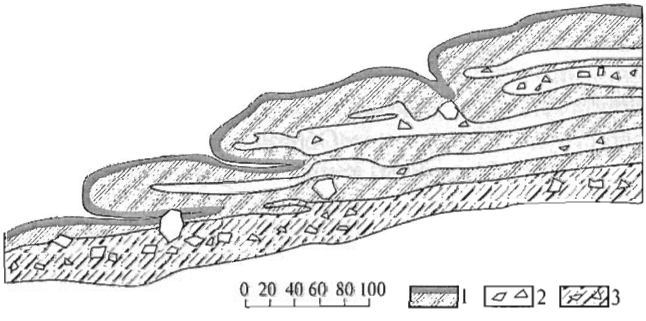


Рис. 8.12. Строение солифлюкционных террас (по В. С. Савельеву, с упрощением):

1 — дерновый слой с погребенными гумусовыми горизонтами; 2 — суглинок с дресвой и щебнем; 3 — суглинок со щебнем, песчанистый



Рис. 8.13. Склоны с характерным пятнистым рисунком солифлюкционных натеков и террас (Среднегорная тундра) (аэрофото)



Рис. 8.14. Струйчатая форма солифлюкции на склонах речных долин. Сеть параллельных ложбин или струй — делли (аэрофото)

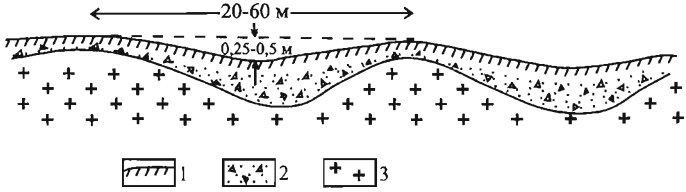


Рис. 8.15. Поперечный разрез типичных деллей (вертикальный масштаб преувеличен по сравнению с горизонтальным в 20 раз) (по С. С. Воскресенскому):

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

извилистых понижений, заполненных водой, разделенных валиками и грядами сползающего грунта. И мочажины, и валики вытянуты вдоль склона (рис. 8.16).

В суровых климатических условиях областей постоянной мерзлоты образуются *курумовые* склоны (от древнетюрк. — баранье стадо), плащеобразно покрытые скоплениями щебня и глыб размером до 2–3 м с зияющими межглыбовыми полостями. Трещиноватость горных, преимущественно скальных, пород обеспечивает глубокое проникновение морозного выветривания и разрушение пород.

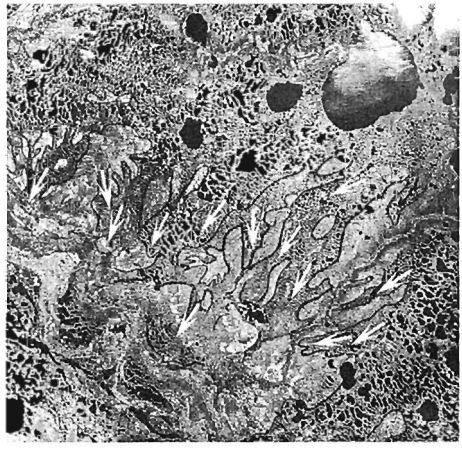


Рис. 8.16. Болотная солифлюкция и течение грунта в виде потоков (низкогорная тундра) (аэрофото)

Большая часть курумов имеет внутреннее питание за счет криогенного выпучивания и вымораживания обломков вверх. Меньшее развитие имеют курумы с питанием гравитационным материалом обвалов и осыпей. Движение обломочного материала происходит на отлогих (5–15°) и средней крутизны (20–35°) склонах. Мелкозем вымывается из верхних частей плаща обломочного материала и скапливается в его основании. Насыщаясь просачивающейся сверху водой, он становится особенно пластичным и способствует медленному скольжению по нему грубообломочного материала. Кроме того, движению курумов способствуют еще динамическое взаимодействие («расталкивание») и смещение отдельных разновеликих глыб в результате температурного изменения их размеров, а также периодические процессы пучения (подъем снизу вверх) крупнообломочного и глыбового материала. Вымораживание ведет к тому, что часть обломочного материала поступает снизу, внедряясь в приповерхностную глыбовую массу и создавая тем самым добавочные силы, ориентированные не только ортогонально к склону, но и вдоль его поверхности. О движении курумов свидетельствуют валы, ориентированные вниз по склонам, фестончатый натечный характер краевых частей курумов, наклоненные деревья.

Выделяются обширные поля курумов — «каменные моря» и линейные потоковые курумы — «каменные реки» (рис. 8.17).

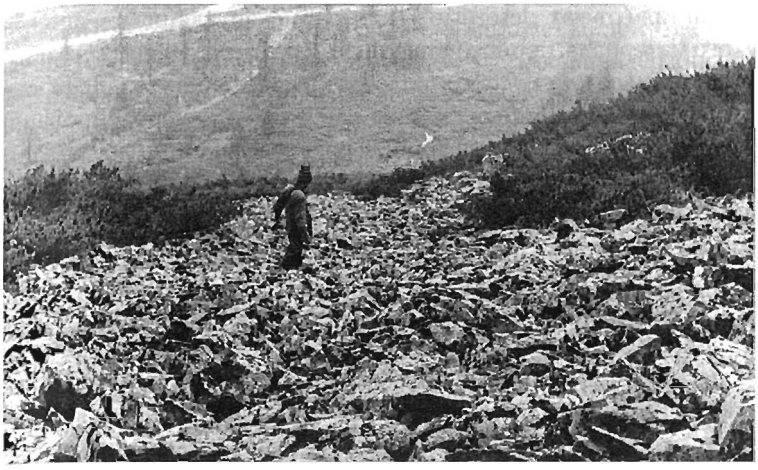


Рис. 8.17. Каменная река — курум (Вост. Сибирь) (фото Д. О. Сергеева)

Длина потоков составляет от 200–500 м до 1 км, ширина — десятки и сотни метров, скорость движения — 0,2–1,5 м/год. Курумовые склоны широко развиты на Северном Урале, в Восточной Сибири, Забайкалье, Саянах, на Дальнем Востоке, Алтае и во многих других областях земного шара.

Движение курумов весьма осложняет строительство и эксплуатацию дорог и других коммуникаций.

Разновидностью солифлюкции во влажных жарких областях является *тропическая солифлюкция*. Во время сильных тропических дождей грунт, насыщенный водой, начинает течь, образуя на склонах натечные терраски. Их высота — от 10–40 см и более, а длина — до 50 м. Благоприятным материалом для сползания является глинистый элювий.

К склонам массового смещения обломочного материала относятся также *дефлюкционные* и *десерпционные* склоны, имеющие крутизну 10–35°. *Дефлюкция* (от лат. defluo — стекаю), или *крип*, — медленное движение вязко-пластичной массы грунта, происходящее

под действием силы тяжести под дерновым или моховым покровом. Движение происходит только при намокании грунта в период дождей или таяния снегов. Скорость движения невелика — 2–5 мм/год. Десерпция (от лат. deserptio — сползание, опускание) — движение сухого материала, происходящее в результате изменения его объема при суточных или годовых колебаниях температуры. Дефлюкционные и десерпционные склоны имеют мелко террасированный характер, причем первые из них развиты в гумидных областях, а вторые — в полуаридных и аридных (степных, полупустынных и пустынных). В последнем случае разница дневных и ночных температур достигает 40–60 °С и более.

8.2.3. Склоны плоскостного смыва. В данном случае речь идет о склонах, на которых сток поверхностных (дождевых и талых) вод осуществляется не в виде сосредоточенных (русловых) потоков, а рассредоточен на множество малых струй и даже плоских (площадных) потоков, в целом облекающих значительные поверхности склонов. Плоскостной смыв осуществляется дождевыми и талыми водами. Образующиеся при этом отложения — *делювиальные*, или *делювий*, покрывают весь склон, но в большей мере накапливаются в его нижней части в виде шлейфа. Наиболее широко плоскостной смыв развит в лесостепных и степных равнинных и горных зонах.

Интенсивность плоскостного смыва зависит от следующих факторов:

1) энергии водных потоков (или, иначе, от количества и скорости стекающей по склону воды);
2) состава слагающих склон пород;
3) наличия растительного покрова;
4) микрорельефа склона.

Чем больше количество воды и ее скорость, тем интенсивнее смыв. При этом скорость стекающей воды зависит в первую очередь от угла наклона склона. Хотя соотношение активности этих факторов от места к месту и время от времени изменяется. Так, например, длительно моросящий мелкий дождь может не сопровождаться плоскостным смывом, в то время как меньшее количество воды, но проливающееся в виде ливня, может вызвать интенсивный

смыв грунта. Чем рыхлее отложения и больше в них мелкозема, тем интенсивнее смыв. На склонах, сложенных скальными породами, смыв минимален.

Растительный покров, как броня, защищает склон от смыва, особенно если дернина плотная. При этом часть воды задерживается в растительности и не доходит до почвы. Лес и травянистая растительность задерживают около 30 % продуктов смыва с вышерасположенного участка. На обнаженных, особенно распаханных склонах смыв в 50 раз больше, чем на частично задернованных склонах. В степных районах, где плотность дернового покрова небольшая, смыв больше, чем в лесных. Микрорельеф склона — наличие различного рода понижений, западин — может затормозить сток и тем самым ослабить смыв.

При плоскостном смыве в верхней денудационной части склона сначала образуются *борозды* длиной в первые метры, глубиной в несколько сантиметров, затем — *рытвины*, длина и глубина которых в несколько раз превышает борозды, и затем — *промоины*. Это уже глубокие (до 2 м), широкие (до 3 м) и длинные формы, которые при увеличении стока могут преобразоваться в *овраги* — формы уже русловых временных потоков. В степной зоне на открытых склонах крутизной более 10° иногда образуется, как и при солифлюкционном течении, сеть мелких неглубоких прямолинейных параллельных ложбин — *деллей*. Аккумуляция делювия происходит на пологих склонах или в основании крутых. Мощность плаща делювиальных накоплений возрастает к основаниям склонов или у их перегибов. При этом грубость материала в том же направлении уменьшается. Наиболее крупный материал — песок, дресва и мелкий щебень — накапливается в вершинной части шлейфа. В целом мощность делювиальных покровов может превышать 10 м.

Делювиальные шлейфы широко развиты на склонах и поверхностях террас в лесостепных равнинных областях, сильно сглаживая рельеф древних речных террас, образуя над ними склон, аналогичный террасоувалам в тундровых областях (см. рис. 6.17).

С плоскостным смывом материала на склонах связано образование *делювиальных россыпей*. Делювиальные россыпи берут начало от рудных тел — даек, кварцевых жил, выходов интрузивных массивов — или элювиальной россыпи. Последняя образуется

непосредственно над выходом коренного источника на поверхность (рис. 8.18).

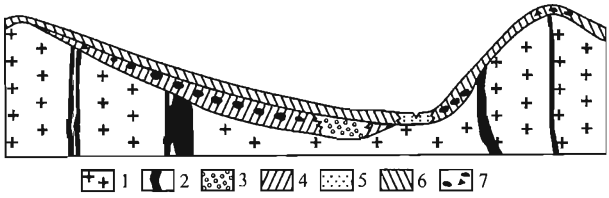


Рис. 8.18. Ореолы рассеивания рудных минералов в склоновых отложениях (по С. С. Воскресенскому с изменением):

1 — коренные породы; 2 — рудные зоны; 3 — древний аллювий; 4 — древние склоновые отложения; 5 — современный аллювий; 6 — современные склоновые отложения; 7 — склоновые отложения, обогащенные обломками пород рудных зон

В плане делювиальные россыпи имеют форму сектора или полос, в которых количество полезного компонента уменьшается от коренного источника. Мощность промышленного пласта обычно редко превышает 0,5–1 м (С. С. Воскресенский). Хотя делювиальные россыпи многочисленны, но они редко имеют промышленное значение.

8.2.4. Склоны со сложным типом перемещения обломочного материала формируются в результате совместного действия нескольких процессов денудации и аккумуляции. Так, например, в горах в области развития постоянной или сезонной мерзлоты склоны средней крутизны (около 35°) формируются при совместном действии гравитационных (осыпных) и солифлюкционных процессов — гравитационно-солифлюкционные склоны, а отлогие (15° и менее) склоны — под действием солифлюкционного течения и делювиального смыва — делювиально-солифлюкционные склоны. На склонах средней крутизны осыпание материала сопровождается плоскостным смывом, тогда формируются гравитационно-делювиальные склоны. В аридных районах плоскостной смыв часто происходит совместно с осыпанием материала или с линейным смывом временными потоками. Образующиеся при этом делювиально-гравитационные и делювиально-пролювиальные склоновые шлейфы имеют больший наклон, чем чисто делювиальные или

пролювиальные. Иногда на склонах речных долин наблюдается еще более сложное сочетание склоновых процессов с иными процессами. Так, средней крутизны эрозионные склоны долины р. Белой в пределах г. Уфы нарушены оползнями, интенсивно и глубоко изрезаны оврагами, в тыловых частях оползней развиты суффозионные или карстовые воронки, карстовые рвы.

8.3. РАЗВИТИЕ СКЛОНОВ ВО ВРЕМЕНИ

Как уже отмечалось выше, склоны испытывают непрерывное преобразование, эволюционируя вместе с рельефом, органической частью которого они являются. Пространственное распределение и режим тектонических движений разного ранга и типа, создающих первооснову рельефа земной поверхности, во времени не остаются постоянными. Изменяются и климатические условия, которые предопределяют процессы экзогенного преобразования тектонических неровностей. Соответственно, эволюционируют склоны. Одним из общих проявлений этой эволюции рельефа является ступенчатость склонов, характеризующая длительность и неравномерность, в том числе прерывистость процессов поднятия и эрозионно-денудационного расчленения континентов.

На этом общем фоне менялся характер процессов на ранее созданных склонах. Так, при потеплении климата границы ландшафтных зон смещались к северу, и склоны, формировавшиеся ранее под действием процессов, связанных, например, с мерзлотой (солифлюкционные и др.), начинали преобразовываться уже действием других агентов, например, плоскостным смывом, осыпанием и др. В эпохи похолодания климата процесс шел в обратном направлении.

Все процессы денудации склонов ведут к их выполаживанию и срезанию и постепенному отступанию их параллельно самим себе. Этому способствует боковое подрезание их временными или постоянными потоками. В результате перед крутыми склонами формируются слабо наклонные поверхности — *педименты*, покрытые маломощным чехлом обломочного материала (см. гл. 13). Такие и подобные процессы преобразования склонов многообразны и повсеместны. Поэтому все склоны представляют собой, в сущности, образования полигенетические и полихронные.

ГЛАВА 9

КРИОГЕННЫЙ РЕЛЬЕФ (РЕЛЬЕФ ЗОНЫ РАЗВИТИЯ ПОСТОЯННОЙ МЕРЗЛОТЫ)

Постоянная мерзлота развита на обширных пространствах Северного и Южного полушарий Земли как на равнинах, так и в горах, занимая около 25 % площади суши. В ландшафтном отношении это ледниковая и тундровая зоны, входящие соответственно в арктический (антарктический) и субарктический (субантарктический) климатические пояса (см. гл. 12). Граница распространения мерзлоты на равнинах Северного полушария спускается ниже 50°с. ш., а в Южном полушарии соответственно поднимается до 50°ю. ш. В России мерзлота занимает более 65 % всей ее территории (рис. 9.1).

9.1. КРИОЛИТОЗОНА, ЕЕ ПРОИСХОЖДЕНИЕ И СТРОЕНИЕ

Верхний слой земной коры, характеризующийся преобладанием отрицательных температур почв и горных пород и наличием или возможностью существования подземных льдов, называется *криолитозоной* (от греч. kryos — холод, мороз, лед, lithos — камень и zone — пояс). Формирование современной криолитозоны началось в конце плиоцена — начале раннего плейстоцена в связи с планетарным похолоданием климата и развитием оледенений и продолжалось с перерывами на протяжении всего четвертичного периода. Особенно суровые климатические условия существовали в позднем плейстоцене, около 18–20 тыс. лет тому назад во время последнего оледенения.

Криолитозона подразделяется на подзоны: сплошного и прерывистого или островного распространения многолетнемерзлых пород. Толщина, или мощность, последних зависит от среднегодовой температуры и ряда других условий и пространственно довольно изменчива (см. рис. 9.1). На территории России мощность многолетнемерзлых пород в первой подзоне достигает 800–900 м. Это Таймыр, побережья северных морей, арктические острова, высокогорные районы Алтая, Саян и др. Во внутриконтинентальных районах Восточной Сибири, в частности в Верхоянье, мощность мерзлоты почти достигает 1500 м. Во второй подзоне, охватывающей

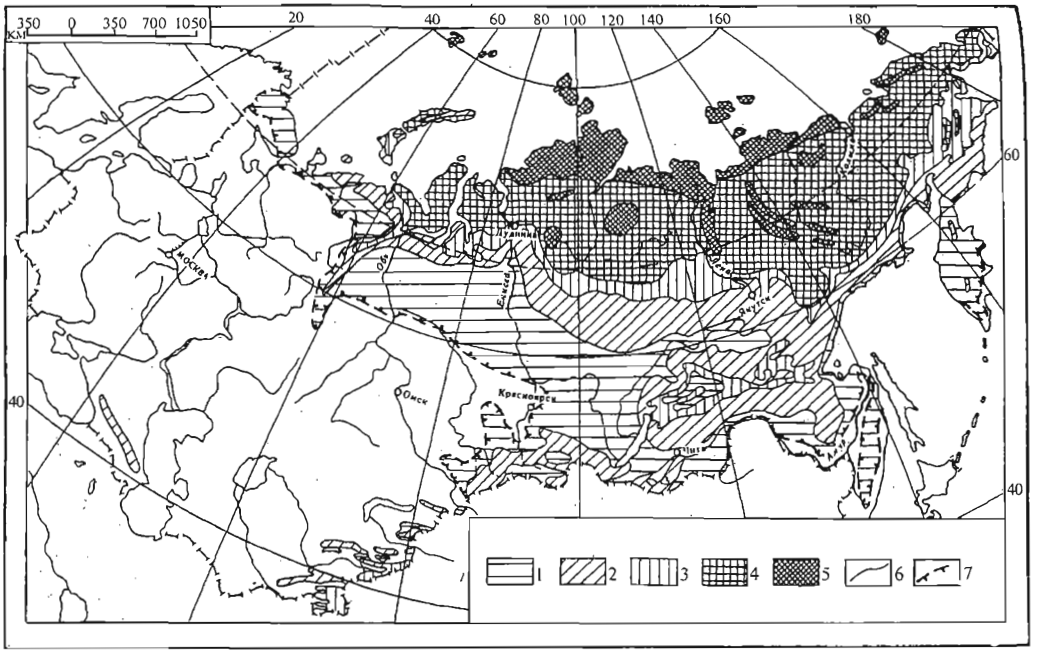


Рис. 9.1. Карта распространения многолетнемерзлых пород (ММП) на территории России и Средней Азии (по К. А. Кондратьевой):

1 — зона редкоостровного, островного и массивно-островного распространения ММП с мощностью от 0 до 100 м; 2–5 — зона сплошного распространения ММП (2 — от 50 до 300 м; 3 — от 100 до 400 м; 4 — от 200 до 600 м; 5 — от 400 до 900 м и более); 6 — граница зон ММП; 7 — южная граница криолитозоны

Кольский полуостров, приполярную полосу Восточно-Европейской платформы, южную половину Западной Сибири и др., мерзлота развита островами, площадь которых уменьшается с севера на юг. Соответственно в том же направлении уменьшается мощность ММП со 100 м и более до15–25 м.

Породы, слагающие криолитозону, имеют отрицательную температуру. Среди них выделяются *мерзлые* породы, содержащие лед, и *морозные,* не содержащие его. К последним относятся сухие пески и галечники, некоторые магматические и метаморфические породы. Лед в мерзлых породах присутствует в различном виде: в виде отдельных кристаллов, заполняет поры в дисперсных отложениях (лед-цемент), образует разных размеров жилы, линзы, слои и более крупные пластовые тела и массивы. Ледяные клинья шириной до 8–10 м и глубиной до 50–60 м пронизывают толщи отложений, разбивая их на отдельные массивы. В мерзлых скальных породах лед заполняет пустоты и трещины. Лед образуется или одновременно с образованием породы (сингенетический), или после ее образования (эпигенетический). При этом лед может образоваться при многократном заполнении водой или снегом трещин в породах (повторно-жильный лед) или при внедрении в отложения и замерзании грунтовой воды (инъекционный лед).

В криолитозоне поверхностный слой промерзает зимой и оттаивает летом. Он называется *сезонно-талым,* или *деятельным, слоем.* Его мощность обычно составляет первые метры и увеличивается от северных широт к южным, где оттаивание происходит на глубину порядка 4–6 м. Деятельный слой имеет большое практическое значение для хозяйственной деятельности человека, т. к. процессы, происходящие в нем, вызывают деформации поверхности, ведущие к разрушению строений, и поэтому должны учитываться при строительстве.

Помимо ледниковой и тундровой зон, временное сезонное (зимнее) промерзание пород характерно для зон умеренного пояса.

9.2. ФАКТОРЫ, ВЛИЯЮЩИЕ НА РАЗВИТИЕ ПОСТОЯННОЙ МЕРЗЛОТЫ

На формирование мерзлотного рельефа влияют следующие факторы: климат, вещественный состав пород, гидрогеологические условия (глубина залегания подземных вод), растительный покров,

новейшая тектоника и рельеф (М. И. Сумгин, Б. Н. Достовалов, В. И. Попов, С. П. Качурин, В. А. Кудрявцев, Э. Д. Ершов, Н. Н. Романовский, К. А. Кондратьева, Б. П. Любимов, Ю. В. Мудров и др.). Все эти факторы тесно взаимосвязаны, и влияние одного из них часто ослабляется или усиливается в зависимости от изменения какого-либо другого фактора.

Климат определяет само существование мерзлоты. Глубина промерзания пород зависит от среднегодовой температуры и ее колебаний на поверхности, степени влажности пород, мощности снежного покрова. В общем случае, чем ниже среднегодовая температура, продолжительнее и холоднее зима, меньше влажность и мощность снежного покрова, тем больше глубина промерзания пород.

В области развития мерзлоты количество тепла, поступающего на тот или иной участок, зависит от рельефа, экспозиции поверхности, литологии пород, новейшей тектоники. Так, склоны южной экспозиции получают больше тепла по сравнению с северными, поэтому они менее мерзлые.

Влияние **вещественного состава пород** на мощность мерзлоты проявляется через механический состав отложений, их теплофизические свойства, теплопроводность, степень влажности. Рыхлые породы, с одной стороны, прогреваются на большую глубину, чем скальные, однако, с другой стороны, они часто более насыщены грунтовой или поверхностной водой, поэтому могут промерзать на большую глубину, чем крепкие. Грубозернистые отложения (пески, галечники) промерзают на большую глубину, чем тонкозернистые (суглинки, глины).

Растительность в целом способствует меньшему промерзанию горных пород и предохраняет их от летнего оттаивания. Но характер растительности зависит не только от климата, но и от рельефа. Наклон поверхности, определенный тектоническими деформациями или экзогенными процессами, влияет на распределение атмосферных осадков, а, следовательно, и растительности, от которой, до некоторой степени, зависит степень промерзания пород.

Влияние **новейшей тектоники** и **рельефа** сказывается как на больших территориях, так и на локальных участках. В горах с увеличением высоты понижается температура воздуха и пород, соответственно увеличивается мощность ММП. В сводовых частях отдельных поднятий, особенно с повышенной их трещиноватостью

и более грубым механическим составом пород, увеличивается тепловой поток из земных недр и вследствие этого сокращается мощность мерзлоты, иногда на 100–200 м по сравнению с впадинами. Однако на некоторых антиклиналях, особенно перспективных на нефть и газ, поток поднимающегося тепла экранируется пластами, содержащими эти полезные ископаемые, и здесь, наоборот, наблюдается увеличение мощности мерзлого слоя.

Во впадинах, где идет современное осадконакопление, мощность мерзлоты, как правило, больше, чем на поднятиях, из-за того, что, как было сказано выше, выполняющие впадины отложения обычно тонкие, больше насыщены влагой, чем на поднятиях, и потому промерзают глубже, становятся льдистыми. В целом же мощность мерзлоты увеличивается от водоразделов к днищам впадин. Однако под речными долинами, по сравнению с водоразделами, мощность мерзлоты обычно уменьшена. Это связано с тем, что речные потоки, являясь мощными и постоянно действующими теплоносителями, препятствуют развитию под ними мерзлоты и вызывают ее протаивание, создавая зоны так называемых *таликов*. Талики могут быть *сквозными*, пронизывающими всю толщу мерзлоты под речными потоками, или образовывать линзы и каналы внутри мерзлой толщи (*внутри-* и *межмерзлотные*) или над ней (*несквозные*).

Холодный климат и мерзлота обусловливают особый тип выветривания — *криогенный*. Периодическое замерзание и оттаивание воды в породах ведет к физическому их разрушению, образованию трещин, дроблению, разрыхлению вплоть до превращения их в пылеватые и глинистые разности. Пылеватый элювий развит на многих породах в зоне тундры.

9.3. КРИОГЕННЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА

Наличие постоянной мерзлоты обусловливает развитие специфических форм рельефа. Образование одних форм вызвано процессами, протекающими лишь в деятельном слое, других — процессами, захватывающими и более глубокие горизонты. При этом большое значение имеют подземные воды — подмерзлотные, межмерзлотные и надмерзлотные.

Формы рельефа, обусловленные мерзлотой, в зависимости от процессов, участвующих в их образовании, подразделяются на не-

сколько групп, связанных с образованием морозобойных трещин и морозной сортировкой материала, наледеобразованием и пучением, солифлюкцией, термокарстом и морозным выветриванием. Распределение этих форм на поверхности зависит от рельефа. Так, на аккумулятивных равнинах развиты формы, связанные с морозобойной трещиноватостью и сортировкой материала, пучением, термокарстом. В горных районах преобладают солифлюкционные формы и формы, образованные при участии морозного выветривания.

9.3.1. Формы рельефа, связанные с морозобойным трещинообразованием и морозной сортировкой материала. Сезонные и суточные колебания температуры в деятельном слое приводят к изменению объема мерзлых пород и отложений. При замерзании сначала происходит увеличение объема, а при дальнейшем понижении температуры — сокращение объема пород, что вызывает образование трещин. Трещины проникают в глубь массива. При этом на поверхности образуется система трещинных полигонов, форма и размеры которых зависят от состава и степени однородности отложений, глубины проникновения трещин в мерзлые толщи. В однородных по составу отложениях полигоны имеют прямоугольную форму, а в неоднородных — более сложную. На участках, сложенных рыхлым однородным мелкоземом (суглинком, глинами) или торфом, характерным для речных пойм, они образуют решетки, сетки с размерами сторон от первых сантиметров (нановформы) до первых десятков метров (рис. 9.2).



Рис. 9.2. Морозобойная трещиноватость (полигональные грунты) на пойме одной из сибирских рек (аэрофото)

На высоких поверхностях — террасах, водоразделах — размеры полигонов могут достигать 300–500 м и более. Трещины расширяются под действием замерзающей и оттаивающей воды, роста повторно-жильных льдов — ледяных жил. Морозобойные процессы могут

концентрироваться и активно развиваться на контакте разнотипных горных пород, в зонах разрывных нарушений, тектонической и планетарной трещиноватости, развитых как в неглубоко залегающих плотных коренных породах, так и в перекрывающих их рыхлых отложениях. Они локализуют и усиливают эффект линейных эрозионно-денудационных процессов и могут также способствовать формированию своеобразных блочных форм рельефа (рис. 9.3).



Рис. 9.3. Блочный рельеф в низкогорной тундре (аэрофото)

По морозобойным трещинам часто закладываются будущие термокарстовые воронки.

9.3.2. Наледи и формы пучения. *Наледи* — это ледяные тела, образующиеся в результате излияния и замерзания подземных или поверхностных (речных, озерных) вод. Среди наледей выделяются речные и грунтовые. Речные наледи — по-якутски *тарыны* — образуются почти на всех северных реках. При зимнем промерзании рек и уменьшении живого сечения русла вода, находящаяся под напором, может проломить или прорвать лед и излиться на поверхность в пределах русла или более широко, заняв всю пойму, и замерзнуть. Кроме того, в питании наледей принимают участие талики, в том числе подмерзлотные. Наледи часто протягиваются на десятки километ-

ров при мощности льда до 5–10 м. Их поверхность ровная, местами бугристая и трещиноватая. Некоторые наледи неоднократно наращиваются в течение одного сезона, т. к. условия для их образования периодически повторяются. В таких наледях лед обычно слоистый. Наледи могут возникать каждый год на одних и тех же местах, главным образом на мелководьях, где река распадается на ряд рукавов. Причем процесс образования наледей носит циклический характер: постепенное нарастание осенью, увеличение размера зимой и таяние весной и летом. На глубоких участках русел наледи встречаются редко. Локальное развитие наледей в долинах рек может быть связано с тектоническими трещинами или разрывами, пересекающими долину реки. Подземная вода, поднимаясь по трещинам и изливаясь на поверхность, замерзает, образуя наледь (рис. 9.4).

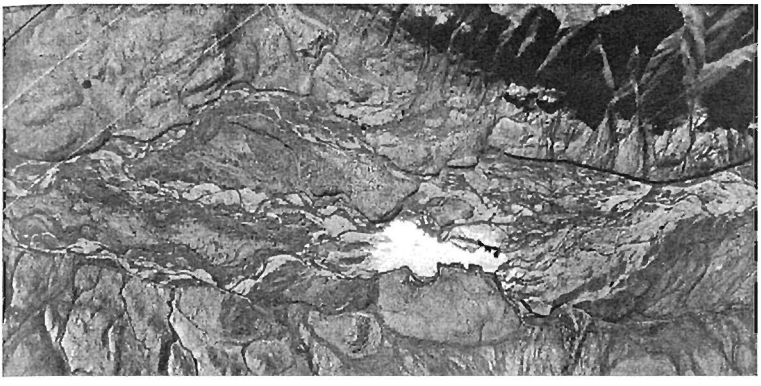


Рис. 9.4. Наледи в одной из речных долин Чукотки, образовавшиеся при подтоке воды по трещинам и ее излиянии (аэрофото)

Многие наледи существуют и летом. Тогда река, обтекая наледь, размывает берега, подмывает уступы террас и таким образом расширяет долину.

Грунтовые наледи питаются грунтовыми или более глубокими подземными водами при выклинивании их на поверхность и замерзании. При этом изливаться могут надмерзлотные и подмерзлотные воды. Часто грунтовые наледи приурочены к подножию уступов террас, т. к. здесь часто выклиниваются подземные воды. Как и речные, грунтовые наледи могут протягиваться на большие расстояния.

Формы пучения. Процесс пучения связан с замерзанием водонасыщенных грунтов и увеличением их объема. Существующие надмерзлотные воды, а также поступающая в результате миграции к фронту промерзания внутригрунтовая влага зимой замерзают, увеличивая свой объем. Вследствие этого поверхность грунта вспучивается с образованием бугров пучения. Высота их составляет 0,5–2, реже 4–8 м. Вершинная часть бугров иногда разбита радиальными трещинами. Они развиты на поймах, террасах рек. В районах несплошного развития мерзлоты образуются сезонные бугры, исчезающие летом. Более крупные и многолетние формы — *гидролакколиты* (*булгунняхи* у якутов, *пинго* у эскимосов) — представляют собой округлые куполообразные холмы с ледяным ядром высотой 15–25 м. Иногда встречаются формы высотой до 50–70 м, диаметром 150–200 м и с углами наклона склонов до 40–50° (рис. 9.5).

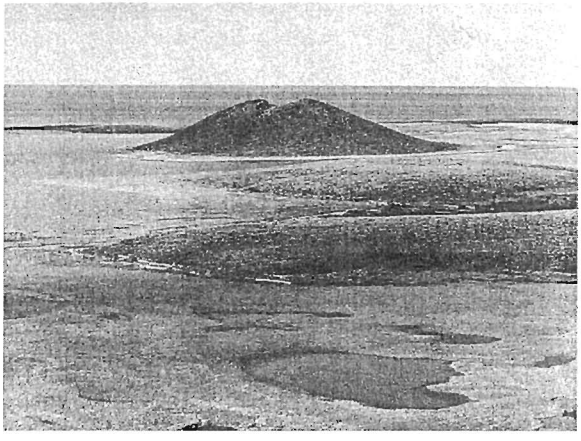


Рис. 9.5. Гидролакколит (пинго) диаметром 400 м и высотой 30 м на пойме реки на северо-западе Аляски (фото R. Belanger из H. F. Garner'a)

Чаще всего они возникают на низменных пространствах, сложенных мелкоземистыми осадками, например, на днищах осушенных озерных котловин при промерзании таликов. Рост таких форм продолжается десятки и сотни лет в условиях непрерывного поступления (инъекции) воды и ее замерзания. Гидролакколиты иногда имеют линейное цепочечное расположение, будучи приурочены

к трещинам или зонам разрывных нарушений. Эти зоны наиболее обводнены, что связано с разгрузкой по ним напорных подземных вод, чаще всего межмерзлотных и подмерзлотных.

При выпучивании (вымораживании) обломков пород с глубины к поверхности в сочетании с морозной сортировкой грунта на горизонтальных поверхностях, сложенных неоднородным по механическому составу материалом — мелкоземом с примесью обломков, образуются каменные кольца, а на склонах — каменные и мелкоземистые полосы.

9.3.3. Солифлюкционные формы рельефа. В областях развития постоянной мерзлоты основным типом денудации является *солифлюкция*, которая проявляется преимущественно на склонах. Описание форм рельефа, обусловленных солифлюкцией, приведено в главе 6.

С оттаиванием грунта связано образование болот разного типа в зависимости от характера растительности, глубины залегания мерзлых пород, служащих водоупором. Болота обычно развиты на водоразделах или в понижениях рельефа, причем расширение площади болот свидетельствует об опускании поверхности, тогда как на поднятиях болота часто осушаются, и их площади сокращаются.

9.3.4. Формы рельефа, связанные с вытаиванием мерзлоты, образуются в процессе таяния подземного льда, сковывающего рыхлые горные породы. При этом происходит проседание почвы и образование отрицательных форм рельефа — блюдец, западин, заполненных водой, которые при дальнейшем углублении и расширении превращаются в *термокарстовые воронки*, занятые озерами. Воронки имеют близкую к изометричной форму, различные размеры, глубину и крутые склоны. Диаметр некоторых воронок достигает сотни метров, а глубина — до 10–20 м. Все они заняты озерами. Неравномерное протаивание льда происходит из-за неодинаковой льдистости пород во время общего потепления климата или сезонного повышения температуры. При этом вода, скапливающаяся на поверхности в каком-либо понижении или трещине, оказывает отепляющее влияние на мерзлые породы, из-за чего происходит их более глубокое оттаивание и проседание. Раз возникнув, термокарстовые процессы начинает развиваться до тех пор, пока полностью не вытаивает лед в основании воронки или котловины. Иногда протаивание прекращается вследствие похоло-

дания климата или из-за того, что скорость протаивания меньше скорости осадконакопления на дне водоема в воронке. Образующиеся осадки защищают мерзлые породы от вытаивания из них льда. При расширении и слиянии термокарстовых воронок и их осушении, что часто связано с поднятием территории, образуются более крупные плоскодонные понижения — *алласы* — глубиной до 20–30 м.

Термокарстовые воронки иногда вытягиваются в линии, проявляя тектонические трещины (см. рис. 19.20). Округлая форма воронок изменяется на угловатую, прямоугольную или квадратную (рис. 9.6), что также обусловлено трещиноватостью, как тектонической, так и морозобойной.

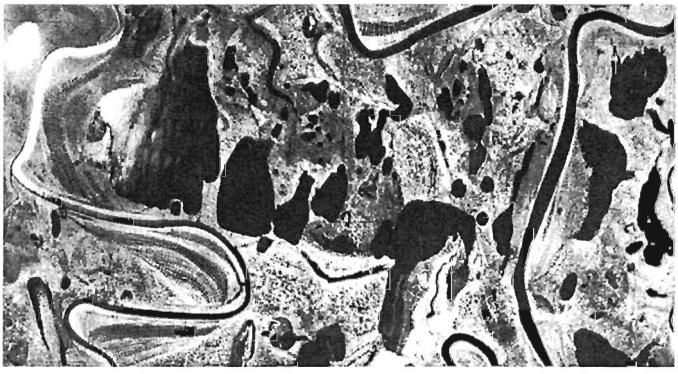


Рис. 9.6. Термокарстовые воронки, имеющие четырехугольную форму, приуроченные к трещине. Трещина проявлена прямолинейными отрезком излучины реки и границами воронок (аэрофото)

Поднятие территории вызывает понижение уровня грунтовых вод, уменьшение общей влажности пород и их льдистости и, как следствие, осушение термокарстовых воронок.

При наклоне поверхности, что может быть вызвано тектоническими движениями, небольшие воронки начинают деформироваться и из округлых постепенно превращаются в узкие вытянутые поперек склона — мочажины.

При вытаивании из грунта ледяных клиньев и жил, разрушении полигонов морозного выветривания образуются отдельные холмы или бугры высотой в первые метры — *байджерахи* (якут). Другой разновидностью форм протаивания мерзлоты являются *торфяные бугры*,

образующиеся на болотах. Их высота достигает 3–4 и более метров. Вытаивание мерзлоты происходит в результате отепляющего действия воды на берегах морей (термоабразия) и рек (термоэрозия).

9.3.5. Формы рельефа, связанные с морозным выветриванием. В полярных и субполярных областях в вершинном поясе гор, лишенном растительности, называемом гольцовым, образуются террасовидные полого наклонные (3–5°) площадки — *нагорные террасы*. Это скульптурные формы, выработанные в коренных породах различного состава, преимущественно крепких. Нагорные террасы располагаются лестницей, в которой насчитывается до 10 и более ступеней (рис. 9.7).



Рис. 9.7. Нагорные террасы (ступени) в гольцовом поясе гор в Забайкалье (аэрофото). Внизу — струйчатый рисунок деллей

По данным И. С. Щукина, ширина площадок различна: от 5–10 до 500 м, относительная высота — 5–30 м, реже больше. Они имеют наклон до 3–7° и заканчиваются крутыми уступами.

В образовании нагорных террас участвует комплекс процессов. Основным является морозное и нивационное (подснежное) выветривание. Образующийся обломочный материал перемещается солифлюкцией, плоскостным смывом, гравитацией. В результате склоны постепенно отступают, на площадках остаются рыхлые продукты выветривания небольшой мощности, зимой скованные мерзлотой, а весной насыщающиеся водой и продолжающие перемещаться к краю площадки нагорной террасы.

9.4. ВЛИЯНИЕ ТЕХНОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ НА ФОРМИРОВАНИЕ КРИОГЕННОГО РЕЛЬЕФА

Деятельность человека в условиях развития многолетнемерзлых пород приводит к нарушению их криогенного состояния. При освоении территорий — строительстве городов, прокладке коммуникаций, железных и автодорог, эксплуатации месторождений полезных ископаемых, прокладке трубопроводов и т. д. — прежде всего нарушается температурный режим мерзлых толщ, что чаще всего ведет к деградации мерзлоты и опасному развитию криогенных форм рельефа. В больших городах изменяются климатические условия. Так, в Якутске и Норильске среднегодовая температура на 1–3 °С выше окружающих территорий (Л. С. Гарагуля, Г. И. Гордеева). Под городскими коммуникациями и коллекторами происходит попеременное оттаивание и замерзание грунта, ведущее к образованию бугров пучения, морозобойных трещин, вызывающих деформации зданий, разрыв коммуникаций и т. д. Прорыв или сброс теплых техногенных вод вызывает подтопление, ведущее к развитию термокарста и проседанию грунта, термоэрозии и образованию оврагов.

На трассах подземных магистральных трубопроводов из-за оттаивания мерзлых грунтов образуются болота, термокарстовые воронки и бугры пучения, вызывающие деформации труб, их всплывание, термоэрозию. Под насыпями железных дорог происходит повышение среднегодовых температур пород и образование таликов. Это ведет к просадкам насыпей, их солифлюкционному оплыванию. Вдоль насыпей нарушаются условия поверхностного и приповерхностного стоков вод, вызывающие подтопление, образование эрозионных форм, иногда наледей, бугров пучения и др.

При открытой добыче полезных ископаемых в бортах карьеров происходит вытаивание льда, нарушение устойчивости стенок и образование оползней и обвалов. При эксплуатации нефтегазовых месторождений уничтожается почвенно-растительный и уменьшается снежный покров, что ведет к более глубокому промерзанию грунтов, а бурение скважин, наоборот, вызывает оттаивание мерзлых пород и их просадку, массовое развитие термокарстовых форм, болот, площадь развития которых увеличивается в связи с оседанием поверхности при откачке из недр нефти и газа. Часто при механических воздействиях на торфяно-глеевые почвы — давлении гусеничными тракторами, вездеходами и другой техникой, а также прогонах оленей — они становятся плывунными, подвергаются солифлюкционнму течению. Уничтожение растительности, с одной стороны, способствует более глубокому промерзанию пород зимой, а с другой — оттаиванию летом и образованию термокарстовых и других просадочных форм.

Таким образом, техногенное воздействие на криолитозону вызывает развитие практически всех форм рельефа, обусловленных развитием постоянной мерзлоты.

ГЛАВА 10

ЭОЛОВЫЙ РЕЛЬЕФ

Эол (Aiolos) — в переводе с греческого — повелитель ветров. Его деятельность проявляется на всей поверхности Земли и в различных климатических условиях. При этом она часто носит катастрофический характер. Особенно сильные ветры — ураганы, бури, смерчи — разрушают города и поселки, лесные массивы, вызывают губительные штормы на морях и океанах. Переносимые ветром песок и пыль засыпают поселения и культурные земли, дороги, колодцы, русла рек, затрудняют эксплуатацию нефтяных и газовых месторождений в пустынях, ветер разрушает почвенный покров. Развеваемая ветром соль разносится на большие расстояния, вызывая засоление почв и угнетая растительность. Вместе с тем пыль, выносимая ветром из пустынь, оседает за их пределами, образуя мощные лессовые покровы, широко развитые во многих областях

Земли и служащие основанием для хозяйственной деятельности: строительства, возделывания полей и др. Лессы и пески являются ценным строительным материалом.

Эоловые формы развиты как в пустынных, так и во внепустынных областях. Основы их изучения заложены в трудах известных русских исследователей-путешественников: П. П. Семенова-Тянь-Шанского, Н. М. Пржевальского, П. К. Козлова, Л. С. Берга, В. А. Обручева и др. Большой вклад в их изучение внесли работы Н. А. Соколова, П. А. Тутковского, Д. В. Наливкина, М. П. Петрова, Б. А. Федоровича, И. С. Щукина, Л. Б. Аристарховой, В. П. Чичагова и др.

10.1. ЭОЛОВЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА ПУСТЫНЬ

Ветер является мощным рельефообразующим агентом. Как и многие агенты, он разрушает одни формы рельефа и создает другие, причем эти процессы неразрывно связаны друг с другом. Рельефообразующая деятельность ветра особенно ярко проявляется в аридных и семиаридных равнинных областях, где очень мало атмосферных осадков, идет интенсивное испарение, отсутствует или разрежен растительный покров, ослабляющий силу ветра, и коренные породы обнажены. К таким областям относятся пустыни и полупустыни. Они занимают обширные пространства на континентах, как во внутренних их частях (*внутриконтинентальные*), так и на окраинах (*приокеанические*). Они развиты в умеренном, субтропическом и тропическом климатических поясах. Это обусловливает некоторые различия в среднегодовых, сезонных, суточных температурах, количестве осадков в пустынях разных поясов.

Особенно благоприятен для образования пустынь тропический пояс. Из-за господства пассатов — ветров, устойчиво дующих из субтропических зон к экватору, здесь невозможен восходящий ток воздуха, обеспечивающий образование облачности и выпадение осадков. По сухости климата пустыни разделяются (по П. Мейгсу) на *экстрааридные, аридные и семиаридные* (рис. 10.1).

В экстрааридных пустынях количество осадков колеблется от 0,3–10 до 27–48 мм/год (Сахара в Африке и др.), причем осадки могут не выпадать в течение десятков и сотен лет, как, например, в пустыне Атакама в Южной Америке. Здесь до 1971 г. дождь не

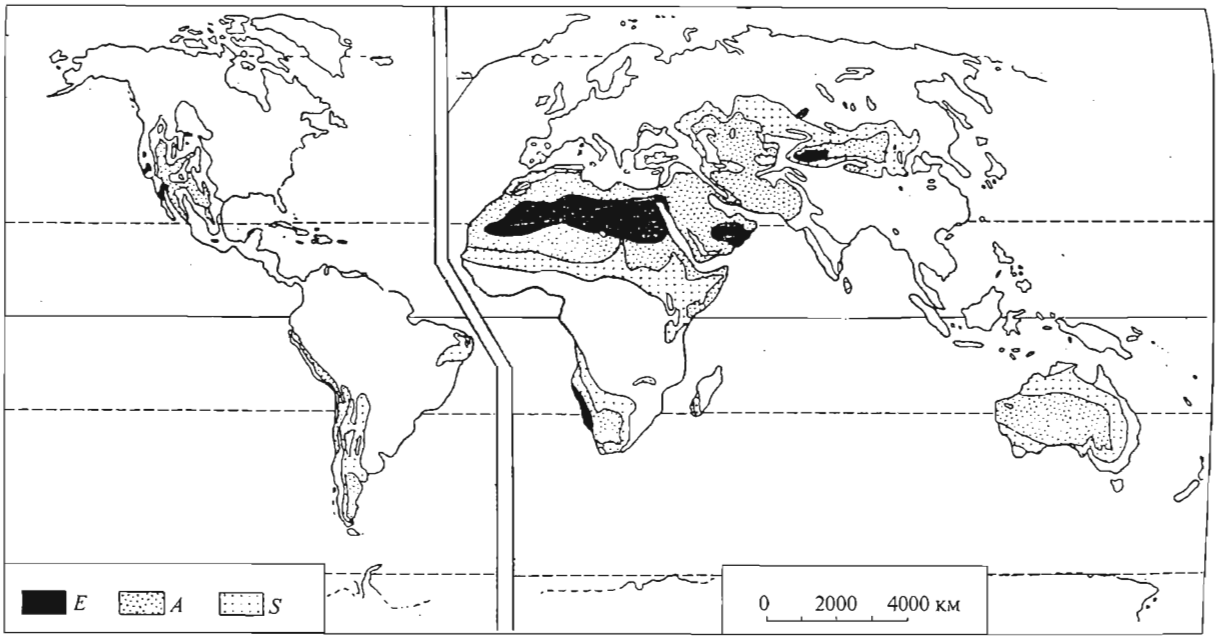


Рис. 10.1. Распространение пустынь с разным климатом (по П. Мейгсу):
E — экстрааридные; *A* — аридные; *S* — полуаридные

шел 400 лет (М. П. Петров). В семиаридных пустынях количество осадков достигает 200–250 мм/год (М. П. Петров). К ним относятся пустыни и полупустынные зоны умеренного пояса, например, пустыни Каракумы и Кызылкум в Средней Азии и др.

По развитию в разных геотектонических областях, абсолютной высоте и строению поверхности, рельефообразующим процессам, степени расчленения пустыни делятся на *равнинные* и *горные*, *аккумулятивные* (преимущественно *песчаные* и *глинистые*) и *денудационные* (каменистые или гамады) (А. В. Сидоренко). Многие горные пустыни относятся к категории холодных (пустыни Тибетского плато, Памира и др.). Но аридность, т. е. сухость воздуха, в них практически такая же, как и в равнинных.

Во всех пустынях интенсивно развито физическое выветривание, происходящее вследствие разности суточных температур, которая может достигать 40–50°. Это ведет к попеременному нагреванию и охлаждению и, как следствие, к тепловому расширению и сжатию горных пород в целом и их составляющих зерен, минералов, характеризующихся разной теплоемкостью и коэффициентами теплового расширения. Происходит разрушение горных пород, в том числе путем *десквамации* — отшелушивания поверхностных частей пород и отдельных обломков и образования концентрической скорлуповатости. Этому способствует солевое выветривание. В порах и капиллярах пород существует гигроскопическая влага, образующаяся в них при ночном охлаждении воздуха или во время дождей, а также в результате подъема по капиллярам поровых и трещинных вод с глубоких горизонтов геологического субстрата. При дневном испарении влаги растворенная в ней соль кристаллизуется в капиллярных трещинах, постепенно их расширяя, и тем самым разрушая горные породы до состояния пыли. В пустынях умеренных широт, где влажность субстрата больше, а также в холодных горных пустынях в разрушении пород участвует морозобойное растрескивание, связанное с сезонным и суточным промерзанием горных пород.

Несмотря на климатические различия, работа ветра во всех пустынях заключается в одних и тех же процессах: корразии, дефляции, переносе и аккумуляции материала. Все эти процессы взаимосвязаны и сопровождают друг друга, образуя специфические формы рельефа.

10.1.1. Корразионно-дефляционные формы. *Корразия* (от лат. corradio — скоблю, соскребаю) — это разрушение породы путем механических ударов самого ветра и путем ударов обломками горных пород, переносимых ветром. Одновременно с корразией действует *дефляция* (от лат. deflation — выдувание, сдувание). Результаты корразии и дефляции особенно проявляются в денудационных пустынях, как горных, так и равнинных. Ветер выдувает и уносит продукты выветривания и разрушения горных пород (песок, пыль и др.). В результате корразии и дефляции в массивах горных пород образуются ниши выдувания разных размеров и более мелкие каверны, ячеи, соты, решетки.

Следы ударов ветра в виде мелких борозд и ячеек заметны на поверхностях выходов горных пород, а также на небольших их обломках. Шлифовка отдельных граней обломков (например, галек или валунов) превращает их в *ветрогранники*, являющиеся показателями корразионной работы ветра. Такие ветрогранники, встречаемые в древних отложениях, свидетельствуют об аридных условиях прошлых эпох. Остроугольная форма характерна для песчаных зерен, что отличает эоловые пески от аллювиальных, в которых песчаные зерна окатаны. Под действием корразии и дефляции, действующих вместе с физическим выветриванием пород, создаются причудливые формы рельефа (рис. 10.2).

Одним из известных примеров является «эоловый город», описанный В. А. Обручевым в 1907 г. в пустыне Китайской Джунгарии, в котором созданы многообразные скульптурные формы, напоминающие замки, башни, обелиски, фигуры животных и др. (рис. 10.3).

Размеры и очертания дефляционных форм, или форм выдувания, помимо силы ветра, зависят от строения и твердости геологического субстрата. На рыхлых песках образуются котловины выдувания, имеющие овально-удлиненную форму в плане, вытянутую вдоль преобладающих ветров. Глубина котловин достигает 3–15 м, а длина — 30–100 м. Дефляционные впадины образуются на месте солончаков. Рыхлый поверхностный слой соли ветер легко развевает и переносит на большие расстояния. На плотных суглинистых и глинистых поверхностях на дне высохших озерных котловин или аллювиальных равнин образуются небольшие дефляционные борозды и рытвины. Более крупные формы — *ярданги* (тюрк. — об-



Рис. 10.2. Причудливые формы выветривания на п-ве Мангышлак (восток Каспийского побережья) (фото А. А. Шаркова из журн. «Природа», 2006, № 1)

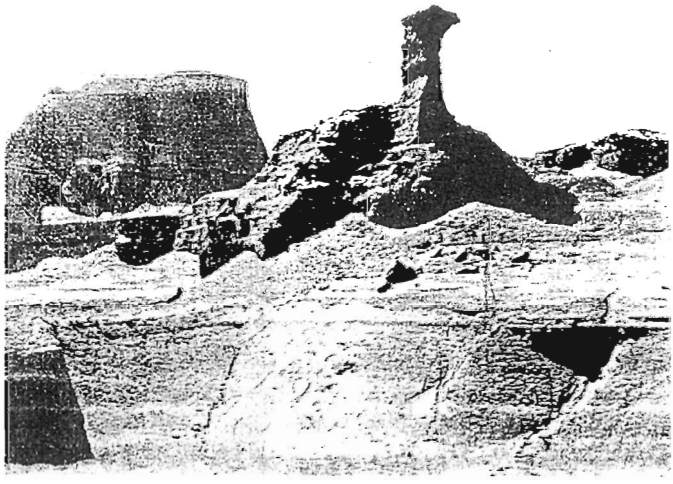


Рис. 10.3. Форма выветривания «Птица» в «эоловом городе» в пустыне Китайской Джунгарии (фото В. А. Обручева)

рыв, крутая гряда) — представляют собой желоба или коридоры с разделяющими их грядами. Они прямолинейны, крутосклонны, параллельны направлению ветра и протягиваются на километры при ширине несколько десятков метров и глубине до 10–12 м.

Еще к дефляционным относится ряд более крупных форм. Ветер выдувает песчано-алевритовый и глинистый материал из отрицательных структур (синклиналей, грабенов), углубляет их, вследствие чего образуются структурно-дефляционные котловины, дно которых может лежать на отрицательных отметках (например, некоторые впадины на плато Устюрт восточнее Каспийского моря). Многие из них являются замкнутыми и бессточными, линейно вытянутыми или овальными. Глубина и крутизна склонов впадин также различна. Скорость дефляционного углубления зависит от скорости ветра, интенсивности процессов выветривания и крепости пород субстрата. В Закаспийских пустынях, по данным В. В. Шолохова, она оценивается в 30 мм/год. Обширнейшей котловиной выдувания в настоящее время является впадина Аральского моря. С осушенной части его дна в последние десятилетия ветром выносится тонкодисперсный материал, в том числе соль. Она осаждается на прилежащих равнинах и смежных территориях Южного Урала и Заволжья. Меньшие по размерам дефляционные впадины образуются в сводовых частях некоторых антиклиналей, особенно раздробленных трещинами и карстом.

10.1.2. Аккумулятивные формы. Наиболее ярко аккумулятивные формы эолового рельефа проявляются в *песчаных* пустынях. Песчаные пустыни (кумы в Азии, эрги в Африке, шамо в Китае и другие местные названия) расположены в относительно опущенных областях (прогибах) на равнинах Центральной и Средней Азии, Африки, Австралии, Южной Америки. Песок в этих пустынях имеет преимущественно аллювиальное, реже озерное и морское происхождение. Его возраст определяется от мела до четвертичного включительно. Он образовался в более влажные (плювиальные) эпохи прошлого.

К пустыням, развитым на древних аллювиальных равнинах, относятся Каракумы, Кызылкум, Муюнкум (в переводе с тюркского соответственно черные, красные и длинные пески) в Средней Азии, пустыня Тар на полуострове Индостан, пустыни Аравийского полу-

острова, множество песчаных массивов в Сахаре, Большая Песчаная пустыня и Большая Пустыня Виктория в Австралии и др.

На образование аккумулятивных форм рельефа в пустынях влияют следующие условия: ветровой режим (скорость и направление), количество песка, степень его подвижности (зависящая от влажности, уплотнения и закрепления растительностью), характер поверхности субстрата и наличие механических препятствий на пути ветровых потоков (М. П. Петров, Б. А. Федорович и др.). Чем суше и рыхлее песок, тем более он подвижен и подвержен перевеванию, а чем больше мощность песка, тем более крупные формы образуются. Все это относится к оголенным пескам, лишенным растительности.

В образовании аккумулятивных форм рельефа участвуют активные ветры, способные переносить песок разных размеров — от мелкого до грубого. Среднегодовые скорости ветра при этом составляют 2,5–5 м/с и более. Для ветрового потока характерны неодинаковые скорости на разной высоте над землей. Поэтому часто наблюдаются наложения одних форм на другие. В зависимости от направлений господствующих ветров на той или иной территории образуются различные формы песков.

Развитие эолового рельефа идет от простого к сложному. К небольшим, или наноформам, относится *ветровая рябь*, располагающаяся перпендикулярно к направлению активного ветра (рис. 10.4).



Рис. 10.4. Ветровая рябь на песке в пустыне Каракумы (Ср. Азия) (фото Б. А. Федоровича)

Рябь волнообразно передвигается, и в зависимости от скорости ветра и крупности песка меняются ее размеры. Обычно высота волн

составляет первые сантиметры, а расстояния между ними редко превышают 20–40 см.

Более крупные формы — *барханы* — также являются поперечными относительно направления преобладающего ветра. Они имеют серпообразную форму (рис. 10.5), у которой «рога» направлены по ветру.

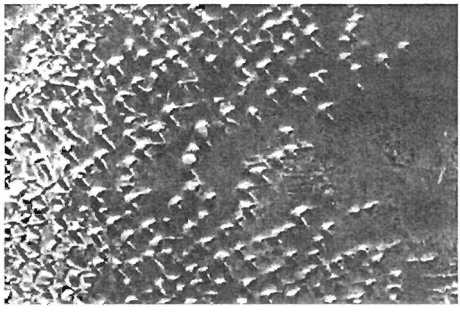


Рис. 10.5. Барханы в пустыне Каракумы (фото Б. А. Федоровича)

Профиль бархана асимметричный: пологим (10–20°) является наветренный склон, а крутым (30–35°) — подветренный (склон осыпания). Песок перемещается по пологому склону и скатывается по крутому (рис. 10.6).

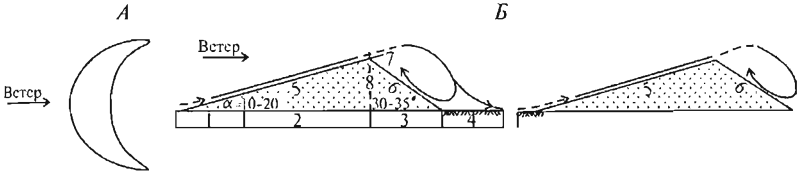


Рис. 10.6. Строение барханов в плане (*А*), в разрезе (*Б*) и его основные элементы (по М. П. Петрову):

1–5 — зоны (1 — выноса, 2 — переноса, 3 — накопления, 4 — нейтральная, 5 — наветренный склон); 6 — склон осыпания; 7 — гребень; 8 — высота бархана

Таким образом, барханы передвигаются со скоростью до 10–18 и более метров в год. Высота барханов колеблется от 3–5 до 10–15 м и больше.

Барханный рельеф быстро реагирует на смену направления ветра и изменяется согласно новому направлению (рис. 10.7).

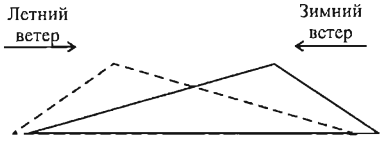


Рис. 10.7. Изменение движения и формы барханов в связи с изменением направления ветра (по М. П. Петрову)

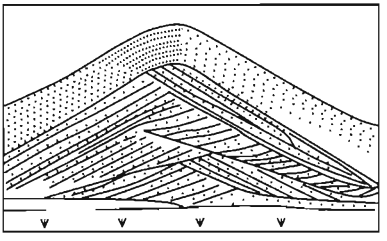


Рис. 10.8. Схема перекрестной слоистости в разрезе гряды в Ливийской пустыне (по Mc Kee, Tibbits)

Это обусловливает образование характерной перекрестной слоистости в эоловых песках (рис. 10.8).

Обычно единичные барханы развиты на плоских плотных глинистых поверхностях. В песчаных пустынях они соединяются в цепи, протягивающиеся в виде гряд на многие километры. Ширина гряд достигает 250–500 м, а расстояния между ними — 3,5–4 км. Встречаются крупные гряды, имеющие сложное строение: их поверхность бывает усеяна небольшими барханами (рис. 10.9).

При ветрах, дующих неизменно в *одном или близких* направлениях, гряды вытягиваются *продольно* ветру (рис. 10.10).

Их высота, зависящая от мощности песка, изменяется от 40–60 м (пустыни Кызылкум и Каракумы в Средней Азии) до 200–400 м (пустыни Центральной Азии). В формировании гряд

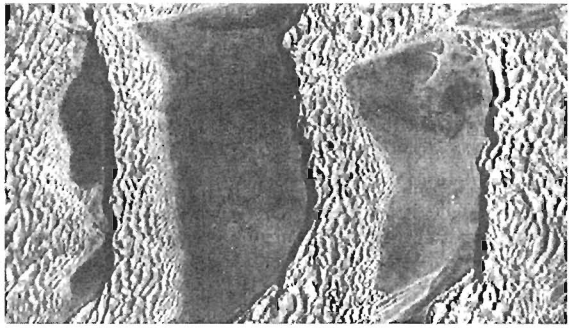


Рис. 10.9. Сложные комплексные барханы с наложенными более мелкими формами (по М. П. Петрову) и гигантские сложные барханные цепи (по Б. А. Федоровичу)

участвует дефляция и аккумуляция песка. Ветер выдувает песок из межгрядовых понижений и навевает его на гряды. Глубина межгрядовых понижений достигает нескольких десятков метров. При чередовании ветров *взаимно перпендикулярных* направлений на песках большой мощности формируются *ячеистые*, или *сетчатые*, барханные пески, в которых барханные гряды перекрещиваются или располагаются перпендикулярно друг другу. При ветрах *разных* направлений на мощных песках возникают *пирамидальные*, или звездообразные, формы, достигающие высоты 200–300 м с несколькими радиально расходящимися гребнями. Пирамидальные барханы встречаются во всех пустынях мира. Они веками существуют на одном месте. При малом количестве песка при ветрах разных направлений образуются бугристые, или ячеистые, пески, где бугры имеют высоту от 2–3 до 5–7 м, реже до 10–15 м.

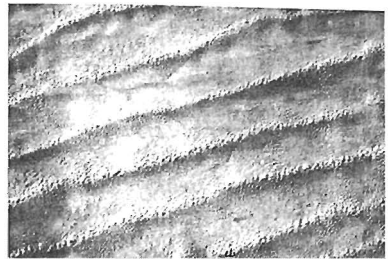


Рис. 10.10. Продольные ветру эоловые гряды (по Б. А. Федоровичу)

Особую группу эолового аккумулятивного рельефа составляют формы, образующиеся около различных преград или препятствий на пути воздушного потока. Таковыми могут быть различных размеров камни, отдельные холмы и возвышенности, в том числе тектонические структуры. Ветропесчаный поток, встречая на своем пути преграду, теряет скорость и сбрасывает часть несомого материала, вследствие чего перед преградой образуется песчаный вал, перпендикулярный направлению ветра. Эта аккумулятивная форма отделена от преграды желобом выдувания, возникающим вследствие завихрения воздуха, ударяющегося и отражающегося от преграды и отбрасывающего рыхлый материал назад. Наглядные представления о таких формах дают снежные накопления у основания деревьев.

Аккумулятивные формы образуются также и за преградами. Ветер обтекает их с двух сторон и в тени преград теряет скорость, вследствие чего песок аккумулируется. В результате образуются вытянутые по направлению ветра песчаные равносторонние гряды — *дюны ветровой тени* (рис. 10.11).

Их размеры различны и зависят от величины преград. Установлено, что длина таких дюн может превышать высоту преграды почти

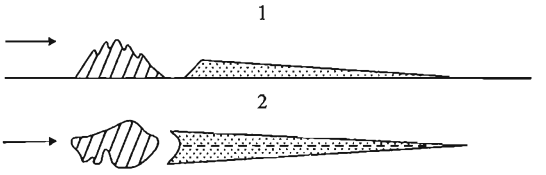


Рис. 10.11. Схема формирования песчаных гряд (дюн ветровой тени) в «тени» препятствия (по И. М. Островскому):
1 — профиль; 2 — план. Пунктиром показан гребень гряды, стрелками — направление ветра

в 10 раз. Наиболее крупные дюны достигают нескольких километров в длину при высоте в 15–20 м и более и ширине — 100–150 м.

Дюны ветровой тени позволили объяснить происхождение и установить эоловый генезис своеобразных форм Марса. Это светлые или темные образования, имеющие форму полос, сигар или хвостов комет, развитые за кратерами (рис. 10.12).



Рис. 10.12. Эоловые шлейфы за кратерами на поверхности Марса, являющиеся аналогами земных дюн ветровой тени (фото Viking-2)

Кратеры служат препятствиями на пути марсианских ветров. По своим размерам они превышают земные вследствие того, что

эоловая деятельность на Марсе имеет большие масштабы, чем на Земле.

Песок часто аккумулируется на склонах и сводах антиклиналей и куполов, прилежащих к котловинам. И здесь же наблюдается наибольшая мощность песка (рис. 10.13) по сравнению с окружающими территориями.

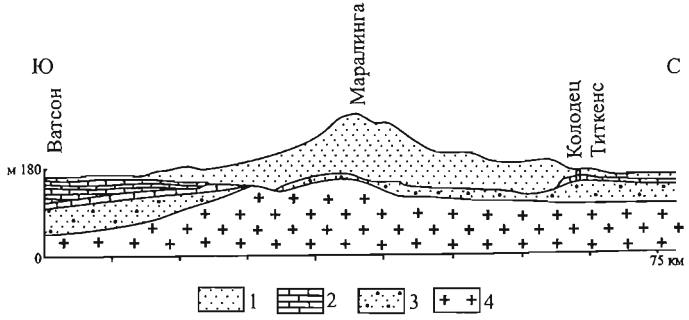


Рис. 10.13. Эоловые пески на северной окраине равнины Налларбор (по Ludbrook):
1 — эоловые пески; 2 — известняки; 3 — карбонатные пески и глины; 4 — коренные породы

Таким образом, деятельность ветра по направленности противоположна эрозионно-аккумулятивной деятельности поверхностных вод, которые эродируют возвышенные участки и аккумулируют обломочный материал в пониженных.

Возраст аккумулятивных форм рельефа подвижных песков является четвертичным, они продолжают формироваться и в настоящее время. В некоторых пустынях формирование песчаного рельефа идет с миоцена или плиоцена, т. е. в течение нескольких миллионов лет.

На песках *с растительно-дерновым покровом*, даже разреженным, песчаная рябь и барханы не образуются. Основными формами здесь являются *холмики-косы, прикустовые косички, кучевые пески, песчаные гряды*. Отдельные кусты задерживают около себя песок, в результате чего со временем образуются кучевые скопления высотой от 0,5 до 1–2 м. При слиянии косичек и кучевых скоплений образуются гряды, продольные преобладающему направлению ветра. При ветрах разных направлений межгрядовые понижения разделяются на отдельные котловинки и ячеи, и рельеф сначала приобретает ячеисто-грядовый

характер, а затем, когда исчезает грядовость, становится бугристым. Существующие в настоящее время заросшие бугристые пески в некоторых пустынях являются реликтовыми, образовавшимися во время прошлых плювиальных (влажных) эпох.

10.2. ЭОЛОВЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА ВНЕПУСТЫННЫХ ОБЛАСТЕЙ

Эоловый рельеф, помимо аридных и полуаридных пустынь, развит во всех других климатических зонах, включая арктическую и тундровую. Выделяются современные и древние эоловые формы.

10.2.1. Современные эоловые формы развиты на побережьях морей, озер и рек во всех зонах, от арктических до экваториальных. Здесь широко развиты *дюны* — аккумулятивные формы перевеваемых морских, озерных, речных и флювиогляциальных песков. Дюны представляют собой округлые или овальные холмы, вытянутые в направлении ветра. На морских побережьях размеры дюн зависят от количества песка, слагающего пляж и морские террасы, и силы преобладающих ветров. Обычная высота небольших дюн составляет 1–3 м, а более крупных — 6–10 м, но как исключение может достигать сотни метров. Дюны соединяются в гряды, параллельные берегу, и таких гряд может быть несколько. Дюны передвигаются со скоростью 1–7 км/год.

Иногда песчаные дюны на морских побережьях или в долинах рек трансформируются в *параболические дюны*. Эти формы напоминают барханы, только рога обращены навстречу ветру. По данным Б. А. Федоровича, по мере нарастания обычной дюны происходит постепенное продвижение вперед ее наиболее высокой, а потому и быстрее просыхающей и активно перевеваемой части. Это ведет к образованию сперва скобовидной, затем серповидной, дугообразной и, наконец, параболической дюны с крутым выпуклым надвигающимся передним склоном. В дальнейшем параболическая дюна с зарастающими и слабо подвижными, а потому и оттянутыми назад рогами, постепенно, по мере продвижения центральной ее части вперед по направлению ветра, принимает форму шпильковидной дюны, а в случае прорыва вершины превращается в парные, продольные ветру дюнные гряды (рис. 10.14).

На поймах рек современные эоловые формы образуются при перевевании песчаных прирусловых валов. Последние превращаются в *«гривы»* — валы, быстро зарастающие растительностью (см.

рис. 6.9). Песчаные валы могут образоваться на поверхностях террас у самых их бровок. Ветер, перпендикулярный к берегу, выдувает песок из уступа и аккумулирует его тут же на бровке террасы. Высота таких валов составляет 1,5–2 м.

При ветрах разных направлений дюнные поля приобретают овальные очертания с внутренним концентрическим строением, образуя *циркульные дюны*. Они характерны для прибрежных морских районов или речных долин и встречаются как в северных, так и в южных областях (рис. 10.15).

Интересно, что похожие формы развиты на поверхности Марса. Так, в одном из его кратеров сфотографирована форма, очень напоминающая земную (рис. 10.16).

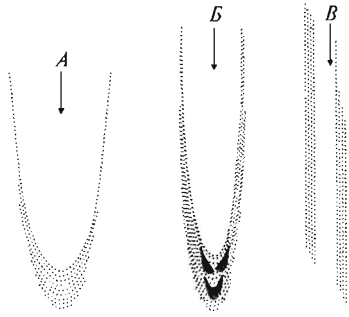


Рис. 10.14. Параболическая дюна (*А*) и постепенное ее превращение в продольные гряды (*Б* и *В*) (по Б. А. Федоровичу). Стрелками показано направление ветра

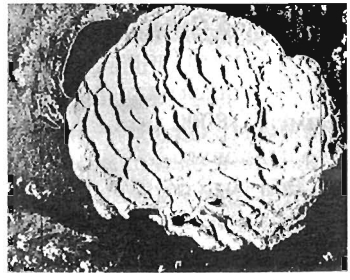


Рис. 10.15. Концентрическая циркульная дюна на пойме р. Печоры (по Б. А. Федоровичу)

10.2.2. Древние эоловые формы представлены заросшими и отчасти сглаженными бугристыми, холмистыми и грядовыми песками, развитыми на поверхностях аллювиальных «боровых» (сложенных песком) террас многих платформенных речных долин (Волги, Оки, Днепра, Дона, Печоры, Оби и др.) и зандрах древних оледенений. Высота гряд составляет от 2–3 до 10–15 м. Склоны их, как правило, симметричные, крутизной 10–20°. Они протягиваются на сотни метров, часто несколькими рядами. Пески имеют диагональную и перекрестную слоистость. Некоторые исследователи связывают линейно ориентированные гряды песков, развитые на аллювиальных или флювиогляциальных отложениях, не только с направлениями ветров, но и с направлением трещиноватости.

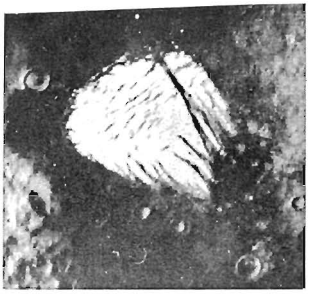


Рис. 10.16. Песчаное скопление в одном из кратеров Марса, напоминающее циркульную дюну (фото Viking-2)

Помимо гряд встречаются поля развития параболических дюн. Высота таких форм составляет 4–10 м. На левобережье р. Оки у Нижнего Новгорода дюны образованы на флювиогляциальных песках времени московского оледенения, следовательно, их возраст позднеплейстоценовый или раннеголоценовый. Они вытянуты с юго-запада на северо-восток, в соответствии с направлением преобладавших в то время ветров. В настоящее время они закреплены хвойным лесом.

Большие песчаные поля древних эоловых форм известны в Западной Европе (Польше, Германии и др.), Белоруссии, на Украине, во многих районах Европейской России, в Западной Сибири и др. Среди них выделяются разновозрастные формы, имеющие различную ориентировку. Возможно, образование их приходится на ксеротермический (сухой) период, имевший место примерно 8000 лет назад. В это время преобладали ветры западной ориентировки.

Эоловый песчаный рельеф, грядовый и холмистый, с многочисленными замкнутыми и бессточными западинами или понижениями создает условия, благоприятные для накопления и фильтрации поверхностных вод. В некоторых районах это приводит к образованию блюдец, западин, воронок, котловин, имеющих суффозионное или суффозионно-карстовое происхождение, если пески перекрывают закарстованные породы (см. гл. 11).

10.2.3. Лессовые покровы. Большое количество пыли выносилось прежде и выносится в настоящее время из пустынь. По данным Б. А. Федоровича, только из песчаной пустыни Каракумы за четвертичный период удален слой пыли мощностью до 20–30 м, и вынесено не менее 35 000 км^3 пыли. И это только из одной, сравнительно небольшой пустыни. Хотя пыль может переноситься на расстояние до 2–3 тыс. км от места своего возникновения, все же массовое оседание пыли происходит не так далеко от пустынь.

Скорость ветровых потоков падает перед стоящими на их пути хребтами и возвышенностями, и аккумуляция пыли происходит в основном у их основания в предгорьях, в виде лессовых покровов. Особенно мощные (до 200 и более метров) покровы лессов сплошным поясом развиты в Китае по окраинам Центрально-Азиатских пустынь. В предгорных районах Средней Азии (Илийская, Чуйская, Ферганская, Таджикская впадины и др.) лесс состоит из пыли, вынесенной из пустынь Кызылкум, Муюнкум и Прибалхашья. Лессовые покровы, с одной стороны, сглаживают рельеф водоразделов, речных террас, наземных дельт. С другой стороны, они легко размываются временными потоками с образованием оврагов, вплоть до типа бедленда. На их поверхностях широко развиты псевдокарстовые формы — суффозионные воронки. Особенно отчетливо в лессовых покровах проявляется трещиноватость, подчеркнутая эрозионной сетью (см. рис. 19.17).

Помимо пустынь массовый вынос пыли происходил в четвертичное время из ледниковых областей, где развевались только что отложенные морены и песчаные зандры. Пыль отлагалась в перигляциальных областях, непосредственно примыкавших к ледниковым покровам. Она осаждалась на всех формах рельефа: водоразделах речных долин, речных и морских террасах, зандровых равнинах. Накопление пыли и образование лессов происходило в холодные эпохи, соответствующие оледенениям, и прерывалось в теплые эпохи межледниковий, когда формировались почвы. Поэтому в разрезах лессовых покровов наблюдается чередование горизонтов разновозрастных лессов и погребенных почв. При этом чем древнее поверхность террасы, водораздела или равнины, тем большее количество горизонтов лессов и разделяющих их почв присутствует в покрове. Наибольшая мощность таких покровов на территории России отмечается на юго-востоке на Ергенинской возвышенности (70–80 м), в Западной Сибири на Приобском плато (130 м) и в ряде других мест.

10.3. ВЛИЯНИЕ АНТРОПОГЕННОГО ФАКТОРА НА ФОРМИРОВАНИЕ ЭОЛОВОГО РЕЛЬЕФА

Деятельность человека вызывает активизацию эоловых процессов. В пустынных и полупустынных зонах древние песчаные эоловые формы, закрепленные растительностью (бугристые пески), при ее

уничтожении, в частности, из-за неумеренного выпаса скота, вновь оголяются, приходят в движение. В результате возобновляются дефляция и аккумуляция, и вновь образуются барханы и гряды.

В степных зонах интенсивно протекает дефляция почвенного покрова, называемая *ветровой эрозией*. Распаханные поля, лишенные растительности в весеннее, а иногда и в зимнее время (если снежный покров отсутствует), в процессе ветровой эрозии теряют слой почвы мощностью до 0,7 м. При этом аккумулятивные формы рельефа, сложенные пылеватым почвенным материалом, часто образуются у ветрозащитных полос или в тени зданий и других препятствий. Перед плотными лесными полосами образуются валы, поперечные направлению ветра, высотой до 3–4 м, шириной до 15–20 м. Если лесные полосы разреженны и продуваются ветром, то валы образуются за ними, с подветренной стороны. При ветрах, дующих вдоль лесозащитных полос, продольные валы образуются с двух сторон. Наиболее подвержены ветровой эрозии почвы южной и восточной частей Европейской России (Ростовская, Волгоградская обл., Краснодарский и Ставропольский края и др.), юга Западной Сибири, Алтайского края и др.

ГЛАВА 11

КАРСТОВЫЕ И СУФФОЗИОННЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА

Карст (от назв. плато Карст на Балканском п-ве) — процесс растворения и механической эрозии горных пород природными поверхностными и подземными водами и связанный с ним комплекс форм рельефа. Он является особым видом денудации, ведущей к разрушению и преобразованию земной поверхности и созданию специфических форм рельефа. Карст относится к опасным для человека процессам, вызывающим разрушение гражданских и промышленных объектов (зданий, железных дорог, линий электропередач, плотин и др.), подтопление шахт и рудников, строительных котлованов, фильтрацию воды из водохранилищ. Он затрудняет строительство гидроэлектростанций. Вместе с тем с карстом связано образование многих полезных ископаемых: бокситов, фосфоритов, огнеупорных глин, селитры, мумие, серы. В карстовых трещинах

из гидротермальных растворов кристаллизовались многие ценные рудные минералы: цинк, свинец, железо, марганец, ртуть и даже золото. Закарстованные породы являются хорошими коллекторами углеводородов (нефти и газа) и используются как современные газохранилища. Кроме того, они являются вместилищами подземных вод, используемых для водоснабжения городов и поселков.

11.1. ФАКТОРЫ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ КАРСТОВЫХ ФОРМ РЕЛЬЕФА

Основным фактором карстового процесса является *вода*, содержащая углекислоту (CO_2). Это атмосферная, талая, речная, подземная, а на побережьях морей — морская вода. Углекислота в воде находится в растворенном состоянии, причем в холодной воде углекислота растворяется в большем количестве, чем в теплой. Она поступает в воду из атмосферы, а также в результате разложения органических остатков в почве и выделения растительностью в процессе фотосинтеза. Еще одним источником углекислоты является вулканическая деятельность.

Разрушение пород под действием химического растворения и выноса веществ в водном растворе называется *коррозией* (от лат. corrosio — разъедание).

Образование карстовых форм рельефа происходит при определенных условиях.

1. *Вещественный состав* пород является основным условием образования карстовых форм. Свойством химически растворяться и выщелачиваться обладают породы карбонатные (известняк, доломит, мел, мергель, в меньшей степени мрамор), сульфатные (гипс, ангидрит) и некоторые соли (натриевая, калийная). Эти породы называются «карстующимися». Немаловажное значение имеет чистота породы или присутствие в ней различных включений, глинистых, пылеватых или песчаных частиц, которые ослабляют растворимость породы, закупоривают или кольматируют (от итал. colmata — наполнение) трещины и, накапливаясь, делают породу водонепроницаемой. Возраст пород не влияет на развитие карста: «карстуются» породы всех возрастов — от докембрия до четвертичных.

2. *Характер поверхности пород или рельеф*. На горизонтальных или вогнутых поверхностях вода лучше просачивается в породу, чем

на наклонных и плоских, по которым она стекает. При этом залегание пород может быть как горизонтальным, так и наклонным.

3. *Трещиноватость* пород, их раздробленность, а также пористость обусловливают глубокое проникновение воды в породу.

4. *Гидродинамическая обстановка, положение грунтовых и других типов подземных вод* определяют интенсивность и глубину развития карстовых процессов и форм рельефа. В общем случае, чем мощнее массив карстующихся пород и глубже находится горизонт грунтовых вод, дренируемых рекой или морем, тем активнее идет вертикальная циркуляция воды и активнее развиваются коррозия и формы растворения внутри массива и на его поверхности.

Для оценки закарстованности массива пород, дренируемого рекой (или морем, озером, водохранилищем), прогнозирования развития и скорости карстовых процессов, в нем выделяются следующие вертикальные и горизонтальные гидродинамические зоны (Д. С. Соколов, Г. А. Максимович, А. Г. Лыкошин и др.) (рис. 11.1). I — зона *аэрации*, или вертикальной циркуляции, в которой периодически поступающая вода (дождевая, талая) свободно по тре-

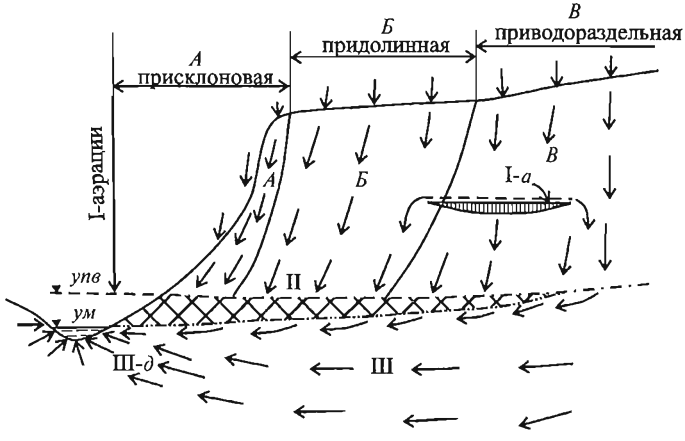


Рис. 11.1. Гидродинамические зоны карста:

вертикальные (по Д. С. Соколову): I — аэрации, II — сезонных колебаний уровня подземных вод, III — постоянного водонасыщения с подзоной (*д*) — непосредственного дренирования водотока. Горизонтальные (по А. Г. Лыкошину): *А* — присклоновая, интенсивного водообмена, *Б* — придолинная, *В* — приводораздельная; *упв* — уровень полых вод; *ум* — уровень межени

щинам движется вниз. Мощность этой зоны зависит от мощности карстующихся пород и положения базиса эрозии (уровня воды в реке, море), к которому направлен поток грунтовых вод. В этой зоне коррозия наиболее активна и в ней развивается наибольшее количество вертикальных карстовых полостей. II — зона *сезонного колебания* или периодического повышения и понижения уровня грунтовых вод, вызванного неравномерным поступлением воды из зоны аэрации, а также реки или водохранилища во время паводков. Величина колебания может достигать нескольких десятков метров. Это зона неравномерного развития коррозии (то ослабление, то активизация) и карстовых форм. III — зона *полного водонасыщения*, в которой происходит горизонтальное движение воды к уровню водоема. Кроме того, здесь происходит сифонная циркуляция в виде восходящих карстовых источников, которые вызывают образование карстовых форм.

При повышении уровня грунтовых вод вертикальная циркуляция воды ослабляется, но усиливается горизонтальная. Коррозия и образование карстовых форм идут более активно вблизи места разгрузки грунтовых и подземных вод, т. е. в присклоновой или береговой зоне массива. В придолинной зоне карстовые формы часто развиваются в рвах отседания, протягивающихся параллельно берегу. Чем дальше от места разгрузки вод (приводораздельная зона), тем менее активны карстовые процессы.

11.2. ОСНОВНЫЕ МОРФОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ КАРСТА

По структурным условиям выделяются два класса современного карста: *равнинный* и *горный*. В пределах этих классов в зависимости от геологического строения, истории развития территории карст и связанные с ним формы рельефа подразделяются на ряд типов (Д. С. Соколов, Н. А. Гвоздецкий, Г. А. Максимович и др.). По составу пород выделяются *карбонатный, сульфатный, галоидный* (соляной) и переходные между ними типы карста (карбонатно-сульфатный и др.). Внутри литологических типов выделяются подтипы, например, в карбонатном карсте выделяется известняковый, меловой, доломитовый и др. На основании того, развивается ли карст в настоящее время на поверхности или под покровом каких-либо отложений, выделяют в первом случае *голый*, или средиземноморский, карст, а во

втором — *покрытый*, или восточно-европейский (русский), карст. По возрасту карст разделяется на *современный* (развивающийся) и *древний* (не развивающийся), или ископаемый.

Все представленные классы и типы карста развиты во всех климатических поясах земного шара. Широко они распространены и на территории Русской равнины, где выделяется восемь карстовых областей, включающих ряд провинций и округов с различными типами карста (рис. 11.2).

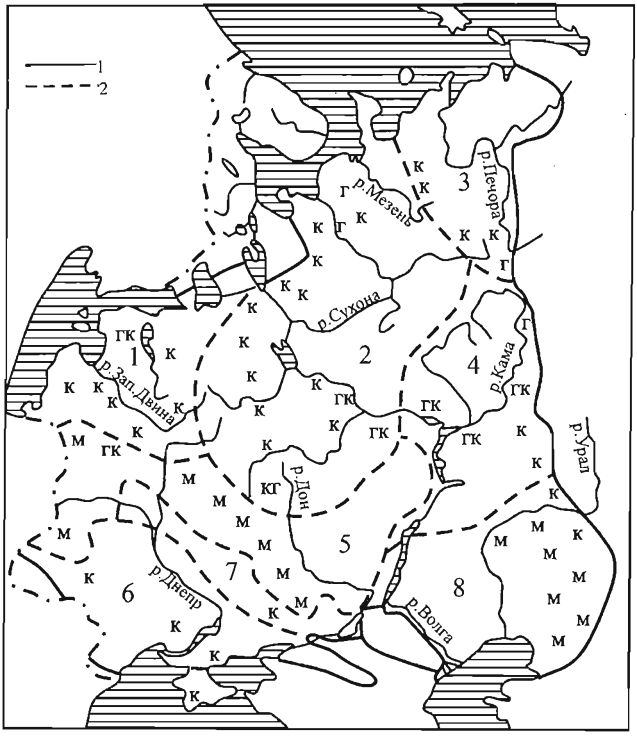


Рис. 11.2. Карстовые области Русской равнины (с использованием данных Н. А. Гвоздецкого и А. Г. Чикишева):

1 — границы карстовой страны; 2 — границы карстовых областей. Типы карста: г — гипсовый, к — карбонатный, м — меловой. Области: 1 — Белорусско-Прибалтийская; 2 — Московско-Двинская; 3 — Тиманско-Печорская; 4 — Средневолжско-Камская; 5 — Полесско-Приволжская; 6 — Молдавско-Украинская; 7 — Украинско-Донецкая; 8 — Нижневолжско-Уральская

На карте видно, что на большей части Русской равнины развит карбонатный карст, преимущественно известняковый. На меньшей площади и, главным образом, в южных районах развит меловой карст.

Несмотря на разнообразие типов карста, для всех них характерны одни и те же или близкие формы рельефа. Ниже рассматриваются современные, или развивающиеся, карстовые формы.

11.3. ФОРМЫ КАРСТОВОГО РЕЛЬЕФА

Выделяются поверхностные и подземные формы.

11.3.1. Поверхностные формы наилучшим образом представлены в голом типе карста. Развитие поверхностных форм идет от образования простых форм к более сложным. Первичными простейшими формами являются *карры* — борозды, образующиеся при поверхностном растворении и выщелачивании (коррозии) карстующихся пород, сопровождающихся их эрозией (рис. 11.3).

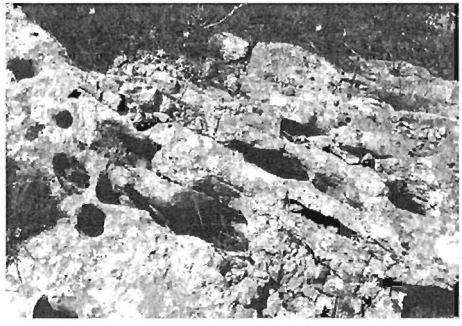


Рис. 11.3. Карры на известняке на плато Чатырдаг (фото А. А. Зарщикова)

Глубина и ширина борозд измеряются от нескольких до десятков сантиметров, хотя в горах размеры их могут увеличиваться до первых метров. Борозды разделяются неровными, часто острыми, зубчатыми гребнями. По форме выделяются карры канавкообразные, желобковые, лунковые (округлые), прямолинейные, извилистые и др. (Н. А. Гвоздецкий) (рис. 11.4).

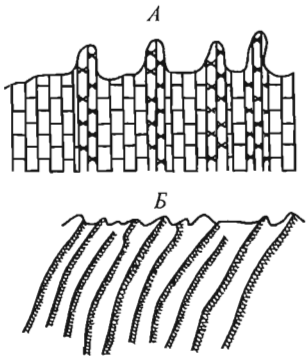


Рис. 11.4. Структурные (*А*) и желобковые (*Б*) карры (по Н. А. Гвоздецкому)

Трещиноватость пород обусловливает прямолинейность форм, а от особенностей залегания и чередования разных по составу слоев зависит полосчатый рисунок, образуемый каррами. Широкое площадное развитие карров называется *карровым полем*. Карры образуются только на обнаженных породах. Растительность и покров элювия препятствуют их образованию.

Воронки являются самыми распространенными формами в любом типе карста. Принято выделять три типа воронок: поверхностного растворения, провальные и воронки просасывания. Среди них только первый тип является собственно карстовым или коррозионным, тогда как в образовании двух других типов воронок участвуют и иные процессы.

Воронки поверхностного растворения (коррозионные) образуются из карров при их расширении и углублении или без них на участках повышенной трещиноватости и выветрелости пород. Выщелоченный материал в растворенном состоянии уносится в подземные полости. Воронки имеют округлую или овальную форму в плане, а в поперечном сечении — конусовидную или чашеобразную (рис. 11.5 *а*).

Размеры воронок различны: от небольших диаметром до 10 м и глубиной до 5 м, до крупных, диаметр которых достигает сотен метров, а глубина — 50–80 м. На дне воронок обычно существуют *поноры* — углубления, отверстия, каналы или трещины, поглощающие поверхностную воду и проводящие ее вглубь. Нередко они еле заметны, т. к. зарастают травой или кустарником. Воронки характерны для всех типов карста. Коррозионные воронки развиты в горах, на плоскогорьях и нагорьях, структурных плато и на равнинах. В отдельных районах количество их измеряется сотнями и тысячами. Так, в Горном Крыму их насчитывается около 5000, а в Предуралье, в частности Башкирии, на 1 км^2 приходится до 350 воронок (Н. А. Гвоздецкий).

Провальные воронки, или *провалы*, образуются при обрушении сводов подземных полостей. Поэтому они являются *коррозионно-гравитационными* формами. Такие воронки имеют крутосклонную цилиндрическую форму (рис. 11.5 *б*), которая со временем в результате сглаживания склонов преобразуется в конусовидную. Глубина провальных воронок достигает нескольких десятков метров. На их дне обычно лежат обломки обрушившихся пород с примесью глинистых продуктов химического разложения карбонатов. Иногда глинистый материал, вымываемый из породы, закупоривает поноры, и тогда в провальных воронках образуются небольшие озера. Провальные воронки часто образуются внезапно, тогда как воронки первого типа формируются длительное время.

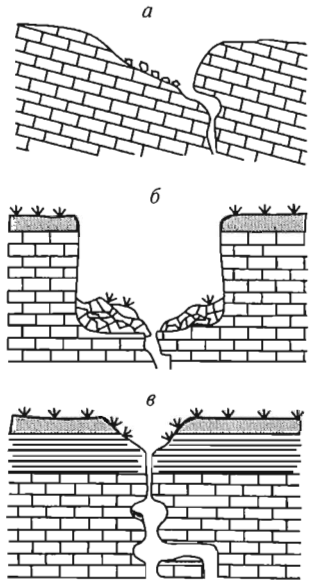


Рис. 11.5. Основные генетические типы карстовых воронок в разрезе (по Н. А. Гвоздецкому):
а — поверхностного выщелачивания (коррозионная), *б* — провальная, *в* — просасывания

На побережьях морей образуются абразионно-коррозионные воронки. Помимо химического растворения волны еще и механически разрушают карстующиеся породы.

При активном развитии карстового процесса воронки углубляются и расширяются. При слиянии нескольких воронок образуются вытянутые *ложбины*, или округлые *котловины*. Диаметр последних достигает 200–400 м, а глубина может превышать 20–30 м. При дальнейшем развитии карста образуются еще более крупные и замкнутые *депрессии*, или *полья*. Длина и ширина их может достигать нескольких километров. Их дно плоское широкое, иногда имеет наклон в разные стороны, а склоны — крутые. Обычно полья сухие, реже заняты временными потоками или озерами. Тогда на их дне накапливаются соответствующие осадки. Происхождение польев объясняется по-разному. Согласно наиболее простой версии, они образуются при расшире-

нии и слиянии воронок и котловин, когда карстовый процесс идет вширь, т. к. ниже залегают некарстующиеся породы. Помимо этого существуют тектоническая гипотеза, по которой предполагается опускание участков карстующихся пород по разрывам (грабеновые полья) или их синклинальный прогиб (синклинальные полья), а также провальная гипотеза — обрушение поверхности над подземными речными долинами. В последнем случае полья представляют собой узкие продолговатые впадины. В образовании некоторых польев участвуют несколько процессов. Помимо указанных выше поверхностных форм в карстовых областях существует множество других замкнутых понижений, рвов, представляющих собой расширенные карстовым процессом трещины, а также сухих русел, логов, оврагов, «слепых» долин (не имеющих устья, замкнутых), на дне которых также могут быть развиты воронки. Чем больше мощность карстующихся пород и ниже расположен горизонт грунтовых вод, тем глубже указанные выше формы. Характерны исчезающие реки, вода которых уходит в карстовые полости, периодически действующие озера и др. В горах и предгорьях карстовые долины имеют форму узких и глубоких каньонов и также без поверхностного стока. Все эти формы образуются из-за того, что поверхностный сток воды поглощается, уходит в трещины и в подземные полости. Часто возникают карстовые источники, в том числе восходящие, «бьющие» на дне озер или в прибрежной части моря. У выходов на поверхность углекислых источников в результате осаждения карбоната кальция образуются известковые туфы.

11.3.2. Подземные формы. К ним относятся формы, расположенные ниже земной поверхности. Наиболее простыми являются небольшие полости, размер которых — около 0,3 м. Более крупные — *колодцы, шахты* и *пропасти* — имеют трубообразную форму (рис. 11.6).

По классификации Г. А. Максимовича, колодцы и шахты имеют диаметр более 1 м, при этом глубина первых — до 20 м, а вторых — более 20 м. Диаметр пропастей — более 10 м, а глубина достигает сотен метров и более. И колодцы и шахты обычно приурочены к крупным трещинам или разрывам и связаны с подземными формами — пещерами.

Пещеры — подземные полости внутри массива пород. Они образуются в различных по составу породах: известняках, гипсах, солях

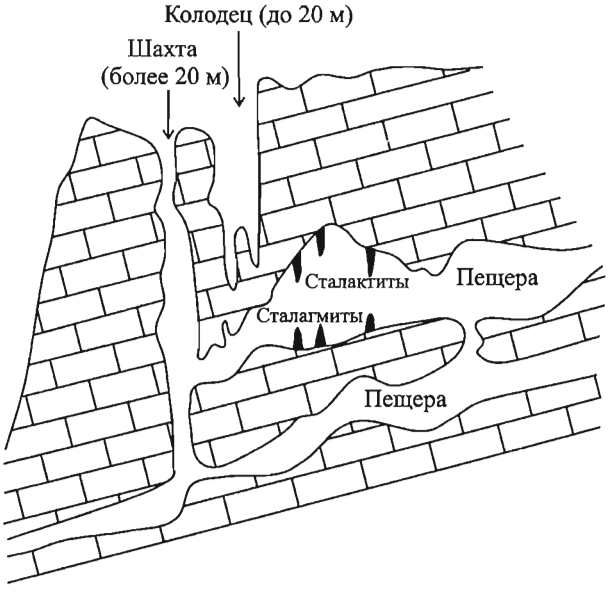


Рис. 11.6. Подземные формы карста (рис. М. Ю. Никитина)

в местах их повышенной трещиноватости. В образовании пещер участвуют не только коррозия, но и эрозионные (подземные реки), тектонические (трещиноватость), а на морских берегах и абразионные процессы (разрушение и растворение пород морской водой). Размеры и форма пещер различны, при этом они горизонтальны, вертикальны или наклонны. Многие из них состоят из сложной системы лабиринтов. Наиболее крупные пещеры достигают в длину десятков километров, а длина всех ходов самой крупной пещеры — Мамонтовой в Северной Америке — превышает 500 километров. Самые глубокие пещеры-пропасти — Мирольда во Французских Пиренеях и Крубер-Воронья на Кавказе в Грузии — опущены соответственно до –1733 м и –1710 м. В крупных пещерах текут подземные реки, существуют водопады, озера, заполненные водой галереи, называемые *сифонами.*

Пещеры часто образуются в зоне горизонтальной циркуляции подземных вод и в зоне полного насыщения, в которой каналы и полости заполнены подземными водами. Однако уровень подземных

вод с течением времени понижается. Причиной этого является поднятие территории, горного массива или понижение базиса эрозии — уровня реки, озера или моря. С новым положением уровня подземных вод связана выработка нового, более низкого, этажа пещеры, а прежний, более высокий, осушается. Поэтому многие глубокие пещеры имеют этажное строение, т. е. расположение систем ходов, галерей на разных высотных уровнях. Таким образом, с каждым этапом врезания реки или тектонического поднятия связана своя система пещерных ходов и галерей. Фактически этажи пещер привязаны к террасовым уровням. (Это относится к пещерам, дно которых не опускается ниже базиса.) На основании этого часто определяется и возраст пещер.

В пещерах образуются натечные формы из кальцита, гипса или соли: *сталактиты*, свисающие сверху, растущие им навстречу снизу *сталагмиты*. При их соединении образуются *колонны* (рис. 11.7).

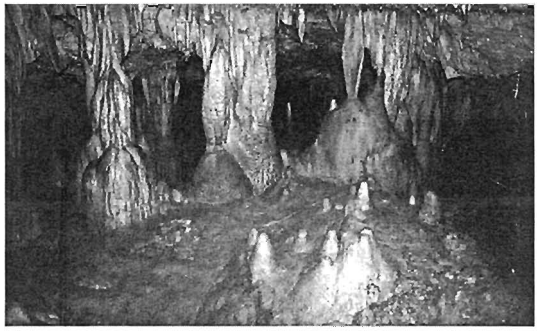


Рис. 11.7. Натечные гипсовые формы в пещере «Нижняя» (Предуралье). На переднем плане — сталагмиты, на заднем — колонны и сталактиты (фото Т. А. Балашовой)

Все эти формы возникают тогда, когда уровень подземных вод понизился, и пещера осушена. Натечные формы формируются в течение длительного времени, часто десятков и сотен тысяч лет. Помимо натечных образований в пещерах встречаются гравитационные (обвальные) образования, аллювиальные отложения подземных рек, органогенные отложения, представленные гуано (исп. guano) — пометом летучих мышей — и мумие.

Пещеры более характерны для гор, хотя и в равнинных областях известно множество пещер, но они сравнительно неглубоки. На равнинах пещеры развиты, главным образом, на возвышенных участках. Из Крымских пещер наиболее известна Красная на Долгоруковской яйле, развитая в верхнеюрских известняках, а на Кавказе — Новоафонская, развитая в известняках верхней юры и нижнего мела. В Предуралье находится Кунгурская пещера, выработанная в нижнепермских гипсах и ангидритах. Пещеры интересны в связи с находками в них остатков жизнедеятельности древнего человека — костей животных и птиц, употреблявшихся в пищу, примитивных орудий труда, настенных рисунков. Все эти предметы используются для определения относительного и абсолютного возраста пещер.

11.4. ВЛИЯНИЕ КЛИМАТА НА ОБРАЗОВАНИЕ КАРСТОВОГО РЕЛЬЕФА

Карстовые формы развиваются практически в любых климатических условиях. Этому способствуют процессы выветривания, разрушающие породы во всех климатических зонах. Даже в холодных областях в условиях существования постоянной мерзлоты, где вода находится в незамерзшем состоянии всего 3–4 месяца, развиты поверхностные и подземные карстовые формы. Мерзлота замедляет карстообразование, но не исключает его. Поверхностные формы (воронки, котловины) здесь связаны с надмерзлотными водами, а подземные — с глубинными межмерзлотными и подмерзлотными. В холодных областях активную роль играет пленочная вода, облекающая частицы породы и не замерзающая зимой. Эта вода находится в движении, она растворяет породы и расширяет поры и трещины, ее агрессивное действие объясняется большим количеством углекислоты, способной растворяться в холодной воде. Карст активизирует циркуляцию подземных вод, что вызывает местную деградацию мерзлоты и развитие термокарстовых воронок. Областью развития карстового рельефа в условиях постоянной мерзлоты является Восточная Сибирь, где развит преимущественно покрытый карст.

В умеренном поясе воронки и котловины задерновываются, зарастают растительностью, лесом (рис. 11.8).



Рис. 11.8. Задернованные воронки в гипсовом карсте в районе г. Арзамас (фото Т. А. Балашовой)

Такой карст относится к задернованному типу. Он характерен для Кавказа, северных районов Восточно-Европейской платформы (Сев. Двина, Кулойское плато и др.).

Неблагоприятные условия для современного карстообразования характерны для аридных районов, поскольку здесь мало воды, в том числе подземной, и нет растительности — источника углекислоты. Об этом свидетельствует отсутствие натечных образований в пещерах. Имеющиеся в некоторых пустынных и полупустынных районах (плато Устюрт, п-ов Мангышлак на восточном побережье Каспийского моря и др.) поверхностные и подземные карстовые формы образовались в более влажных условиях, существовавших в неогене и в отдельные эпохи четвертичного периода. В образовании некоторых впадин, дно которых находится ниже нуля (Сарыкамышская, Кара-Гие и др.) участвовала и карстовая денудация. Современное развитие карстовых форм в аридных областях наблюдается преимущественно на побережьях морей, где активным фактором является морская вода, содержащая соли. Под действием агрессивной морской воды в береговых обрывах развиты лунковые карры, ниши, котлы, гроты, пещеры (побережье Каспийского моря и др.).

Теплый и влажный климат тропических и экваториальных областей благоприятствует образованию и развитию карстового рель-

ефа. Здесь много воды, и хотя в теплых условиях углекислота удаляется из воды, однако количество ее постоянно возобновляется растительностью. Поэтому карстовые формы всех типов развиты очень широко. Вместе с тем здесь развиты своеобразные останцовые формы: башенные, столбчатые, куполообразные, конические, грибообразные, столообразные (рис. 11.9) и др., между которыми расположены замкнутые впадины — котловины, полья.

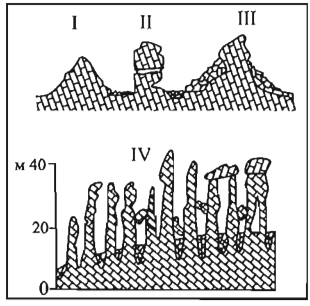


Рис. 11.9. Формы останцов тропического карста (по Д. Балажу):
I — конус; II — башня; III — конус, прикрытый осыпью; IV — «каменный» лес

Такого типа останцы на Кубе называются «моготе». Во Вьетнаме они затоплены морем и образуют скалистые острова причудливой формы. В большинстве случаев останцовый карст является древним, длительно развивающимся с миоцена или плиоцена.

Климатическая зональность в развитии карстовых форм наблюдается и в горах. Так, в предгорьях Кавказа в аридных условиях карстовый рельеф развивается медленнее, и формы меньше, по сравнению с более высокими и влажными высокогорьями.

11.5. КАРСТ И ТЕКТОНИКА

Карстовые формы наиболее интенсивно развиты в областях новейших поднятий — горах. Здесь и карры, и воронки, и пещеры глубже и резче выражены. Это объясняется тем, что в горах, по сравнению с платформенными областями, больше мощность карстующихся пород, выше степень их трещиноватости и раздробленности, связанная с разрывными нарушениями, больше амплитуды рельефа. Все это способствует более глубокому проникновению поверхностной воды в породу, энергичной вертикальной циркуляции. По трещинам и разрывам развиваются воронки, колодцы, шахты. Ориентировка пещер, карстовых долин и других форм часто является согласной с крупными разломами. Сильные сейсмические сотрясения вызывают провалы над подземными полостями, разрывы галерей в пещерах, обрушение в них сводов. По тектоническим тре-

щинам происходит и восходящий поток напорных подземных вод, тогда карст развивается в направлении снизу вверх. Развивающиеся при этом карстовые формы могут не проявляться на поверхности или вызывать обрушение вышележащих пород.

Благоприятными условиями развития карста являются наклонное залегание пластов, при котором на поверхность выходят различно растворимые породы, и циркуляция подземных вод может идти не только по трещинам, но и по плоскостям напластования. От характера залегания пород зависит форма воронок. Например, на Крымских яйлах характерны асимметричные воронки, у которых пологий склон совпадает с поверхностью пласта (см. рис. 11.5 *а*).

На равнинах районы развития карстовых форм часто приурочены к сводам положительных структур, выраженных в рельефе возвышенностями и валами, для которых характерны повышенная трещиноватость пород, а мощность перекрывающих некарстующихся пород уменьшена, или они отсутствуют. Так карст широко развит в пределах Токмовского, Башкирского, Пермского, Ромашкинского сводов на востоке Восточно-Европейской платформы, на Жигулевском и Окско-Цнинском валах, Воронежской антеклизе (Среднерусской возвышенности) и на многих других подобных структурах. В то же время в некоторых аридных районах (плато Устюрт и др.) воронки, котловины, наоборот, развиты в синклиналях, т. к. здесь скапливается вода. И почти повсеместно воронки маркируют разрывные нарушения.

Заключение. Цикл образования и развития карстового рельефа, по сравнению с другими типами рельефа, сложный и длительный, идущий в изменяющихся климатических условиях (например, при чередовании холодных и теплых эпох) и охватывающий сотни тысяч и миллионы лет. Так, в Горном Крыму на плато первой гряды развитие карбонатного карста началось, по всей вероятности, после регрессии сарматского моря в позднем миоцене и продолжается и в настоящее время. Карст на Кубе стал развиваться с плиоцена (Н. А. Гвоздецкий). Развитие карстового рельефа начинается с простейших форм — карров (стадия юности). В стадию зрелости широко развиты как поверхностные формы (воронки, котловины, рвы, суходолы и др.), так и подземные (пещеры). Заканчивается цикл (стадия старости) образованием польев, когда достигнута кровля некарстующихся пород и только возвышаются отдельные останцы,

оставшиеся воронки заполнены различными отложениями. На протяжении цикла из-за изменяющегося положения базиса эрозии образование карстовых форм то активизируется, то замедляется. Во многих карстовых районах одновременно присутствуют формы, относящиеся и к начальной, и зрелой стадиям развития карста. Стадия старости с преобладанием останцового рельефа характерна, по всей вероятности, для тропического карста Кубы, Южного Китая, Вьетнама и некоторых других районов.

Карстовые процессы ведут к денудации земной поверхности и к общему ее снижению. Скорость химической денудации различна в зависимости от климатических и структурных условий (количества воды, высоты местности и др.). В Крыму, по данным М. Пулины, она составляет 21,8 мм/1000 лет, на Кавказе — в 10 раз больше. Во влажных тропических областях (Куба, Ямайка и др.) она составляет, по данным Д. И. Смита, около 100 мм/1000 лет. И здесь по высоте останцов можно предположить, что в результате карстовой денудации поверхность понизилась более чем на 100 м. В северных районах скорость карстовой денудации снижена. Большая часть продуктов разрушения выносится в растворенном виде, и лишь незначительная их часть накапливается. К ним относятся нерастворенные остаточные продукты химического растворения и выщелачивания карбонатных пород, представляющие собой элювиальные глины, обычно красно-бурого цвета из-за содержания окисей и гидроокисей железа и алюминия, с мелкими обломками известняков (terra rossa от итал. terra — земля и rossa — красная). Помимо элювия с карстом связаны натечные образования, а также гравитационные, аллювиальные, озерные отложения и отложения карстовых источников. Полезные ископаемые, связанные с карстом, указаны в начале главы.

11.6. КАРСТОВО-СУФФОЗИОННЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА (ПОКРЫТЫЙ КАРСТ)

В областях покрытого, или восточно-европейского, типа карста выделяются два этажа развития полостей. Нижний этаж сложен карстующимися породами разного состава и возраста, в которых развиты различные карстовые формы — воронки, котловины, колодцы, трещины, — по форме и размерам аналогичные тем, которые разви-

ваются в настоящее время в голом карсте. Они вскрываются скважинами (при этом буровой снаряд проваливается или увеличивается объем закачиваемой буровой жидкости) или обнаруживаются геофизическими методами, в частности электроразведкой. Образование карстовых форм происходило в различные эпохи континентального развития территорий, когда карстующиеся породы находились на поверхности и подвергались разрушению. В различных областях эти эпохи приходятся на разные интервалы времени. Так, в центральной части Русской равнины эпоха карстообразования продолжалась от позднего карбона (а местами от позднего девона) до четвертичного времени, когда карстующиеся породы были перекрыты четвертичными отложениями. На востоке Восточно-Европейской платформы образование карстовых форм началось с конца ранней или начала поздней перми, а на юге местами с позднего мела.

Верхний этаж представлен покровной толщей, сложенной рыхлыми, преимущественно песчаными (рис.11.10), а также глинистыми и лессовидными отложениями.

По генезису это флювиогляциальные, аллювиальные, эоловоделювиальные отложения, морены, имеющие четвертичный возраст. Их мощность самая различная — от первых до нескольких десятков метров. Граница с нижележащими карстующимися породами может находиться выше или ниже уреза рек.

В образовании поверхностных форм участвуют *суффозия* (от лат. suffossio — подкапывание, подрывание), развивающаяся в рыхлой толще, и коррозия, идущая в карстующихся породах.

Основная масса поверхностных форм образуется в процессе перемещения водой песчаных, суглинистых или глинистых частиц вниз и вмывания их в подземные карстовые полости. Поверхностная вода (дождевая, талая, паводковая), просачиваясь или фильтруясь сквозь рыхлую толщу, увлекает мелкие частицы. На поверхности образуется блюдце — первичная суффозионная форма в виде неглубокого (0,5–1 м) округлого понижения, диаметром в первые метры, часто заросшего растительностью. Вода движется по уклону до ближайшей трещины, поглощающей воду. Здесь увеличивается скорость движения воды, она увлекает все большее количество рыхлых частиц вниз в карстовые полости. В нижней части песчаной толщи возникает полость, которая растет вверх до поверхности, в результате чего образуется поверхностная форма — *воронка просасывания*

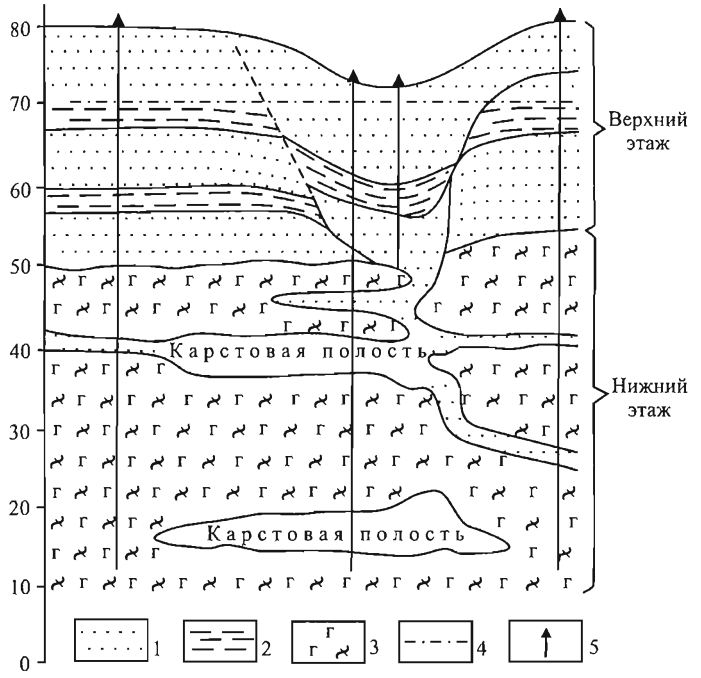


Рис. 11.10. Поверхностная карстово-суффозионная воронка в районе г. Дзержинска (Нижегородская обл.):

1 — песок; 2 — глина; 3 — гипс разрушенный; 4 — уровень грунтовых вод; 5 — скважины

(см. рис. 11.5 *в*) или карстово-суффозионная (см. рис. 11.10). При этом не всегда поверхностная форма располагается над подземной. По форме и размерам воронки практически аналогичны коррозионным. На их дне также существуют поноры. Из-за того, что воронки образуются в рыхлых отложениях, они быстрее выполаживаются и задерновываются. На склонах воронок в рыхлых отложениях часто образуются эрозионные борозды, промоины (рис. 11.11).

С течением времени, если поноры закупориваются глинистыми частицами, воронки заторфовываются и превращаются в блюдца. Свежие, только что образовавшиеся воронки — *провалы* — сначала имеют форму трубы (рис. 11.12).

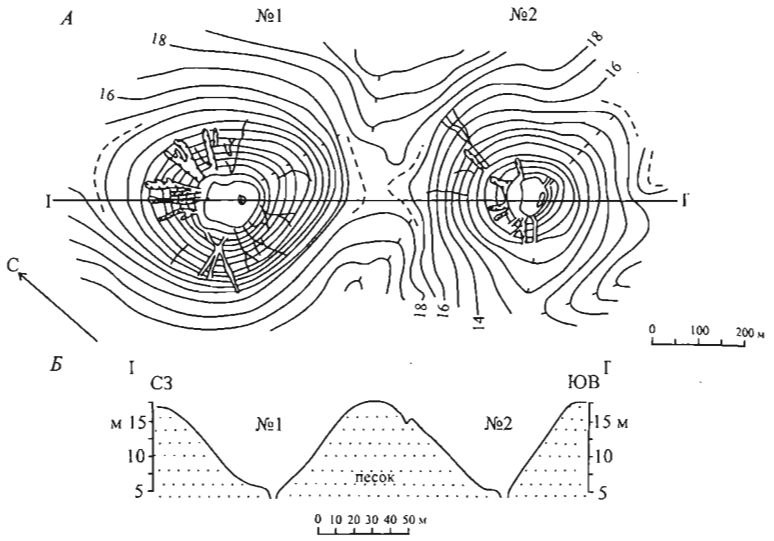


Рис. 11.11. Крупные карстово-суффозионные воронки, развитые на левобережье р. Оки в районе г. Дзержинска (Нижегородская обл.) с эрозионными рытвинами (по Е. Ф. Саваренскому):

А — план; *Б* — разрез



Рис. 11.12. Свежий карстовый провал в районе г. Дзержинска (фото Т. А. Балашовой)

Их глубина достигает нескольких десятков метров, затем они становятся коническими или чашевидными. *Котловины* — крупные глубокие формы, изометричные или овальные, часто террасированные, что свидетельствует о нескольких этапах их углубления, связанных с понижением базиса эрозии — уровня грунтовых вод. На террасированных площадках и плоских днищах развиты более мелкие воронки. Самыми крупными суффозионно-карстовыми формами являются *впадины*, замкнутые или открытые, вытянутые, достигающие нескольких сот метров в длину. В их образовании помимо суффозионно-карстовых процессов могут принимать участие эрозия и дефляция, т. е. они могут быть полигенетическими.

Благоприятными условиями развития карстово-суффозионных форм рельефа являются:

- высокая степень водопроницаемости рыхлых покровных отложений;
- достаточное количество поверхностной воды;
- уровень подземных вод должен быть ниже поверхности карстующихся пород, чтобы обеспечивать нисходящую фильтрацию поверхностной воды из покровных отложений в карстовые полости;
- наличие открытых трещин, понор, полостей в карстующихся породах.

Такие условия существуют на поймах и террасах рек, где карстующиеся породы перекрыты гравийно-песчаным аллювием различной мощности (Ока, Волга и др.), на поверхностях долинных и равнинных зандров, сложенных водно-ледниковыми, обычно песчано-гравийными, песчано-галечными отложениями. Часто аллювиальные и водно-ледниковые отложения перевеяны ветром, поэтому хорошо отсортированы.

Фильтрация поверхностной воды через покровную толщу зависит не только от свойств отложений (пористости, трещиноватости, т. е. проницаемости), но и от рельефа поверхности. Повышенная фильтрация происходит в различных понижениях рельефа, где вода может скапливаться и уходить вниз. Такими понижениями являются старицы и протоки на поверхностях террас и пойм (рис. 11.13 I), бессточные западины, развитые между эоловыми формами — дюнами, грядами; поглощение воды отмечается на слабо наклонных

плоскодонных днищах ложбин, лощин и балок и других суходолов, а также в их устьях, открывающихся на поверхности террас (рис. 11.13 II, III).

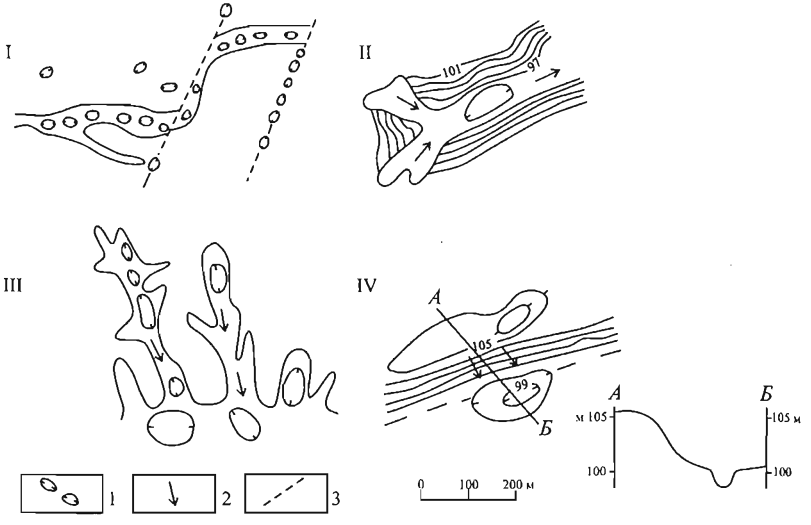


Рис. 11.13. Приуроченность просадочных форм к различным формам рельефа:

I — протоки на пойме или террасах; II — овраги; III — эрозионные ложбины; IV — основания склонов; 1 — блюдца и воронки; 2 — направление стока поверхностных вод; 3 — линеаменты; *А–Б* — профиль склона и воронки

Благоприятные условия для фильтрации поверхностной воды существуют у основания склонов террас, где вода, стекая со склонов, теряет скорость у их подножия (рис. 11.13 IV) и просачивается в грунт. Карстово-суффозионные формы образуются вокруг озер, среди болот, т. е. там, где имеется постоянный источник увлажнения.

11.7. ВЛИЯНИЕ АНТРОПОГЕННОГО ФАКТОРА НА РАЗВИТИЕ КАРСТОВО-СУФФОЗИОННЫХ ФОРМ

Множество просадочных форм образуется в результате деятельности человека. Откачка воды из водозаборов для водоснабжения ведет к снижению уровня подземных вод, усилению вертикальной

циркуляции и, как следствие этого, активизации суффозионно-карстовых процессов и образованию провалов. Поверхностный и подземный стоки увеличиваются за счет утечки воды из коммуникаций, промышленных стоков с заводов, часто химически агрессивных. Это ведет к оседанию поверхности на городских улицах, шоссе (рис. 11.14).



Рис. 11.14. Суффозионный провал асфальта на одной из улиц г. Дзержинска (Нижегородская обл.)

Создание искусственных водоемов, в том числе отстойников, также способствует образованию вокруг них просадок. Даже кюветы вдоль насыпей железных или автодорог служат местами скопления воды, ее фильтрации вниз и образования просадок. Сотрясение поверхности во время прохождения поездов может вызвать перемещение песчаных толщ в карстовые воронки. Поэтому на некоторых участках в Самарской, Нижегородской и других областях скорость движения поездов ограничена.

11.8. ПСЕВДОКАРСТОВЫЕ ФОРМЫ

Под названием *псевдокарстовых* (от греч. pseudos — ложь) объединяется ряд поверхностных форм, внешне напоминающих карстовые и суффозионно-карстовые, но сформированные в нерастворимых породах и без участия карстового процесса. Чисто суффозионные

формы образуются в местах, где под песчаной толщей залегают глинистые породы, служащие водоупором для грунтовых вод. Такие условия характерны для речных террас, зандровых равнин, сложенных с поверхности песчаными отложениями. Нижние слои песка, пропитываясь водой, превращаются в плывунную массу, которая выносится грунтовыми водами в долины рек. На поверхности, в склоновой части долины, приближенной к руслу, образуются оседания в виде блюдец или воронок.

В результате суффозии и эрозии временными потоками в суглинистых породах, слагающих в аридных и семиаридных районах возвышенности, часто расчлененные до степени бедленда, образуются поноры и колодцы, иногда значительной глубины. Эти формы относятся к *глинистому карсту.* Они расположены цепочками вдоль русел (рис. 11.15).

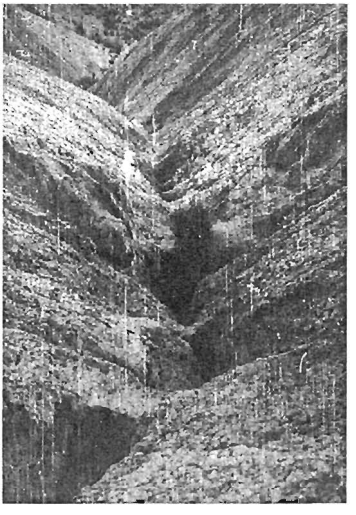


Рис. 11.15. «Глинистый» карст

Сами русла обычно сухие, имеют крутые уклоны, но под ними идет подземный сток, который приводит к развитию поверхностных форм.

Лессы и лессовидные суглинки, характеризующиеся макропористостью и хорошей проницаемостью, весной и во время до-

ждей легко намокают. Это ведет к их уплотнению и уменьшению объема, вследствие чего образуются просадочные формы в виде блюдец или воронок. Их форма округлая или овальная, а глубина составляет 0,5–3 м.

В областях развития постоянной мерзлоты в процессе ее протаивания образуются воронки, называемые термокарстовыми, по форме сходные с карстовыми (см. гл. 9).

ГЛАВА 12

ЗОНАЛЬНОЕ РАЗВИТИЕ ЭКЗОГЕННОГО РЕЛЬЕФА

Рассмотренные выше различные типы экзогенного рельефа развиты на поверхности Земли неравномерно. Большая их часть в своем развитии подчиняется климатической зональности.

12.1. КЛИМАТИЧЕСКАЯ ПОЯСНОСТЬ И ЗОНАЛЬНОСТЬ

Климат предопределяет развитие климатических поясов и входящих в них ландшафтно-климатических зон как по латерали на поверхности Земли (горизонтальная зональность), так и по вертикали на склонах гор (вертикальная, или ороклиматическая, зональность). Выделяются следующие субширотные климатические пояса: экваториальный и симметрично расположенные относительно него субэкваториальные, тропические, субтропические, умеренные, субарктический (в южном полушарии субантарктический) и арктический (антарктический). Входящие в пояса ландшафтно-климатические зоны разделяются по степени влажности (или сухости). В арктический (антарктический) и субарктический (субантарктический) пояса входят лишь по одной зоне — соответственно полярная, или ледниковая, и субполярная, или тундровая. Другие пояса включают влажные (гумидные) и сухие (аридные) зоны.

Климатические условия каждой зоны зависят от температуры и влажности, причем сочетание этих параметров может быть различным (тепло–сухо, тепло–влажно, холодно–сухо, холодно–влажно). Эти сочетания, зависящие от многих причин (близости океана,

ориентировки хребтов по отношению к странам света, направления ветров, несущих влагу, и др.), определяют соответствующий комплекс экзогенных рельефообразующих процессов, присущий каждой ландшафтной зоне. От климатических условий зависят тип и формы выветривания (физическое, химическое, биологическое), форма денудации (эрозия, ледниковая экзарация и др.), способ транспортировки продуктов выветривания (постоянными или временными потоками, солифлюкционным течением и др.), особенности аккумулятивных процессов.

Развитие климатических зон на склонах хребтов обусловлено тем, что по мере повышения рельефа на каждый километр средняя годовая температура понижается на 5–6°. Однако количество зон на склонах хребтов зависит не столько от высоты гор, сколько от положения гор на поверхности Земли, близости их к экватору или полюсам, т. е. от того, в каком поясе и в какой зоне находится их подножие. Так, на склонах гор Аляски, превышающих по высоте 6000 м, выделяются лишь две зоны — тундра внизу и ледниковая наверху. В это же время на склонах Тянь-Шаня и Памира, сходных с ними по высоте, выделяются все зоны — от полупустынь в нижних частях, степных, лесных в средних частях до высокогорной тундры и ледниковой зоны в верхних частях гор. Развитие одной и той же зоны на разных склонах одного хребта также не одинаково и зависит уже от местных климатических и тектонических условий. Так, ледниковая зона может быть развита на склонах северной экспозиции и отсутствовать на южных склонах, и наоборот.

Границы между ландшафтными зонами на склонах гор обычно резкие, что объясняется быстрым падением температуры с увеличением высоты. По горизонтали же при движении от полюсов к экватору изменения происходят постепенно, так что всегда есть переходные зоны: лесотундра, лесостепь, полупустыня.

В разных климатических зонах и на разной высоте действуют зональные экзогенные процессы, т. е. предопределенные климатическими условиями. Зональными являются, прежде всего, деятельность льда, мерзлотные процессы и созданные ими формы рельефа. Однако развитие азональных процессов и форм рельефа — выветривания, флювиальных, эоловых, карстовых и др. — по-разному проявляется в разных зонах. То есть и на них климат накладывает свой отпечаток.

12.2. ЛАНДШАФТНО-КЛИМАТИЧЕСКИЕ ЗОНЫ И ЗОНАЛЬНЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА

В современной полярной, или ледниковой, зоне с нивальным климатом, охватывающей Арктику и Антарктику, основные формы рельефа созданы льдом. Это крупные ледниковые щиты и купола покровного оледенения (Антарктида и Гренландия), с выводными ледниками, спускающимися в море. Выходы коренных пород разрушаются под действием физического (преимущественно морозного) выветривания. Кроме того, они сглажены и несут следы обработки льдом (штриховку), напоминая «бараньи лбы». С ледниками связаны гряды и холмы морен разного типа — срединные, боковые, поверхностные, конечные. При таянии льда образуются водно-ледниковые формы: долинные и равнинные зандры, озы, камы. В горах в этой зоне ледниковые формы представлены цирками и карами, в которых лежат ледники (каровые). При дальнейшем развитии оледенения образуются долинные, дендритовые, т. е. древовидные ледники, а затем оледенение может стать покровным. Выпаханные льдом плоскодонные долины — троги — заполнены моренами (боковыми, срединными, конечными).

В субполярной зоне — тундре — субарктический климат способствует развитию и существованию постоянной мерзлоты (мощность ее, как указывалось выше, может достигать километра и более), которой обусловлены все экзогенные формы рельефа. Физическое и морозное выветривание здесь происходит с участием льда, расклинивающего трещины в породах и разрушающего их. Здесь широко развиты микроформы рельефа: морозобойные трещины, полигональные грунты, кольца, полосы, а также более крупные формы — блочный рельеф, бугры пучения (гидролакколиты, булгунняхи). В долинах рек развиты наледи. В южной части тундры, где происходит деградация или таяние мерзлоты, широко развит термокарстовый рельеф в виде воронок, заполненных водой, озер, обширных плоских котловин — алласов; большие пространства заняты болотами. В горной тундре на пологих склонах под действием солифлюкции образуются натечные формы в виде террасок, потоков и струй — деллей. Склоны средней крутизны покрыты солифлюкционно-гравитационными плащами. В среднегорной тундре на склонах часто развиты нагорные террасы, у подножий склонов — каменные

потоки или курумы. Если зона тундры сменяет ледниковую, она называется приледниковой, или перигляциальной.

В зонах умеренного, а также субтропического, тропического, субэкваториального и экваториального климата, влажных или гумидных, которым соответствуют лесные зоны (тайга, смешанные леса, джунгли и др.), основные формы рельефа образованы эрозией и аккумуляцией постоянных водных потоков — рек. Главными формами являются речные долины с поймами и террасами. В засушливых или аридных зонах, которым соответствуют пустыни, рельеф формируется или под действием ветра в песчаных пустынях, или под действием временных потоков в глинистых пустынях. Для первых характерны барханы, гряды, дефляционные формы выдувания (котловины, борозды — ярданги и мелкие ячеи и соты), а для вторых — сухие русла рек и временных потоков (вади в Африке, крики в Австралии и др.), солончаки, такыры, суффозионные воронки. В равнинных и горных каменистых пустынях рельеф формируется главным образом под действием временных потоков и ветра. Характерны сухие русла, останцовые возвышенности, причудливые дефляционные формы.

В переходных от влажных к сухим семигумидных и семиаридных зонах, которым соответствуют лесостепные, степные, полупустынные зоны, формы рельефа созданы преимущественно временными потоками. Это овраги и балки; в горах им соответствуют сухие, часто круто наклонные и глубокие долины — саи.

Поскольку климат постоянно изменяется, происходит смещение границ ландшафтных зон то к северу в эпохи потеплений, то к югу в эпохи похолоданий. В результате этого в современном рельефе сохраняются реликтовые формы, существовавшие в прошлом, но не характерные для той или иной современной зоны. Так, в лесной и лесостепной зонах Восточно-Европейской платформы сохранились древние ледниковые формы (моренные, зандровые равнины и др.) — показатели существовавшей здесь полярной или ледниковой зоны, а южнее, в степной зоне, встречаются древние, иногда погребенные формы, характерные для тундры. В пустынных зонах сохранились эрозионные формы — показатели более влажного климата, в настоящее время сухие.

Таким образом, современный экзогенный рельеф образован сочетанием форм, возникших в разных климатических условиях и в разное время.

ЧАСТЬ IV

ВОЗРАСТ И ЭВОЛЮЦИЯ РЕЛЬЕФА

ГЛАВА 13

ЦИКЛИЧНОСТЬ В РАЗВИТИИ РЕЛЬЕФА И ПОВЕРХНОСТИ ВЫРАВНИВАНИЯ

Цикличность (от греч. kýklos круг, кругооборот) — развитие какого-либо явления, при котором происходит закономерное чередование стадий: начальной (зарождения), максимального развития и затем спада и возврата в состояние, близкое к первоначальному.

Ритмичность — закономерное повторение какого-либо явления, состояния, стадий процесса и др. Ритм может включать два или несколько членов, например: поднятие–прогибание или врезание–аккумуляция–равновесие и т. д.

Периодичность — время или интервал повторяемости каких-либо состояний (циклов, ритмов, стадий и др.). «Периодичность и повторяемость явлений в пространстве и времени есть основное свойство мира», — писал известный русский ученый А. Л. Чижевский, установивший зависимость между циклами активности Солнца и многими явлениями в биосфере.

13.1. ЦИКЛИЧНОСТЬ В РАЗВИТИИ РЕЛЬЕФА

Многие формы экзогенного рельефа в большинстве своем проявляют цикличность и ритмичность развития, обусловленные прежде всего климатическими изменениями. Например, формирование речных долин в течение четвертичного периода представляет собой

ряд повторяющихся эрозионно-аккумулятивных циклов, описанных ранее в главе 6. В развитии ледникового рельефа выделяются циклы, обусловленные периодическими похолоданиями климата (см. гл. 5). Последние проявлены не только в разновозрастных комплексах ледниковых и водно-ледниковых форм рельефа, развитых в горах и на равнинах, но и в ритмичном строении почвенно-лессовых покровов террас и водоразделов, где лессы (отложения холодных эпох) чередуются с почвами (образованиями теплых эпох). Цикличность ледниковых событий в четвертичное время влияла на изменения уровня океанов и морей, что проявлено в формировании морских береговых линий (см. гл. 7).

В проявлении тектонических движений также установлены цикличность и ритмичность разных рангов, которые отражены в формировании не только структуры, но и рельефа.

В ходе геологической истории земная поверхность непрерывно изменяла свой облик. На месте аккумулятивных или денудационных равнин зарождались и росли горы, затем они разрушались, исчезали, сменяясь выровненными равнинными пространствами. На месте последних вновь возникали возвышенности и горы. Это означает, что эпохи активных тектонических движений, приводивших к горообразованию, сменялись эпохами относительного покоя, когда под действием экзогенных процессов горы полностью разрушались, земная поверхность выравнивалась, снижалась и могла вновь стать ареной морского осадконакопления. Такая смена процессов рельефообразования отражает крупные и длительные периоды (периодичность) геологического и тектонического развития Земли — *тектоно-магматические циклы*, в течение которых коренным образом изменялись геологические, тектонические условия и условия формирования рельефа. Таким образом, цикличность тектонических процессов и событий определяет и *цикличность* процессов рельефообразования. Это свидетельствует о том, что формирование геологической структуры и рельефа взаимосвязано, и цикличность присуща как эндогенным, так и экзогенным процессам.

Крупномасштабная цикличность и стадийность развития рельефа была наглядно показана В. Дэвисом, еще в начале XX века образно сравнившим цикл развития рельефа с жизнью человека. В течение одного цикла он выделил такие стадии: *детство*

и *юность*, когда рельеф зарождается и начинает формироваться, *молодость* — рельеф интенсивно формируется (горы, возвышенности растут и расчленяются), *зрелость* — рельеф достиг высшей степени своего развития (высоты, глубины расчленения), *старость* и *дряхлость* — горы разрушены, на их месте образовалась выровненная поверхность. Такая смена стадий в развитии рельефа в процессе поднятия территории, расчленения или разрушения и сноса материала образует *геоморфологический* (по В. Дэвису — географический) *цикл*. Хотя эта модель является идеальной, но она помогает понять развитие реального рельефа. Это процесс последовательного перехода от юных слабо расчлененных форм рельефа к зрелым, а затем к старым разрушенным и дряхлым выровненным, гипсометрически более низким формам. Повторная активизация поднятий земной коры дает начало новому геоморфологическому циклу. Крупные циклы распадаются на циклы меньшего ранга. В истории формирования и развития рельефа Земли происходила неоднократная смена циклов разной продолжительности и ранга, и цикличность является общим планетарным свойством развития земной поверхности и процессов, происходящих на ней и внутри.

Геоморфологический цикл — развитие рельефа, состоящее из сменяющих друг друга стадий и завершающееся образованием рельефа, подобного исходному или начальному, но на иной геолого-структурной основе и в иных климатических условиях. Начальными и конечными завершающими формами рельефа каждого цикла являются поверхности выравнивания. Почему иная геолого-структурная основа? Каждый новый цикл — это не простое повторение одних и тех же процессов и форм рельефа. С течением времени от цикла к циклу изменяются интенсивность тектонических движений, время их проявления, состав и условия залегания пород, слагающих приповерхностную часть земной коры, а также климатические условия (следовательно, и характер экзогенных процессов). Таким образом, рельефообразование в каждый новый цикл протекает в новых климатических и литолого-структурных условиях. И создаваемые в процессе нового цикла во время разных его стадий формы рельефа, в том числе и завершающая цикл поверхность выравнивания, не повторяют полностью формы предшествующих циклов, а отличаются морфологией, гипсометрическим положением, строением субстрата и другими особенностями.

Поскольку каждый цикл заканчивается формированием поверхности выравнивания, то о количестве циклов можно судить по количеству сохранившихся в современном рельефе поверхностей выравнивания.

13.2. ПОВЕРХНОСТИ ВЫРАВНИВАНИЯ

13.2.1. Общая характеристика поверхностей выравнивания. Проблема образования выровненного рельефа на месте расчлененного — одна из важнейших проблем геоморфологии (Д. А. Тимофеев). В ней выделяются следующие вопросы:

1) определение, или что считать поверхностями выравнивания;
2) механизм выравнивания;
3) морфология поверхностей выравнивания и их положение в современном рельефе;
4) типы поверхностей и их возраст;
5) значение поверхностей выравнивания для геоморфологии и геологии.

Существуют различные точки зрения на сущность поверхностей выравнивания. Одни исследователи относят к ним только денудационные поверхности, выработанные различными процессами денудации на породах разного возраста. Другие к поверхностям выравнивания относят не только денудационные, но и аккумулятивные поверхности разного генезиса: аллювиальные, морские, пролювиальные и др. В связи с этим появилось понятие *полигенетической* поверхности выравнивания, введенное Ю. А. Мещеряковым. Она объединяет денудационную и генетически сопрягающуюся с ней аккумулятивную поверхность, формирующиеся к единому базису денудации (рис. 13.1).

Однако если денудационные поверхности формируются в этапы отсутствия или замедления восходящих тектонических движений, то аккумулятивные поверхности могут формироваться и в этапы восходящих движений. Например, горы растут, поднимаются, а у их подножия образуются пролювиальные, аллювиально-пролювиальные или морские равнины, сложенные сносимым с поднятий обломочным материалом. Во избежание путаницы большинство исследователей поверхностями выравнивания считают только *денудационные*.

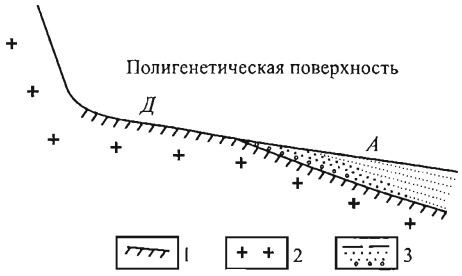


Рис. 13.1. Схема строения полигенетической поверхности выравнивания, состоящей из денудационной (*Д*) и аккумулятивной (*А*) частей:

1 — поверхность выравнивания; 2 — коренные породы; 3 — отложения во впадине

Определение. *Поверхности выравнивания* — это равнинные или почти равнинные преимущественно денудационные поверхности разного ранга и возраста в горах и на платформах, формирующиеся на месте расчлененного рельефа в условиях преобладания экзогенных процессов над эндогенными деформациями земной коры. Для их формирования требуется относительное спокойствие тектонической жизни (отсутствие восходящих движений или малые их скорости).

Механизм выравнивания рельефа. *Выравнивание рельефа*, или *планация* (от лат. plano — выравнивание), представляет собой процесс постепенного уничтожения неровностей рельефа разного генезиса (эндогенного и экзогенного) вследствие сопряженного действия денудации в областях поднятия и аккумуляции в областях опускания. В результате поднятый расчлененный рельеф сменяется равнинным. Существуют два пути выравнивания рельефа суши: пенепленизация и педипленизация.

Пенепленизация (термин введен В. Дэвисом) — это выравнивание «сверху» — постепенное снижение и выполаживание водоразделов (междуречий) и склонов, происходящее под действием различных экзогенных процессов одновременно с расширением речных долин за счет меандрирования их русел (рис. 13.2 *А*).

Пенепленизация чаще всего происходит в условиях гумидного климата.

Педипленизация (термин введен В. Пенком) — это выравнивание «сбоку», или образование выровненной поверхности в процессе отступания склонов параллельно самим себе от речных долин вглубь

водоразделов без существенного снижения последних (рис. 13.2 *Б*). Разрушение и отступание склонов происходит под действием различных процессов: гравитации (осыпания, обваливания, оползания), плоскостного смыва со склонов дождевыми и талыми водами продуктов выветривания, солифлюкционного течения, т. е. процессов, в значительной мере определямых климатическими условиями и крутизной склонов (структурной обстановкой). Этому также способствует боковой подмыв склонов временными и постоянными водными потоками.

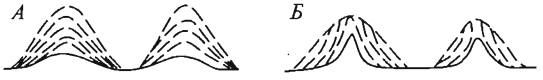


Рис. 13.2. Схема механизмов выравнивания:
А — выравнивание «сверху» (пенепленизация);
Б — выравнивание «сбоку» (педипленизация)

Пенепленизация и педипленизация не исключают друг друга, они могут действовать одновременно или сменяться во времени. Однако, как бы ни происходило выравнивание рельефа — сверху или сбоку — оно всегда идет от речных долин и морских берегов в сторону водоразделов.

Выравнивание рельефа происходит под действием процессов денудации, зависящих от климатических условий. В гумидном тропическом климате преобладают химическое выветривание и тропическая солифлюкция, в умеренно гумидных условиях большую роль играют флювиальные процессы, в аридных областях интенсивное физическое выветривание сочетается с водной и эоловой денудацией, а в холодных полярных и субполярных областях с развитием постоянной мерзлоты большое значение приобретают ледниковые и криогенные процессы.

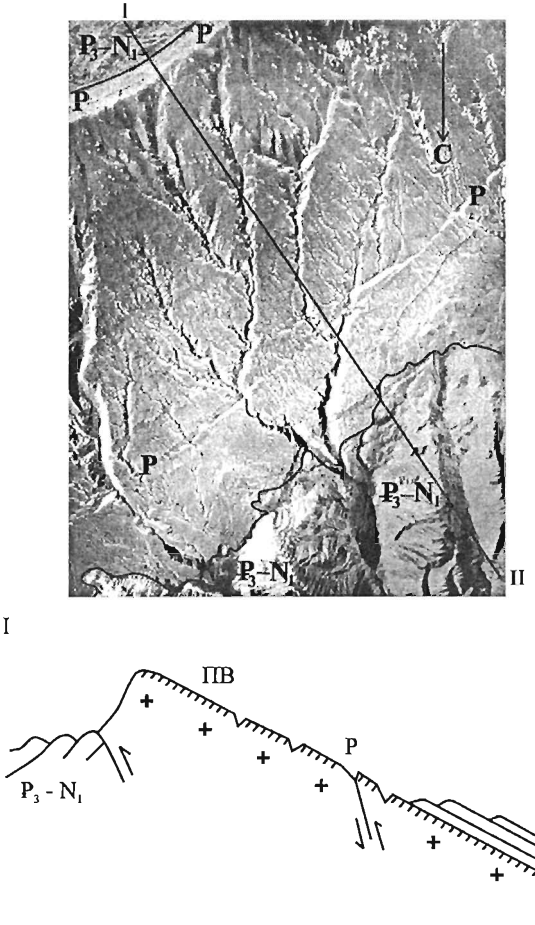
Скорость разрушения рельефа и время формирования поверхностей выравнивания оценивается различно. Максимальная скорость денудации характерна для влажных (гумидных) холодных (полярных) областей, причем в горах она в 2–5 раз превышает денудацию на равнинах (Д. Корбель, Д. А. Тимофеев). Поэтому снижение гор с широким развитием современного оледенения происходит во много раз интенсивнее, чем снижение гор без оледенения. Для примера: скорость денудации Гималаев оценивается в 0,71 мм/год,

Кавказа — в 0,35 мм/год, а Карпат — в 0,11 мм/год (Л. Р. Мамина). Минимальная денудация отмечается в сухих жарких равнинных областях. Считается, что для полной денудации высочайшей горной системы необходимо от 60 до 160–180 млн лет (Н. И. Николаев).

Морфология поверхностей выравнивания различна. Это слабо холмистые (мелкосопочные), реже совершенно плоские денудационные равнины. Степень выровненности рельефа, помимо продолжительности тектонического покоя, зависит от вещественного состава и крепости пород, на которых формируется поверхность выравнивания, и климатических условий, определяющих тип, интенсивность процессов выветривания и агенты разрушения — денудации (вода, лед, ветер и др.). Как правило, полное, или абсолютное, выравнивание рельефа происходит редко. Практически всегда сохраняются остаточные или останцовые возвышенности, превышения которых над формирующейся (ее называют базальной, или базисной) поверхностью составляют от первых метров или десятков метров в платформенных областях до 300–500 м, а иногда и больше в горных. Поверхности могут быть горизонтальными или иметь наклон 2–5° и более, особенно в горах. В процессе последующих тектонических движений поверхности деформируются: поднимаются, образуют пологие изгибы, нарушаются разрывами, опускаются и перекрываются различными отложениями.

13.2.2. Типы поверхностей выравнивания. Поверхности выравнивания различны по рангу и значению в истории геологического и геоморфологического развития поверхности Земли. Трудами многих ученых (Ч. Даттон, В. Дэвис, В. Пенк, Л. Кинг, В. Мак-Ги, В. А. Варсанофьева, Б. Л. Личков, И. П. Герасимов, Ю. А. Мещеряков, Д. А. Тимофеев, А. И. Спиридонов, Д. В. Борисевич, Н. П. Костенко, Н. В. Думитрашко, З. А. Сваричевская, Ю. П. Селиверстов, А. Д. Наумов, С. К. Горелов, А. П. Дедков, Г. Ф. Уфимцев, Г. И. Худяков и др.) установлены и охарактеризованы основные типы поверхностей выравнивания: *пенеплены, педименты, педиплены и другие, преимущественно эрозионно-денудационные поверхности.*

Пенеплен (от лат. paene — почти и англ. plain — равнина) — поверхность выравнивания первого ранга, впервые определенная В. Дэвисом. Это денудационная, слегка всхолмленная, а иногда плоская равнина (рис. 13.3), возникшая на месте расчлененного,


I
P
P
C
P
P
P
P
P
II
I
II
ПВ
P
P
P
P
P

Механизм денудационного выравнивания, как было сказано выше, заключается в постепенном снижении водоразделов и выполаживании склонов, происходящих одновременно с расширением речных долин. Пенеплены вырабатываются к гипсометрическому уровню, близкому к уровню океана. Они образуются на обширных пространствах на этапах замедления восходящих движений и их прекращения. Эти этапы имеют продолжительность в десятки и сотни миллионов лет. За это время разрушаются и исчезают высочайшие горы, срезается мощная толща пород, т. е. происходит глубокий денудационный срез земной коры. Отличительным свойством пенепленов является развитие на них коры выветривания, чаще всего латеритного типа, имеющей местами значительную (сотни метров) мощность. Это свидетельствует о том, что климат во время формирования коры выветривания был длительное время теплым и влажным.

Возраст пенепленов устанавливается методом «возрастных рубежей». Он соответствует периоду времени после образования самых молодых срезаемых им пород и до образования самых древних, его перекрывающих. Например, если пенеплен выработан на складчатых палеозойских породах, включая каменноугольные, а перекрывается верхнемеловыми породами, то его возраст послекаменноугольный, но допозднемеловой, следовательно, пермско-раннемеловой (рис. 13.4).

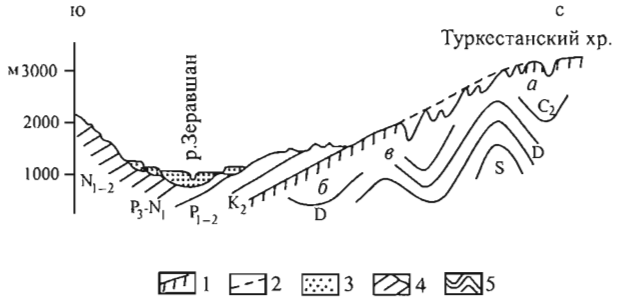


Рис. 13.4. Мезозойский пенеплен в Южном Тянь-Шане — поднятый в вершинной части хребтов (*а*), погребенный во впадине (*б*) и откопанный на склонах (*в*):

1 — поверхность пенеплена; 2 — положение пенеплена до его разрушения; 3 — четвертичный аллювий; 4–5 — коренные породы (4 — мезо-кайнозойские, 5 — палеозойские)

Возраст пенепленов определяется еще и возрастом развитой на них коры выветривания.

В геологической истории Земли выравнивание рельефа и формирование пенепленов происходило периодически в разных регионах. Практически после каждой эпохи тектоно-магматической активизации (или фазы складчатости) — протерозойской, каледонской, герцинской, киммерийской — и орогенеза, приводивших на какой-либо территории к образованию гор или возвышенного рельефа, наступал период его разрушения, выравнивания территории и формирования пенеплена. Так образовался первый *протерозойский* пенеплен (протопенеплен) на Восточно-Европейской платформе, срезающий дислоцированные архейско-нижнепротерозойские породы фундамента и в настоящее время погребенный под чехлом верхнепротерозойских и палеозойско-мезозойских отложений. Местами, на Балтийском и Украинском щитах, а также на Воронежской антеклизе и некоторых других поднятиях, этот пенеплен был поднят тектоническими движениями на поверхность, частично откопан из-под покрова палеозойских отложений и продолжал формироваться в течение мезозоя, вплоть до позднего олигоцена. В Казахстане, на Урале, Тянь-Шане, Алтае образовался *эпигерцинский*, или мезозойский (точнее мезозойско-раннекайнозойский), пенеплен, формировавшийся после герцинской складчатости с конца позднего палеозоя и до позднего олигоцена (местами до мела или до палеогена). На северо-востоке Азии — это *эпикиммерийский* мел-палеогеновый пенеплен. Пенеплены мезозойского возраста (охватывающего или весь мезозой, или его отдельные периоды) сохранились в современном рельефе на всех других континентах Земли. В горных областях их формирование прервалось начавшимися в конце палеогена в новейший этап тектоническими движениями, приведшими к образованию гор или орогенов. Поэтому в горах мезозойские пенеплены называют *предорогенными*, предшествующими орогенезу, или горообразованию.

В результате новейших тектонических движений мезозойские пенеплены были деформированы, подняты на различную высоту в хребтах и в различной степени разрушены. Поэтому в современном рельефе существуют только их фрагменты. Они сохранились на склонах возвышенностей и хребтов, реже в водораздельных частях, т. к. здесь они больше всего разрушены. Часто только одновысотные вершины (нем. Gipfelflur, т. е. вершинный уровень) свидетельству-

ют о том, что здесь когда-то была поверхность выравнивания (см. рис. 13.4 *а*). Во впадинах пенеплены опущены и погребены под более молодыми континентальными или морскими отложениями (см. рис. 13.4 *б*). В периферических частях впадин, вовлеченных в поднятие, нередко можно видеть поверхности, только появляющиеся в современном рельефе. Перекрывающие их отложения размываются, и поверхности «откапываются» (см. рис. 13.4 *в*, рис. 13.3).

В пределах одной области может быть несколько пенепленов, свидетельствующих о неоднократных циклах формирования рельефа. Так, в Северном Тянь-Шане помимо эпигерцинского пенеплена имеются фрагменты эпикаледонского пенеплена, перекрытого верхнедевонскими отложениями и фиксируемого только несогласием между породами в разрезах. Однако в современном рельефе сохранился, как было сказано выше, лишь эпигерцинский, или мезозойский пенеплен.

Пенеплены имеют большое значение для тектоники. Они являются показателями смены активного тектонического режима спокойным платформенным развитием территории. Современное различное гипсометрическое положение фрагментов пенепленов является показателем амплитуды новейших тектонических движений и хорошим репером, характеризующим форму новейших тектонических структур. На Тянь-Шане фрагменты предорогенного пенеплена в хребтах находятся на высоте более 4–5 км, а во впадинах — под новейшими отложениями на глубине более 3–6 км. На основании этого вертикальная амплитуда новейших тектонических движений здесь превышает 8–10 км.

Важное значение пенеплены имеют в связи с поисками полезных ископаемых. С корой выветривания латеритного типа, развитой на некоторых пенепленах и часто достигающей мощности в сотни метров, связаны месторождения бокситов, каолиновых глин, железных руд.

Таким образом, пенеплены — это поверхности первого ранга завершенного выравнивания. Они формируются на обширных пространствах в течение десятков и сотен миллионов лет в условиях замедления и прекращения тектонических движений на месте возвышенного расчлененного рельефа в этап перехода территории к спокойному платформенному режиму развития. Для них характерен глубокий денудационный срез и развитие коры выветривания.

Педимент (от лат. pedamentum — подножие) — это полого наклонная денудационная поверхность выравнивания, которая развита у подножия склона возвышенности, выработана на коренных породах и прикрыта прерывистым маломощным чехлом обломочного материала (Ч. Даттон, В. Мак-Ги, В. Пенк, Л. Кинг, Д. А. Тимофеев и др.). По сравнению с пенепленами педименты занимают меньшую площадь, формируются в более короткие циклы и периоды времени и являются поверхностями выравнивания более низкого ранга. По своему первоначальному положению у основания склонов горных возвышенностей они называются *предгорными* поверхностями выравнивания.

Педименты образуются в процессе разрушения склона и постепенного его отступания параллельно самому себе. Тогда у его подножия постепенно формируется и расширяется денудационная поверхность, выработанная на различных породах (рис. 13.5).

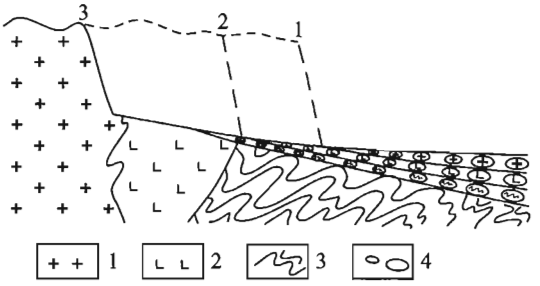


Рис. 13.5. Постепенное формирование педимента у подножия склона (по Г. Ф. Уфимцеву, с изменением):

цифрами наверху обозначены последовательные положения отступающего склона; цифры условных обозначений: 1–3 — коренные породы, на которых вырабатывается педимент; 4 — отложения, сносимые к подножию склона при его разрушении

Перемещение обломочного материала по склону к его основанию осуществляется, как указывалось выше, путем осыпания, обваливания, оползания, плоскостным смывом, солифлюкцией. Дальнейший же перенос обломочного материала от подножия склона по формирующемуся педименту за его пределы осуществляется главным образом деятельностью временных потоков при участии некоторых из указанных выше процессов (солифлюкции, делювиального смыва), а также ветра. В связи с этим педимент можно еще определять как

поверхность транзита (переноса, транспортировки) материала от подножия отступающего склона до ближайшего базиса — реки, моря или другой нижележащей поверхности, впадины, где этот материал постепенно накапливается (см. рис. 13.5). Наиболее выразительно формирование педиментов происходит в аридных и семиаридных областях, где широко развито физическое выветривание и отсутствует растительность. Скорость отступания зависит от многих условий: наличия растительности, крепости пород, слагающих склон, интенсивности склоновых процессов, зависящих, в свою очередь, от климата, крутизны склона и др. Она составляет от долей миллиметра до 3–4 мм/год и больше.

Образование педиментов относится к началу новейшего тектонического этапа, когда на большей части поверхности Земли в связи с активизацией движений прекратилось выравнивание и началось формирование современного рельефа, продолжающееся и в настоящее время. Педименты образуются у подножия склонов как горных, так и платформенных возвышенностей в завершающую стадию эрозионно-денудационного цикла, в процессе которого формируется ступень рельефа. Эта ступень состоит из склона-вреза, образованного на стадии эрозионного расчленения территории в эпохи активизации восходящих тектонических движений, и прилежащей к основанию склона поверхности выравнивания (педимента). Последняя образуется на стадии прекращения врезания в эпоху ослабления или прекращения поднятия. В это время основное значение приобретают процессы боковой эрозии с отступанием склонов и расширением речных долин. Неоднократное проявление эрозионно-денудационных циклов с ритмичным чередованием стадий поднятия–расчленения и выравнивания ведет к формированию серии ступеней на склонах возвышенностей и хребтов. Такая ступенчатость (или этажность, или ярусность) рельефа была названа В. Пенком в 20-х годах прошлого столетия «предгорной лестницей». Ее формирование объясняется неравномерностью тектонических движений, когда усиление поднятий сменяется временным их ослаблением или прекращением. При этом интенсивность процессов денудации и их тип зависят также и от климата.

Рассмотрим процесс формирования ступеней рельефа на склонах одного из хребтов Тянь-Шаня (рис. 13.6).

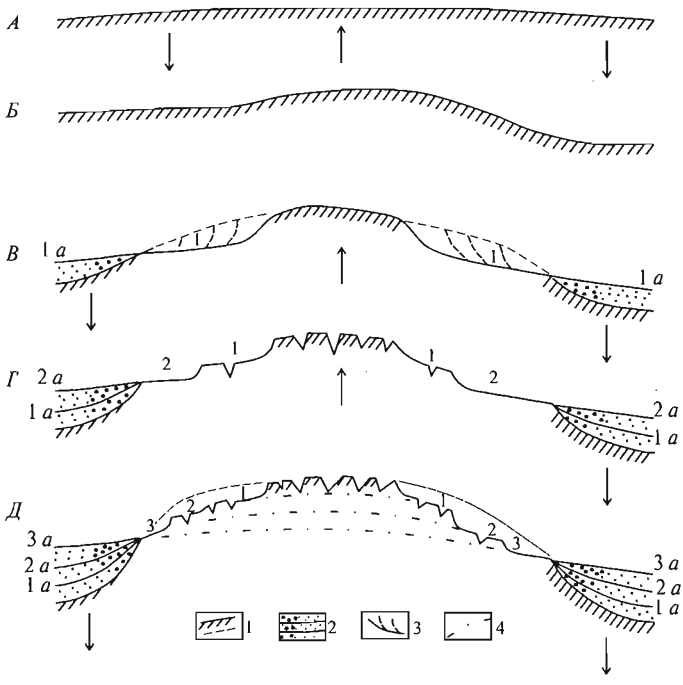


Рис. 13.6. Схема последовательного формирования педиментов в процессе поднятия хребта:

А–Д — последовательные стадии формирования педиментов; 1 — поверхность исходного пенеплена, сохранившаяся и восстановленная; 2 — коррелятивные педиментам комплексы отложений во впадине; 3 — последовательное отступание склона и расширение педимента; 4 — корреляция выделенных педиментов на разных склонах поднятия; на профилях цифры 1, 2, 3 — формирующиеся педименты; цифры 1 *а*, 2 *а*, 3 *а* — соответствующие педиментам аккумулятивные поверхности и коррелятивные отложения

Формирование гор Тянь-Шаня началось после длительного (мезозой — ранний кайнозой) этапа платформенного развития, завершившегося образованием пенеплена (см. рис. 13.6 *А*). В начале позднекайнозойского (новейшего) этапа горообразования в результате дифференцированных горизонтальных и вертикальных движений земной коры предорогенный пенеплен был деформирован. Образовались первые возвышенности и сопряженные с ними впадины (см. рис. 13.6 *Б*). На этой стадии активизации тектонических движений

началось эрозионное расчленение возвышенностей, врезание водных потоков и снос обломочного материала в сопряженную впадину, где формировалась аккумулятивная равнина (см. рис. 13.6 *В* 1 *а*). На последующей стадии ослабления тектонических движений в расчленении поднятых массивов большее значение имела не глубинная, а боковая эрозия водных потоков, расширение речных долин, разрушение и отступание склонов. К поверхности аккумулятивной равнины начинала вырабатываться денудационная поверхность — педимент (см. рис. 13.6 *В* 1), по которому сносимый с отступающего склона обломочный материал транспортировался в сопряженную впадину. Таким образом формировалась *полигенетическая* поверхность выравнивания, состоящая из денудационной части — педимента (1) — и сочленяющейся с ним аккумулятивной равнины (1 *а*). Отложения, слагающие эту равнину, в нижней части являются более грубыми (они отлагались в стадию врезания) по сравнению с верхней частью отложений, т. к. последние отлагались в стадию выравнивания.

Новый цикл развития рельефа начался с активизации тектонических движений и дальнейшего роста возвышенностей с расширением их контуров, сопровождавшихся активизацией глубинной эрозии и сносом материала во впадину. Ранее образовавшийся педимент поднимался, приобретая наклон, и разрушался экзогенными процессами, прежде всего эрозионными. При этом новый комплекс обломочных отложений, вынесенный во впадину, перекрывал предшествующий, так что происходил отрыв прежде сформировавшегося педимента от ранее сопряженной с ним аккумулятивной поверхности (см. рис. 13.6 *Г*). При последующем ослаблении тектонических движений к новому базису — новой аккумулятивной поверхности (2 *а*) — вырабатывался новый педимент (2) и образовывалась новая полигенетическая поверхность выравнивания (2–2 *а*). Такое циклическое развитие рельефа продолжалось и дальше, и на склонах растущих возвышенностей формировались цикловые ступени, состоящие из врезов — склонов и прилежащих к ним педиментов, а во впадинах накапливались коррелятивные комплексы отложений. При этом происходил все больший отрыв ранних эрозионно-денудационных ступеней от коррелятивных им комплексов обломочных отложений, погребенных во впадинах. Так что самой древней и выше всех расположенной ступени (см. рис. 13.6 *Д* 1) в сопряженной впадине соответствовал самый нижний, залегающий в основании

разреза погребенный комплекс отложений (см. рис. 13.6 *Д* 1 *а*). Это явление было образно названо «ножницами» (Г. Ф. Мирчинк, Н. П. Костенко). Отложения, слагающие впадину, обычно отчетливо стратифицированы: выделяются разновозрастные свиты, причем нижние части свит более грубые, а верхние — более тонкие.

Подобным образом цикловые эрозионно-денудационные ступени, или цикловые врезы, образованы и развиты на склонах хребтов всех горных сооружений, а также платформенных возвышенностей. Количество ступеней соответствует количеству эрозионно-денудационных циклов. Соотношение ступеней с комплексами коррелятивных отложений, снесенных во впадины (прогибы), речные долины или море (как, например, на западном и восточном побережьях Кавказа), возраст которых определяется преимущественно биостратиграфическими методами, позволяет определить и возраст соответствующих им ступеней, в том числе педиментов. Превышение одних педиментов над другими, или величина циклового вреза, в горах достигает сотен метров, а на склонах платформенных возвышенностей — первых десятков метров.

Формирование педиментов продолжается и тогда, когда они уже подняты, т. к. склоны, сопрягающиеся с ними, продолжают разрушаться и отступать параллельно самим себе непрерывно. При этом более молодые и гипсометрически более низкие педименты, расширяясь, могут уничтожить более древние и выше расположенные (рис. 13. 7 *А*).

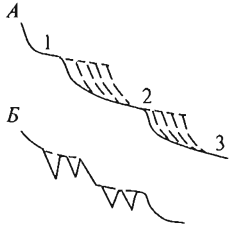


Рис. 13.7. Уничтожение высоких педиментов в процессе расширения нижних (*А*) и расчленение эрозией педиментов, в результате чего остаются одновысотные вершины (*Б*)

Расчлененность древних педиментов интенсивнее, а сохранность, по сравнению с молодыми, хуже, т. к. они более продолжительное время подвергаются разрушительному действию экзогенных процессов. В результате на склонах остаются лишь одновысотные, уплощенные или узкие наклонные гребневидные водоразделы (рис. 13.7 *Б*; 13.8; 13.9), являющиеся реликтами прежних более обширных предгорных поверхностей выравнивания или педиментов.

Такие реликты бывших предгорных поверхностей называют уже не педиментами,

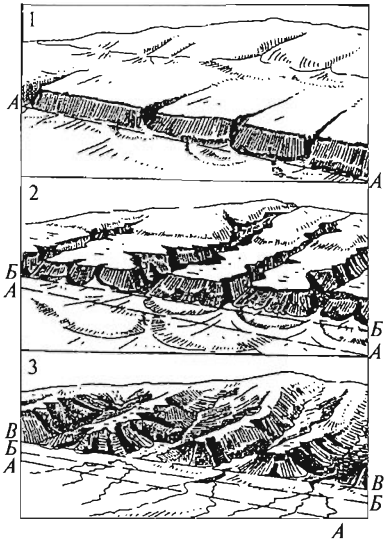


Рис. 13.8. Схема расширения педимента (1–3) за счет параллельного отступания уступа в глубь области поднятия от линии *А–А* до линии *В–В* (по О. К. Чедии и Н. А. Уткиной)

а *эрозионно-денудационными поверхностями*. В горных областях такие поверхности называют также *орогенными поверхностями выравнивания*, поскольку они формируются в процессе образования гор или орогенеза.

Выделение цикловых врезов на склонах платформенных возвышенностей и гор имеет большое значение для изучения новейшей тектоники и геоморфологии. Превышение одной поверхности над другой представляет собой по существу глубину врезания, разделяющего формирование поверхностей. Глубина этого вреза в общем случае прямо пропорциональна амплитуде тектонического поднятия в соответствующую стадию цикла. Зная возраст орогенных поверхностей выравнивания — педиментов, — можно условно определить среднюю скорость поднятия за время того или иного цикла.

Количество цикловых врезов, или эрозионно-денудационных ступеней, неодинаково на склонах разных хребтов и возвышенностей, что свидетельствует о разном возрасте последних и времени

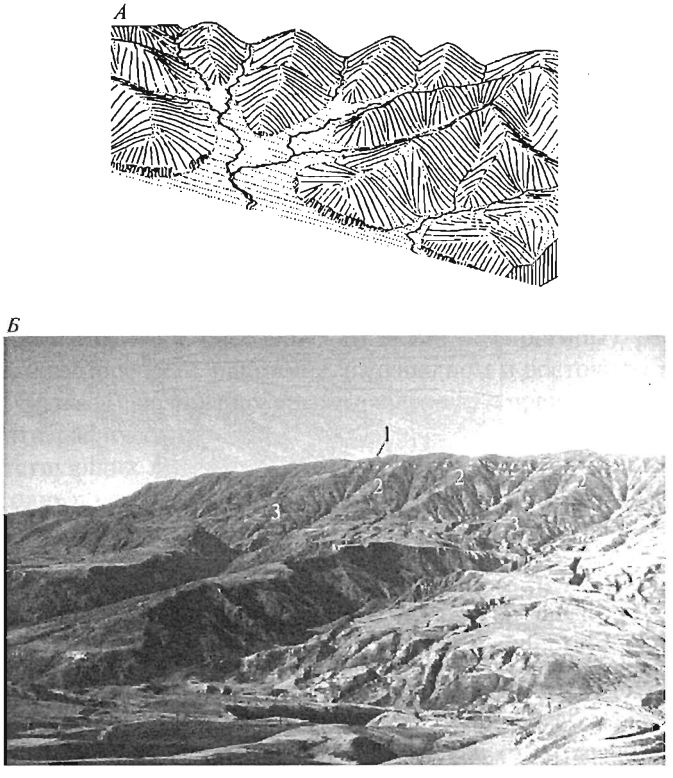


Рис. 13.9. Эрозионно-денудационные гребневидные водоразделы — фрагменты бывших педиментов (1, 2, 3)
(*А* — из В. Дэвиса; *Б* — фото В. И. Макарова)

их становления как форм рельефа. Если хребет или возвышенность развиваются с начала новейшего тектонического этапа, т. е. с олигоцена, то на их склонах развито максимальное количество эрозионно-денудационных поверхностей — фрагментов бывших педиментов — от миоценовых до четвертичных включительно.

Поверхности одного и того же возраста в разных хребтах и возвышенностях могут находиться на разной высоте, что объясняется разными скоростями и амплитудами поднятий. По этой же причине они могут занимать различное гипсометрическое положение и иметь

разный наклон на склонах одного и того же хребта или возвышенности (рис. 13.10).

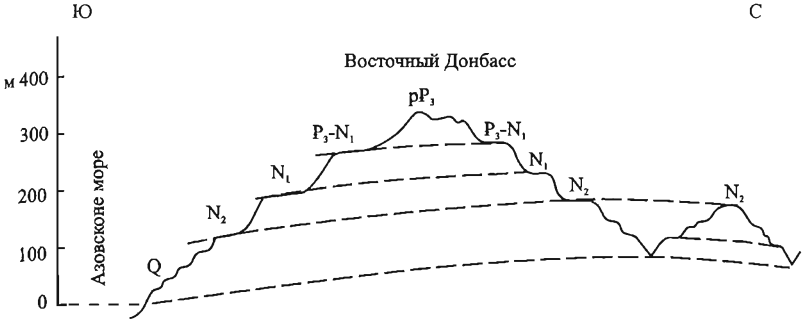


Рис. 13.10. Геоморфологический профиль Восточного Донбасса с асимметричным развитием поверхностей выравнивания на его склонах. Индексами обозначен возраст поверхностей

Карты рельефа поверхностей выравнивания, выраженного линиями равного высотного их положения (изогипсами или изобазами), представляют тектоническую структуру поднятий, сформированную за время, прошедшее после формирования той или иной поверхности. Таким образом, пенеплены, педименты и другие эрозионно-денудационные поверхности выравнивания являются своеобразными реперными поверхностями, аналогичными определенным стратиграфическим уровням в разрезах осадочных пород. Они дают важную информацию о характере проявления новейших тектонических движений во времени, об их скорости и амплитуде, о поэтапном развитии тектонических структур и рельефа.

Педименты, особенно четвертичные, формируются не только у подножия склонов хребтов и возвышенностей, но и в долинах горных и равнинных рек, где они развиваются к поверхностям террас и потому называются *долинными*. Притеррасовый склон разрушается и постепенно отступает параллельно самому себе, вырабатывая денудационную поверхность, которая наращивает ранее сформированную аккумулятивную поверхность террасы в сторону склона (рис. 13.11).

В зависимости от возраста террасы, на которую опирается склон, определяется и возраст сочленяющегося с ней педимента. Он может

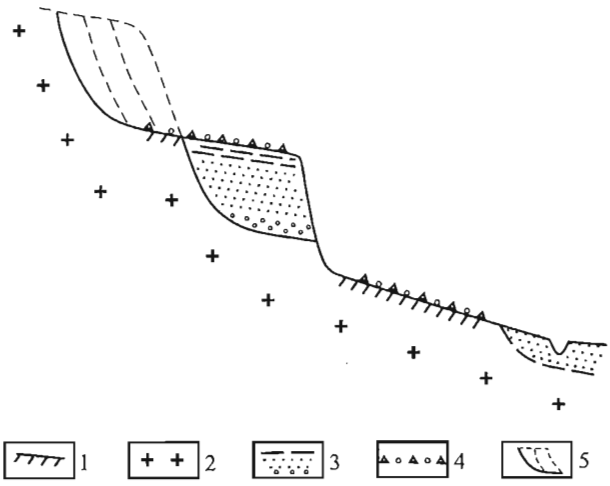


Рис. 13.11. Формирование долинного педимента, сопряженного с террасой в процессе отступания склона параллельно самому себе:
1 — педимент; 2 — коренные породы; 3 — аллювий террас и поймы; 4 — обломочный материал, перемещаемый по педименту; 5 — стадии отступания склона

быть эоплейстоценовым, ранне-, средне- и позднеплейстоценовым и даже голоценовым, вырабатывающимся к поверхности современной поймы. Долинные педименты имеют наклон от 3–4° до 7–8° (в горах иногда круче) и ширину до нескольких десятков метров, как в Забайкалье (Г. Ф. Уфимцев), и тонкий покров обломочного материала. Долинные педименты сопрягаются с педиментами, развитыми на склонах гор и возвышенностей, обращенных к впадинам.

Таким образом, педименты образуются как в горных, так и в платформенных областях в процессе поднятия, прерываемого временными его ослаблениями и выравниванием территории. В отличие от пенепленов педименты формируются и в настоящее время, т. е. они являются поверхностями *незавершенного*, продолжающегося выравнивания. Денудационный срез во время образования педиментов гораздо меньше по сравнению с пенепленами. Коры выветривания на педиментах, как правило, не образуются.

Педиплен (от лат. pedamentum — подножие и англ. plain — равнина). На платформах в условиях слабого проявления тектонических движений и развития слабоконтрастного рельефа образующиеся

у подножия склонов возвышенностей педименты, в отличие от гор, меньше расчленяются и лучше сохраняются. Постепенно расширяясь и сливаясь, они образуют обширные поверхности, называемые *педипленами*. Первоначально они были выделены и изучены Л. Кингом на древних платформах Африки, Австралии и Южной Америки, где они широко развиты. Это обширные ступенчатые денудационные равнины, на которых сохраняются останцовые возвышенности, иногда в виде островных гор. Образование тектонических уступов, например, сбросовых или взбросовых, приводит к формированию у их подножия серии педипленов, расположенных ступенчато на разных гипсометрических уровнях, как это наблюдается в Африке. Там выделяются юрский, меловой и палеогеновый педиплены, в которые вложены более молодые педименты, еще не расширившиеся, чтобы перейти в педиплены, и аккумулятивные равнины. Формирование педипленов продолжается и в настоящее время. На Восточно-Европейской платформе к педипленам относятся обширные водораздельные поверхности, развитые на Приволжской, Среднерусской, Донецкой и других возвышенностях на абсолютных высотах 200–400 м. Их возраст миоцен-плиоценовый.

В целом педиплены — это поверхности незавершенного выравнивания. Они представляют собой обширные денудационные равнины, формирующиеся при расширении и слиянии педиментов. То есть начальной стадией образования педиплена является педимент. На древних длительно формирующихся педипленах, преимущественно мезозойского возраста, как и на пенепленах, развиты коры выветривания, в том числе латеритные, содержащие бокситы, свидетельствующие о теплых и влажных условиях их формирования.

Эрозионно-денудационные поверхности выравнивания. Под этим названием, помимо разрушенных педиментов, упомянутых выше, выделяются поверхности, не относящиеся ни к одному из вышеперечисленных типов. Это поверхности выравнивания, формирующиеся на изолированно развивающихся поднятиях (не имеющих выше расположенного склона) как в платформенных, так и в горных условиях. Предшествующий генезис и возраст слагающих их пород может быть различным. К ним относятся бывшие морские абразионные или аккумулятивные поверхности, вышедшие из-под уровня моря, или структурные денудационные равнины, или по-

верхности конденудационно развивающихся поднятий (см. гл. 4). Все они в условиях медленного поднятия срезаются денудацией, в результате чего образуется поверхность несогласия с подстилающими породами, иногда еле заметная. Некоторые абразионные поверхности непосредственно сопрягаются (рис. 13.12 *А*) или сопоставляются с аккумулятивными поверхностями, сложенными коррелятивными морскими осадками, образуя полигенетические поверхности (рис. 13.12 *Б*).

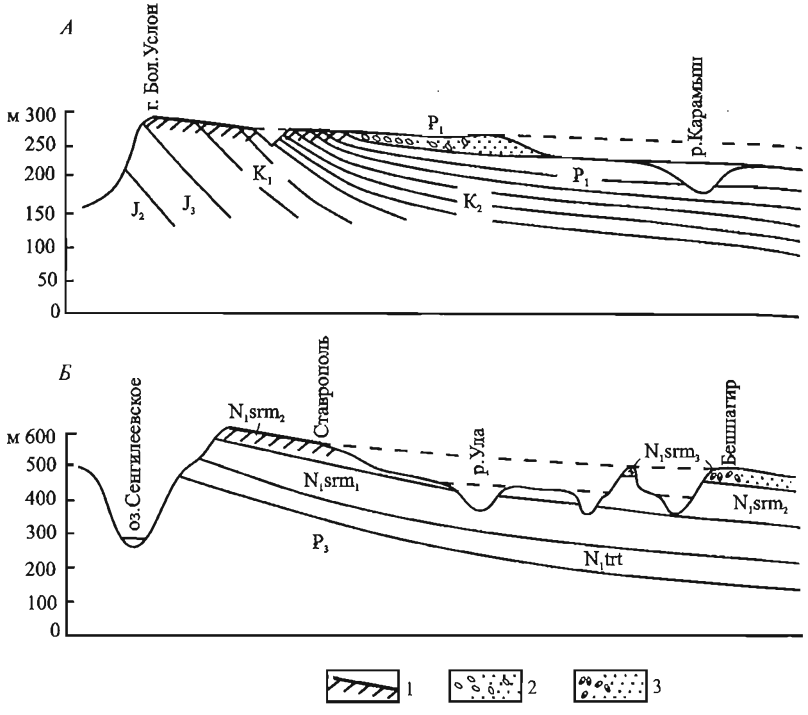


Рис. 13.12. Профили поверхностей выравнивания Приволжской (*А*) и Ставропольской (*Б*) возвышенностей (по Ю. А. Мещерякову). На Приволжской возвышенности абразионная и аккумулятивная равнины образуют единую полигенетическую поверхность, а на Ставропольской возвышенности они разобщены долинами рек:

1 — абразионная поверхность; 2–3 — аккумулятивные равнины, сложенные (2 — континентальными отложениями, 3 — морскими отложениями)

В платформенных условиях многие такие поверхности перекрыты покровными образованиями (лессами, скифскими глинами[1]). Возраст таких поверхностей чаще всего от позднего палеогена (олигоцена) до плиоцена включительно.

13.3. ОБЩАЯ ЭВОЛЮЦИЯ СОВРЕМЕННОГО РЕЛЬЕФА КОНТИНЕНТОВ

Длительный период времени, в течение которого формировался современный рельеф Земли, принято называть *геоморфологическим этапом* (И. П. Герасимов, Ю. А. Мещеряков). Поскольку в современном рельефе существуют формы мезозойского возраста — поверхности выравнивания (пенеплены и педиплены), — геоморфологический этап начинается с мезозоя. Условия формирования рельефа на протяжении этого длительного времени менялись, отражая изменение тектонических и климатических условий. Эти изменения носили циклический характер. Ранговость и продолжительность циклов были различными, и формы рельефа, образованные в эти циклы, отличаются друг от друга. На этом основании геоморфологический этап развития рельефа подразделяется на три крупных, но очень разных по продолжительности макроцикла (И. П. Герасимов).

Древнейший макроцикл развития современного рельефа охватывает мезозой и ранний кайнозой (до позднего олигоцена). Это донеотектонический макроцикл. Его продолжительность, по разным оценкам, составляет 140–230 млн лет. В течение этого макроцикла во многих регионах Земли формировалась основная (базальная, по И. П. Герасимову) глобально развитая поверхность выравнивания первого ранга — мезозойский пенеплен. Тектоническая обстановка была спокойной, стабильной, а климат, судя по широкому, но не повсеместному, распространению коры выветривания латеритного типа, был во многих регионах теплым и влажным. Этот пенеплен послужил основой для формирования других форм рельефа суши.

Второй макроцикл развития рельефа охватывает большую часть новейшего этапа —конец палеогена (поздний олигоцен)–неоген

[1] Скифские глины — красноцветные (пестроцветные) покровные образования полигенетического происхождения плиоценового и более древнего возраста, развитые на водоразделах в южных областях Восточно-Европейской платформы.

длительностью 30–35 млн лет. Этот макроцикл характеризуется существенно иным тектоническим режимом. Общее поднятие континентов и дифференцированные тектонические движения, особенно в горах, привели к значительной деформации мезозойских пенепленов. На их месте во многих областях возникли возвышенности и горные сооружения. В результате изменяющегося режима тектонических движений (стадии активизации движений сменялись стадиями их ослабления), а также климатических изменений, на склонах или на водоразделах растущих возвышенностей и гор образовалась серия эрозионно-денудационных ступеней. Входящие в них разновозрастные педименты и эрозионно-денудационные поверхности являются поверхностями незавершенного выравнивания более низкого ранга по сравнению с пенепленом. Во впадинах (областях абсолютного или относительного прогибания) каждой такой ступени соответствует комплекс коррелятивных отложений, слагавших аккумулятивную равнину, затем погребенную. Ступени эрозионно-денудационного рельефа и соответствующие им комплексы отложений формировались в отдельные циклы рельефообразования, входящие в состав макроцикла. Продолжительность циклов составляет миллионы лет.

Третий макроцикл охватывает четвертичный период продолжительностью 1,8 млн лет. Он характеризуется еще большей дифференциацией и интенсивностью тектонических движений, чередованием на этом фоне холодных и теплых эпох, приводящих к развитию оледенений и колебаниям уровня морей и океанов. С этими событиями и условиями было связано окончательное формирование современной речной сети, речных долин с террасами на их склонах, разнообразных форм ледникового рельефа, морских террас на побережьях, а также молодых четвертичных педиментов. Этот макроцикл включает пять–шесть циклов продолжительностью в десятки и сотни тысяч лет, когда формировались террасы и сопряженные с ними долинные педименты. Рельеф, созданный в предшествующие макроциклы, все более усложнялся и расчленялся.

Таким образом, рельеф на протяжении геоморфологического этапа развивался под действием циклично проявлявшихся тектонических движений и климатических изменений. Образовавшиеся поверхности выравнивания имеют разный ранг, возраст, положение в рельефе и сохранность.

13.4. ДЕНУДАЦИОННЫЙ СРЕЗ И МЕТОДЫ ЕГО ОПРЕДЕЛЕНИЯ

Под денудационным срезом понимается толщина слоя горных пород, удаленных процессами денудации с какого-либо участка земной поверхности. Обычно это происходит не только в процессе выравнивания и срезания рельефа и образования различных поверхностей выравнивания, но и в процессе роста гор и платформенных возвышенностей, сопровождающегося их расчленением. Величина денудационного среза зависит от многих условий: состава пород и устойчивости их к разрушению, климатических и структурных условий конкретных районов, определяющих тип денудационных процессов (эрозия, плоскостной смыв, экзарация и др.) и их интенсивность, зависящую от амплитуды поднятия, крутизны склонов, уклонов рек, а также от продолжительности действия процессов денудации. Определение величины денудационного среза необходимо при неотектонических исследованиях и при поисках полезных ископаемых.

Если бы рельеф в процессе формирования не разрушался, то превышение поднятий над днищами впадин под заполняющими их отложениями соответствовало бы амплитуде тектонических движений. Например, абсолютная высота хребта 3000 м, а дно прилежащей впадины находится на высоте 1000 м. Следовательно, разность отметок в 2000 м являлась бы относительной амплитудой тектонического поднятия хребта. Однако необходимо ввести поправку на толщину пород, срезанных денудацией в процессе тектонического поднятия, или глубину денудационного среза. Дневная же поверхность впадин представляет собой аккумулятивную равнину, сложенную обломочным материалом, снесенным с поднимающегося хребта.

Существуют различные методы определения глубины денудационного среза, но они все недостаточно точные (Г. К. Габриелян, А. Е. Криволуцкий, В. А. Растворова, А. И. Спиридонов и др.). Поэтому величина среза какого-либо поднятия за новейший этап разными исследователями оценивается неоднозначно. Так, денудационный срез Кавказа за новейший этап определяется от 1300 до 2500 м и более. Срез Балтийского щита, в котором принимали участие и четвертичные ледники, разносившие материал на большие расстояния, определяется еще с бóльшим расхождением: от сотни метров до 10–15 км. В общем случае величина денудационного среза какого-либо поднятия (хребта, возвышенности) в процессе его развития и расчленения определяется *объемным* методом — по объему

коррелятивных отложений, снесенных в прилежащие впадины. Однако часть обломочного материала выносится за пределы впадин реками в твердом и растворенном виде. Его объем рассчитывается по специальным методикам, учитывающим водность рек, расходы воды по сезонам и т. д. Определив общий объем снесенных отложений и зная площадь сноса, находят среднюю мощность удаленных пород с какого либо поднятия или территории. Она и используется при оценке амплитуд новейших тектонических движений.

Другим методом определения среза является *стратиграфический,* учитывающий полноту разреза путем анализа фаций и мощностей отложений, сохранившихся на отдельных участках, например, на склонах поднятий. Прослеживая стратиграфические горизонты к водоразделам, где они должны были бы находиться, но отсутствуют из-за последующего размыва, восстанавливают их предполагаемое положение. При этом учитывается обычно характерное сокращение мощности пород в сводовых частях конседиментационно и конденудационно растущих поднятий (см. гл. 4). Восстановленная мощность таких горизонтов на водоразделах и является величиной денудационного среза последних.

Геоморфологический метод определения величины денудационного среза на отдельных участках использует реликты сохранившихся поверхностей выравнивания, главным образом пенепленов и педиментов. По положению их в современном рельефе реконструируют их прежнее положение до разрушения на тех участках, где они не сохранились. Разность высот реконструированной поверхности и современного рельефа является величиной денудационного среза. Она, как правило, наибольшая на склонах поднятий и меньше в их водораздельных частях.

На основании различных методов определения денудационного среза были определены средние скорости современной денудации ряда хребтов. Так, она равна (в мм/год): Гималаев — 0,7, Альп — 0,5, Тянь-Шаня и Кавказа — 0,3–0,4, Карпат — 0,2 (Л. Р. Мамина). Поскольку скорость современных тектонических движений на порядок больше скоростей денудации, горы продолжают расти.

Глубина денудационного среза является важной характеристикой при оценке оруденения коренных месторождений полезных ископаемых и поисках россыпей. От денудационного среза зависит сохранность коренных месторождений и перераспределение полезных компонентов при их разрушении в формы рельефа. При определении

денудационного среза интрузивных массивов используют анализ глубинной фациальности магматических пород. Он основан на том, что при внедрении и остывании магматических тел на разных глубинах в них и во вмещающих горных породах происходит зональная дифференциация вещества, в том числе образование рудных полезных ископаемых. Зная глубину остывания очага, которой соответствует структура пород и геохимическая зональность вещества, и высоту массива в современном рельефе, определяют величину его среза. Так, если полезные компоненты (золото, флюорит и др.) образуются на глубине около 2000 м, а в современном рельефе они обнажены на высоте 1000 м, то глубина среза может достигать 2000 м.

Если интрузивный массив, содержащий рудное тело, подвергается денудации, продукты его разрушения переносятся по склонам, выносятся реками и ручьями и аккумулируются на различных расстояниях от него. При поисках россыпей важно знать механизм денудационного среза месторождений, происходило ли срезание, при котором сохраняются или уничтожаются коренные месторождения, сбоку или сверху, а также время, когда происходило разрушение. От этих характеристик зависит направление сноса обломочного материала, места аккумуляции снесенных отложений, потенциально перспективных на содержание россыпей, приуроченность их к современной или древней (погребенной или поднятой) речной сети, а в их пределах — к различным разновозрастным формам: тальвегам, террасам, поймам. Время расчленения массива, содержащего рудное тело, определяется возрастом ступени рельефа, выработанной на его поверхности или склонах. Возраст этой денудационной или денудационно-эрозионной поверхности определяет возраст снесенных отложений, в которых могут находиться полезные минералы в виде россыпи.

ГЛАВА 14

ВОЗРАСТ РЕЛЬЕФА И МЕТОДЫ ЕГО ОПРЕДЕЛЕНИЯ

Возраст рельефа — одна из важнейших его характеристик. Его определение представляет трудную задачу. Это объясняется тем, что формирование рельефа — длительный процесс. Только отдельные формы рельефа: обвалы, оползни, вулканические формы и др. — воз-

никают сразу. Бóльшая же часть рельефа формируется длительно, иногда в течение десятков, сотен тысяч и даже миллионов лет под влиянием комплекса процессов. Сформировавшись под действием одних процессов, рельеф продолжает испытывать изменения до настоящего времени под действием других процессов, что затрудняет определение времени образования его первичной формы. В современном рельефе Земли присутствуют формы, образовавшиеся в разное геологическое время. Причем возраст крупных форм рельефа (хребтов, возвышенностей и др.) больше, чем небольших форм.

Возраст рельефа определяется временем завершения его формирования, т. е временем, когда на форму рельефа перестают воздействовать процессы, которые ее образовали. Или, другими словами, это время, прошедшее с момента образования формы рельефа. В этом случае возраст обозначается одним индексом, например, N_2^1 или Q_1 и т. д. Кроме того, возраст некоторых форм можно определять отрезком времени, в течение которого они возникли и продолжали существовать до своего завершения. Например, возраст поверхности выравнивания может быть юрско-меловой (J–K) или олигоцен-миоценовый ($P_3 - N_1$).

Формы рельефа сами по себе не несут прямой информации о геологическом времени их образования. Чтобы определить возраст рельефа или отдельной формы, необходимо использовать ряд геоморфологических и геологических методов, которые в свое время были предложены и разработаны В. Дэвисом, В. Пенком, К. К. Марковым, А. И. Спиридоновым, Д. В. Пановым, Н. А. Флоренсовым и другими исследователями. Как и для отложений, определяется относительный и абсолютный возраст рельефа. Относительный возраст определяется геоморфологическими и геологическими методами, а для определения абсолютного возраста используются археологический и радиологический методы.

Геоморфологические методы используют морфологию, или внешний вид рельефа, и соотношение форм друг с другом. По *морфологии* рельефа в целом и отдельных входящих в него форм (речных долин, склонов и др.) можно определить в самом общем виде стадию развития рельефа — юность, зрелость или старость (по В. Дэвису). Например, если долины имеют V-образную форму, крутые склоны, узкие водоразделы, остроконечные вершины, то это стадия молодости; если склоны долин сглажены, днища широкие, водоразделы выполо-

жены — это стадия зрелости. Стадии развития рельефа выступают как интервалы времени или относительного возраста рельефа.

Соотношение форм друг с другом позволяет определить, какие из них моложе, какие древнее. Так, наложенные или вложенные формы всегда моложе тех, которые они осложняют. Например, овраг врезан в террасу, следовательно, он моложе ее; карстовые или эоловые формы (дюны, барханы и др.) моложе той поверхности, на которой они развиты. В лестнице террас, или поверхностей выравнивания, каждая вышерасположенная форма является древнее нижерасположенной.

Геологические методы позволяют установить отрезок геологического времени, в течение которого рельеф сформировался и приобрел черты, близкие его современному облику. В большинстве случаев они используют и геоморфологические соотношения форм рельефа друг с другом.

Метод возрастных рубежей основан на определении возраста пород, на которых выработан рельеф, и пород, которые его перекрывают. Например, карстовые воронки развиты в каменноугольных известняках и перекрыты некарстующимися отложениями верхней перми. Следовательно, время формирования воронок охватывает интервал времени от позднего карбона до поздней перми. Этот метод используется для определения возраста поверхностей выравнивания. Его нижний предел — возраст самых молодых пород, на которых выработана поверхность, а верхний — возраст самых древних перекрывающих пород (см. рис. 13.4). Например, если поверхность выравнивания, предшествующая образованию современной горной системы, срезает нижне-, средне- и верхнепалеозойские породы, а перекрывается верхнепалеогеновыми отложениями, следовательно, ее возраст лежит в пределах от мезозоя до позднего палеогена. В целом метод возрастных рубежей дает приблизительный и часто большой возрастной интервал.

Метод коррелятивных отложений. Сущность метода заключается в том, что формирование и развитие денудационного рельефа сопровождается образованием и аккумуляцией отложений в понижениях. Эти отложения называются *коррелятивными*, или одновозрастными, с формами рельефа. Они образуются в процессе разрушения пород при выработке на них или в них форм рельефа, переноса обломочного материала и его аккумуляции. Коррелятивные отложения датируют-

ся методами биостратиграфии или абсолютного возраста. Поэтому они позволяют датировать и формы рельефа, с ними связанные. Кроме того, они помогают восстановить последовательность формирования и развития рельефа, палеогеографическую обстановку, в частности, климатические (по фауне или флоре заключенных в отложениях) и тектонические условия. В коррелятивных рельефу комплексах или свитах отложений отражена цикличность разных порядков, иногда более заметная, чем в формах рельефа.

С формами рельефа коррелятивные отложения могут находиться в различных пространственных соотношениях. Выделяют следующие виды коррелятивных отложений:

- рельефообразующие, которые слагают формы рельефа;
- сопряженные с формами рельефа;
- фиксирующие рельеф.

Рельефообразующие коррелятивные отложения слагают самостоятельные аккумулятивные формы рельефа различного генезиса, преимущественно четвертичного возраста. Их возраст определяет и возраст форм рельефа. Например, возраст моренных холмов, морских и речных террас и конусов выноса определяется возрастом образующих их соответственно ледниковых, морских, аллювиальных и пролювиальных отложений. Если возраст таких форм определить невозможно по слагающим их отложениям (они немые, их возраст не определен), то следует воспользоваться методом *фациальных переходов*, т. е. проследить по латерали сопряженные с ними отложения и слагаемые ими формы до тех мест, где их возраст известен. В связи с этим большое значение для определения возраста рельефа имеет выделение пространственно-временных комплексов рельефа (А. И. Спиридонов). В них входят основные генетические типы рельефа, пространственно увязывающиеся или сопрягающиеся друг с другом: ледниковый, аллювиальный, морской, с которыми увязываются все остальные типы рельефа (склоновый, дельтовый и др.) (см. рис. 5.15). Возраст морских форм рельефа определяется по фауне, содержащейся в слагающих их осадках. На основании этого может быть определен и возраст остальных сопряженных форм рельефа.

Возраст «построенных» форм рельефа — коралловых рифов, ракушечных банок, вулканических конусов — также определяется возрастом слагающих их биогенных и вулканических пород.

Сопряженные отложения обычно определяют возраст выработанного, или скульптурного (эрозионного, эрозионно-денудационного), рельефа. Здесь могут быть два случая: в одном из них существует непосредственное сопряжение коррелятивных отложений со скульптурными формами. Например, эрозионная терраса переходит в эрозионно-аккумулятивную, имеющую покров аллювия, или овражная эрозионная терраса сопрягается с конусом выноса, сложенным пролювием. В этом случае возраст формы рельефа определяется по отложениям, с которыми она увязывается. Во втором случае непосредственная связь отсутствует, и формы рельефа и коррелятивные им отложения разобщены и удалены друг от друга на далекие расстояния. Тогда приходится использовать ряд дополнительных приемов, чтобы установить эту связь. В частности, рассматриваются цикличность и стадийность рельефообразования и сопряженного с ними осадконакопления. Это касается, например, так называемых цикловых врезов, которым соответствуют участки склонов и прилежащие к ним поверхности выравнивания и террасы неоген-четвертичного возраста, в целом образующие ступени рельефа, повсеместно развитые на склонах платформенных возвышенностей или гор. Каждой ступени рельефа должен соответствовать комплекс коррелятивных отложений, снесенных в долину реки, во впадину, прилежащий морской бассейн или другое понижение. В горных впадинах — это комплексы грубообломочных отложений (молассы), образующиеся в процессе роста гор. Необходимо эти ритмично построенные стратиграфические комплексы сопоставить с развитыми на склонах ступенями. В идеальном случае количество эрозионно-денудационных ступеней и комплексов отложений должно совпадать. Кроме того, следует учитывать, что верхним ступеням рельефа соответствуют самые нижние в стратиграфическом разрезе комплексы отложений (подробнее см. гл. 13).

Фиксирующие образования — это, главным образом, коры выветривания, развитые на поверхностях выравнивания и позволяющие датировать возраст последних. Коры выветривания характеризуются длительностью формирования и зональным строением, зависящим от климата. Если кора выветривания не переотложена, а постепенно переходит в материнскую породу, то, следовательно, поверхность, перекрытая корой выветривания, имеет тот же возраст, что и сама кора.

Археологический метод часто используется для определения возраста речных и морских террас. Стоянки первобытного человека обычно располагались на поверхностях террас, где их иногда и находят. Иногда их остатки находят в рыхлых отложениях, коррелятивных формам рельефа или перекрывающих их, например, лессах или погребенных почвах. Возраст стоянок позволяет определить и возраст форм рельефа, к которым они приурочены. На основании археологического метода был определен возраст террас многих равнинных и горных речных долин, а также морских. Находимые на стоянках остатки кострищ, костей животных, раковины моллюсков и др. позволяют использовать для определения их возраста радиологические методы.

Радиологические методы определяют абсолютный возраст коррелятивных отложений, слагающих формы рельефа или сопряженных с ними. *Радиоуглеродный* метод используют для определения возраста сравнительно молодых четвертичных форм рельефа, возраст которых не превышает 40–45 тыс. лет. Для более древних отложений и коррелятивных форм рельефа применяют калий-аргоновый, термолюминесцентный, кислородно-изотопный, палеомагнитный и целый ряд других методов.

Для определения возраста рельефа океанского дна — равнин, срединно-океанских хребтов, рифтовых долин — используют метод линейных магнитных аномалий.

В последнее время используются и более сложные методы, требующие длительных лабораторных исследований. Примером является трековый (от англ. track — след) метод анализа возраста горных хребтов. Он основан на определении времени поднятия и выведения магматических горных пород в зону приповерхностного охлаждения и гипергенеза (выветривания). По изменениям, произошедшим в магматических породах по сравнению с их первичным составом, определяют время, за которое эти изменения произошли.

ГЛАВА 15

ПОГРЕБЕННЫЙ РЕЛЬЕФ

Погребенным называется древний рельеф, захороненный под более молодыми отложениями разного происхождения. Погре-

бенный рельеф чрезвычайно широко распространен в пределах горно-складчатых и платформенных областей, как на поверхности их фундамента, так и в осадочном чехле. Его возраст изменяется в широких пределах от докембрийского до четвертичного, свидетельствуя о длительной эволюции лика земной поверхности, его наземных и подводных форм. В горно-складчатых областях погребенный рельеф иногда деформирован и сильно разрушен. В отличие от платформенных равнин он может быть поднят новейшими тектоническими движениями и находиться на склонах современных хребтов. Степень сохранности погребенного рельефа различна. Некоторые формы сохранились в законсервированном виде, т. е. такими, какими они были когда-то на поверхности. Другие формы изменили свой облик под действием подземных вод.

Погребенный рельеф является объектом изучения *палеогеоморфологии* — раздела геоморфологии, изучающего рельеф земной поверхности минувших геологических эпох (палеорельеф), его морфологию и генезис, историю и закономерности развития.

Изучение погребенного рельефа имеет большое теоретическое и практическое значение. Он позволяет выделить разновозрастные и разноранговые циклы развития рельефа, сопоставить их с тектоническими циклами, эпохами стратиграфических перерывов и изменений в режиме осадконакопления, восстановить палеогеографическую обстановку формирования рельефа различного времени. Без детального изучения погребенного рельефа и его реконструкции невозможно полностью воссоздать историю геологического развития территории, закономерности переноса и локализации обломочных отложений и древних кор выветривания, с которыми нередко связаны месторождения полезных ископаемых.

Изучение палеорельефа важно при проектировании и строительстве различных гражданских, промышленных или других объектов. Особенно большие неприятности приносит погребенный древний карст, с которым могут быть связаны просадки земной поверхности, иногда катастрофические. Важное значение имеет погребенный рельеф при поисках полезных ископаемых. С различными погребенными формами рельефа связаны россыпи алмазов, золота, платины, ильменита, циркония, касситерита и других минералов, а также месторождения строительных материалов, каменного и бурого угля, горючих сланцев, бокситов, железных руд, каолина, галогенов и др.

Многие нефтяные и газовые месторождения также приурочены к различным погребенным формам рельефа.

Основными методами выявления и изучения различных форм погребенного рельефа являются бурение и геофизика, позволяющие определить размеры форм, глубину их нахождения, степень сохранности. Кроме того, важную информацию дает анализ фаций и мощностей осадков, слагающих погребенные формы, на основе которого строятся литолого-фациальные карты. Последние являются основой для палеогеографических и палеотектонических реконструкций, т. е. восстановления как эндогенных, так и экзогенных форм древнего рельефа. В целом же изучение погребенных форм рельефа основано на применении метода актуализма (от лат. actualis — настоящий, современный) в геоморфологии, согласно которому знание современных форм рельефа позволяет изучать рельеф прошлого.

Генетические типы погребенного рельефа. В погребенном состоянии находятся формы рельефа различного происхождения, морского и континентального. При этом большая часть из них является аккумулятивной и выделяется в разрезах отложений. Генетически с ними связанные денудационные формы, особенно крупные, такие как возвышенности, гряды и др., сохраняются реже, т. к. чаще всего они полностью разрушаются.

Морской тип. Наиболее широко распространены равнины морского генезиса. Фактически кровля каждого пласта (слоя, толщи), отличающегося от ниже и выше залегающих пластов литологией, механическим и химическим составом осадков или палеонтологической характеристикой, особенно поверхности стратиграфических и тем более угловых несогласий, могут рассматриваться как самостоятельные формы погребенного подводного рельефа — дна моря или морской равнины. Подобные равнины широко представлены и реконструируются в палеозойских, мезозойских и кайнозойских разрезах осадочных отложений. Выделяются равнины шельфовые, в том числе прибрежные, сложенные грубыми осадками, и глубоководные, сложенные различными илами. Но как формы рельефа они еще мало изучены, хотя с отложениями, их слагающими, связаны различные полезные ископаемые: известняки, доломиты, мергели, используемые как строительные материалы и в химиче-

ской промышленности; прибрежные россыпи золота (например, в среднеюрских отложениях на востоке Русской равнины), титана в девонских, верхнемеловых, олигоцен-миоценовых отложениях на Украине и других ценных металлов; фосфориты в юрских, меловых и палеогеновых, а также глауконитовые пески в меловых отложениях и кварцевые пески на погребенных пляжах мелового возраста на Восточно-Европейской платформе и др.

Наиболее крупными погребенными формами рельефа морского генезиса являются древние континентальные склоны, каньоны и конусы выноса. Континентальные палеосклоны известны в разрезах палеоген-неогеновых отложений Карпат, атлантической окраины Северной Америки. Древние континентальные склоны хорошо маркированы в разрезах разновозрастных осадочных бассейнов клиноформами (см. гл. 17). Палеоканьоны вскрыты в морских осадках практически всех возрастов от докембрия до неогена в различных регионах. Они врезаны на глубину от первых десятков до 200–500 м и более в палеосклоны. Ширина каньонов составляет 1–3 км, длина — несколько километров. Они заполнены слоистыми глинами, алевролитами, песчаниками, конгломератами, турбидитами (рис. 15.1).

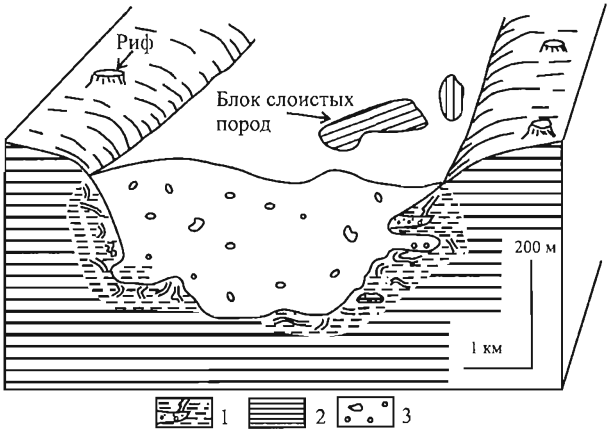


Рис. 15.1. Небольшой палеоканьон в меловых отложениях Ямайки (по Дж. Гриппи, К. Бурке):

1 — смятые глины и песчаники; 2 — слоистые морские осадки; 3 — обломки пород

Некоторые каньоны активных окраин выполнены пирокластическим материалом. Песчаные фации каньонов обладают хорошими коллекторскими свойствами и являются природными резервуарами для накопления углеводородов. Экранами при этом служат глинистые осадки. По палеоканьонам определяют границу древних континентальных склонов. Глубоководные палеоконусы выноса погребены в осадках докембрийского, ордовикского, каменноугольного, эоценового возраста в США, Канаде, Англии и др. странах.

В погребенном состоянии часто встречаются *бары* — крупные подводные валы, достигающие нескольких десятков метров в высоту (рис. 15.2), а также меньшие по размерам береговые валы.

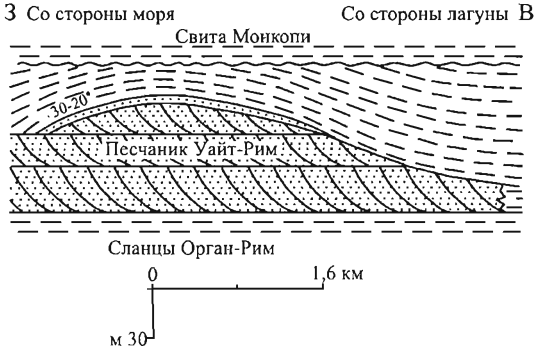


Рис. 15.2. Ископаемый раннепермский песчаный бар, юго-восточная Юта, США (по Д. Баарс и В. Сигер) (D. L. Baars, W. R. Seager)

И те, и другие сложены песками и являются лучшими коллекторами для воды и углеводородов. К ним приурочены нефтяные месторождении во многих регионах.

Абразионные береговые формы — *клифы* — также известны в ископаемом состоянии (рис. 15.3).

Органогенный рельеф широко представлен погребенными рифовыми постройками — *биогермами*. Все типы рифовых построек (шельфовые, атолловые, барьерные) встречаются в разновозрастных, в том числе докембрийских, морских отложениях (рис. 15.4).

Они имеют большое значение, т. к. около половины мировых запасов нефти приурочены к древним погребенным рифам. Так в Западной Канаде 45 % нефти и 6 % газа добывается из ископаемых

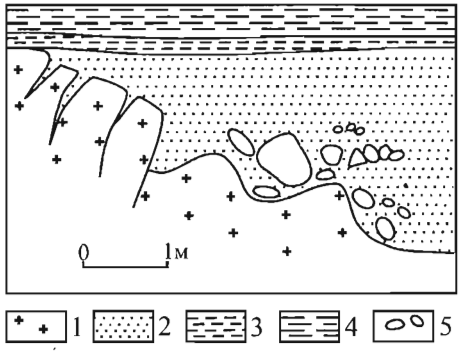


Рис. 15.3. Ископаемый клиф (по С. Джулинскому):
1 — коренные породы; 2–4 — юрские отложения (2 — пески, 3 — глины, 4 — мергель); 5 — обломки пород

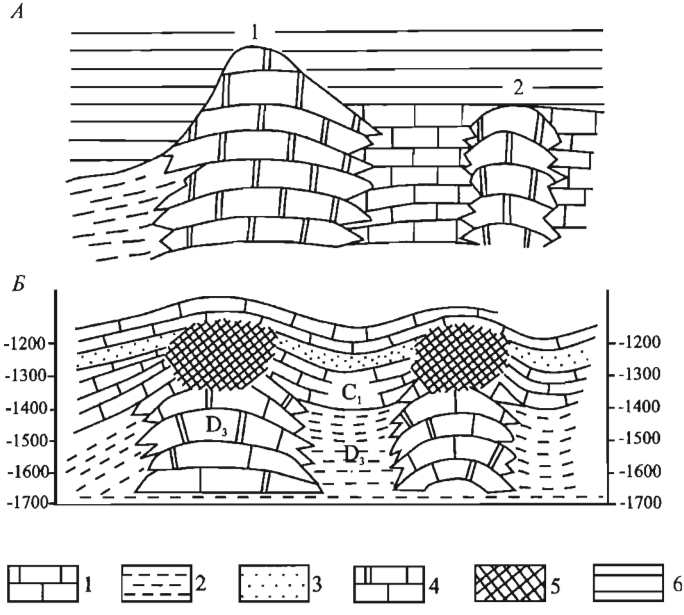


Рис. 15.4. Погребенные рифовые постройки в девонских отложениях Волго-Уральской области (по О. М. Мкртчану):
А — краевой барьерный (1) и шельфовый (2) рифы, *Б* — атолловые рифы; 1 — известняки; 2 — карбонатные глины; 3 — пески; 4 — рифы; 5 — нефть; 6 — глины

рифовых массивов. К рифовым массивам приурочены многие месторождения нефти в Северной Америке, Мексике, Африке, Иране, Ираке и др. Барьерные рифы раннемелового возраста опоясывали всю пассивную атлантическую окраину Северной Америки от Ньюфаундленда до Мексики. На Русской равнине рифовые массивы всех типов вскрываются в разрезах девонских и пермских отложений вдоль склонов Прикаспийской впадины, особенно на границе с Предуральским прогибом. Часто они маркируют склоны и своды локальных положительных структур.

Эрозионно-аккумулятивный рельеф представлен речными долинами. В погребенном состоянии находятся речные долины самого разного возраста и размера — от докембрийских до четвертичных. Они врезаны в различные отложения, заполнены разновозрастным аллювием и погребены под морскими, ледниковыми, вулканогенными или аллювиальными отложениями. С древними погребенными долинами связаны месторождения строительных материалов (пески, гравий, галечники), угля и нефти, россыпи различных металлов, в частности золота (Канада, Аляска, Индонезия).

На Русской равнине хорошо сохранились ранне- и среднекаменноугольные (довизейские и доверейские) долины, выполненные в нижней части песчаным аллювием, а в верхней — морскими и лиманными осадками (рис. 15.5).

В это время почти вся центральная часть платформы представляла собой сушу, изрезанную речными долинами, впадавшими в море, прибрежная линия которого проходила от Волгограда на северо-восток (рис. 15.6).

Многие долины были заложены по зонам тектонических понижений. В котловинообразных понижениях широких долин накапливались растительные остатки, давшие залежи угля. Такие условия существовали в Подмосковном, Донецком и других угольных бассейнах.

В пределах этой же равнины известны доюрские долины. Одна из них — Московская — протягивается в 20 км южнее Москвы от Можайска на северо-западе и до Шацка на юго-востоке. Ее длина — более 400 км, ширина — от 10–15 до 30–45 км, глубина — 30–90 м. (рис. 15.7).

Она имеет многочисленные притоки, частично наследуемые современными притоками р. Москвы. В ее нижней части сохранились

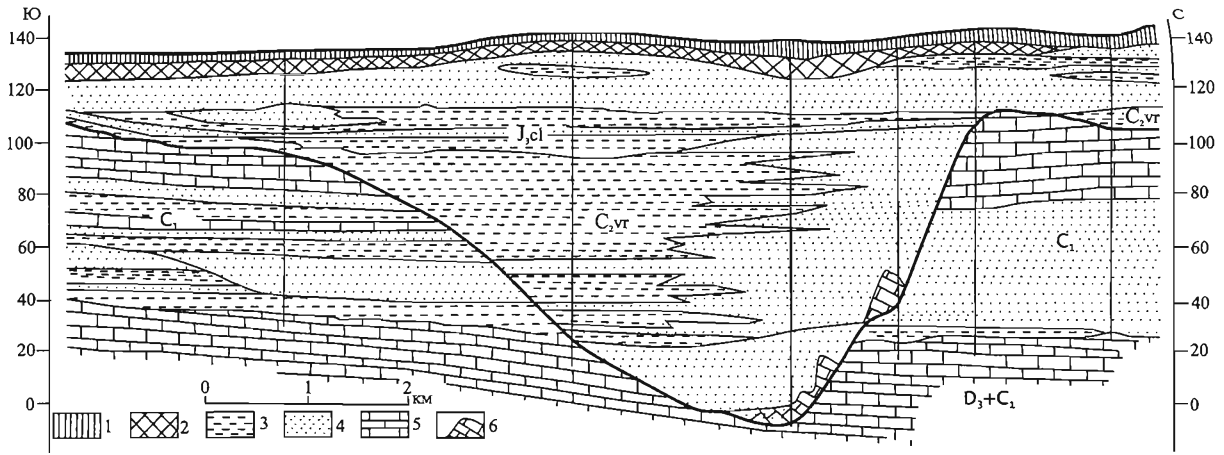


Рис. 15.5. Поперечный разрез погребенной среднекаменноугольной (верейской) долины в районе ст. Кораблино на юге Рязанской области (по А. С. Ясновой-Утехиной):

1 — покровные суглинки; 2 — морена среднеплейстоценового (днепровского) оледенения; 3 — глины; 4 — пески и песчаники; 5 — известняки; 6 — погребенные оползни на склоне долины

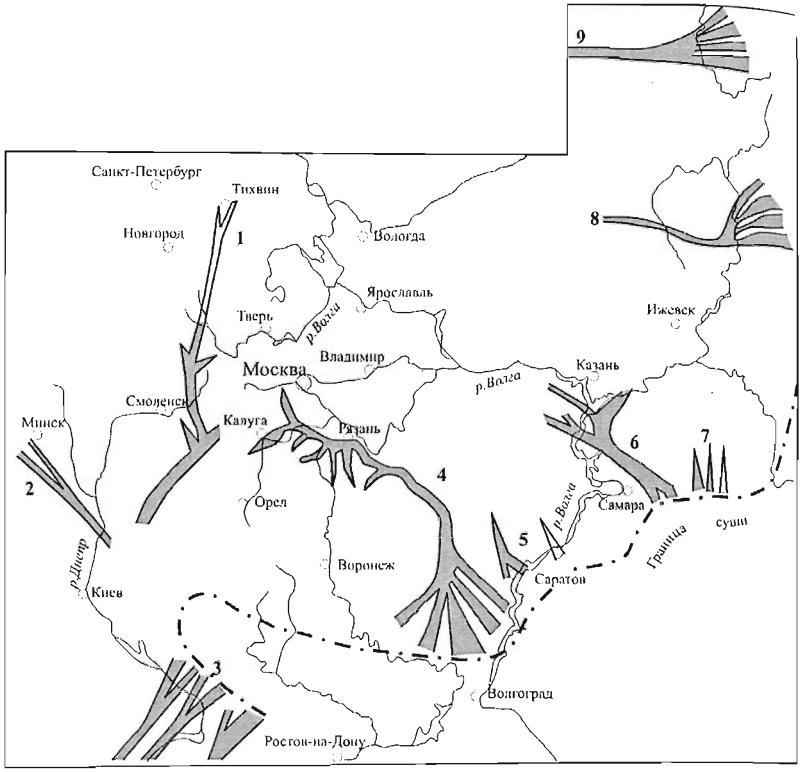


Рис. 15.6. Контуры погребенных нижнекаменноугольных (ранневизейских) систем палеорек на Русской платформе (по В. С. Яблокову):

1–9 — долины (1 — Боровичско-Сафоново-Барятинская, 2 — Припятско-Днепровская, 3 — Южно-Днепровская, 4 — Палео-Ока, 5 — Саратовская, 6 — Палео-Кама, 7 — Шкаповская, 8 — Кизеловская, 9 — Тимано-Печорская)

бат-келловейские аллювиальные отложения, которые были позже перекрыты верхнеюрскими морскими осадками. К среднеюрскому аллювию, выполняющему ряд погребенных долин рек, стекавших с западного склона Урала в Вятско-Камскую впадину, приурочены незначительные россыпи золота. Их образование связано с размывом коры выветривания мезозойского пенеплена Урала.

Почти на всей территории Русской равнины сохранились глубокие (до 100–300 м) плиоценовые долины, погребенные под

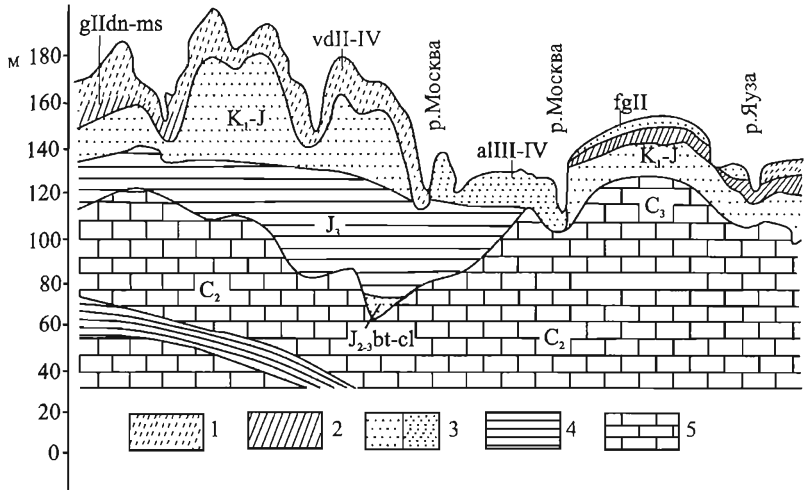


Рис. 15.7. Погребенная долина в пределах г. Москвы, выполненная в нижней части средне-верхнеюрским бат-мелловейским аллювием (J_{2-3}bt-cl), заполненная позже верхнеюрскими (J_3) морскими глинами (по С. М. Шику):

1 — покровные суглинки (vdII-IV); 2 — морена (gIIdn-ms); 3 — пески аллювиальные (aIII-IV), флювиогляциальные (fgII) и морские (K_1-J); 4 — глины; 5 — доломиты и известняки каменноугольные (C_2, C_3)

четвертичными ледниковыми, аллювиальными или морскими отложениями. По всей вероятности, в это время положение общего базиса эрозии — уровня Мирового океана, а также Черного и Каспийского морей — было очень низким, в связи с чем и образовалась глубоко врезанная эрозионная сеть. Среди погребенных долин этого времени хорошо известны долины Палео-Дона и Палео-Волги с притоками. Долина Палео-Волги протягивается на левобережье на протяжении от Казани до Астрахани (рис. 15.8).

Эти долины были выполнены аллювиальными отложениями, которые затем были перекрыты морскими осадками, так называемой акчагыльской трансгрессии Каспийского моря, распространившейся (ингрессировавшей) далеко вверх по бассейну Палео-Волги.

У многих современных крупных рек — Москвы, Оки, Волги, Дона, Днепра и др. — есть погребенные четвертичные долины: раннечетвертичные (венедские), а иногда и более молодые, часто находящиеся

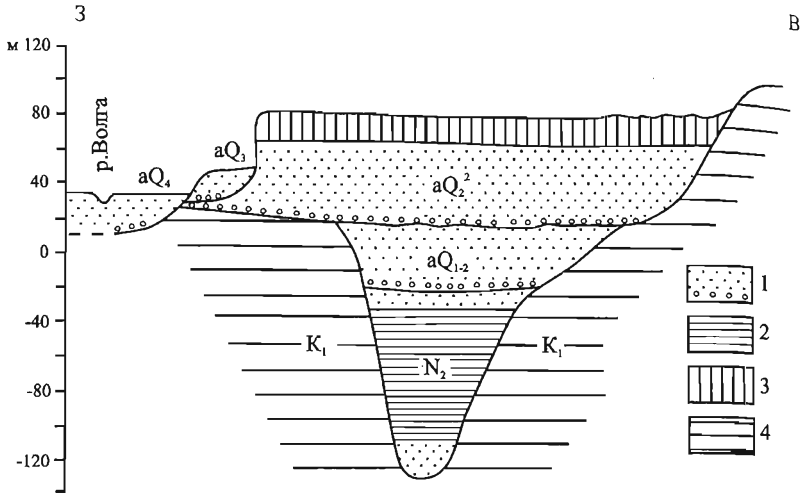


Рис. 15.8. Погребенная плиоценовая (N_2) долина Волги южнее г. Самары:

1 — аллювий песчаный с базальным гравийно-галечным горизонтом в основании; 2 — глины морские верхнеплиоценовые акчагыльского яруса; 3 — покровный суглинок; 4 — коренные породы

в стороне от современных русел или пересекающие их. Мощность аллювия в них составляет первые десятки метров. В Прибалтике тальвеги древнечетвертичных погребенных долин находятся на 110–115 м ниже современного уровня Балтийского моря. Они вырабатывались к более низкому стоянию его уровня во время оледенения.

Помимо речных долин в погребенном состоянии встречается множество других меньших по размерам эрозионных форм — балок, ложбин, оврагов.

Дельты рек и конусы выноса. Эти формы рельефа хорошо восстанавливаются по разрезам разновозрастных отложений. С древними дельтами связаны многие угольные, нефтяные и газовые месторождения. Дельты обычно сложены песками, алевролитами, глинами с большим содержанием органического материала. Последний, разлагаясь без доступа кислорода, дает начало образованию углеводородных газов. Пески, алевролиты и более грубообломочные отложения (галечники и конгломераты) часто слагают русла — вытя-

нутые рукавообразные врезанные потоковые полосы-струи, которые бывают хорошими вместилищами нефти и газа (так называемые «шнурковые» залежи) (рис. 15.9).

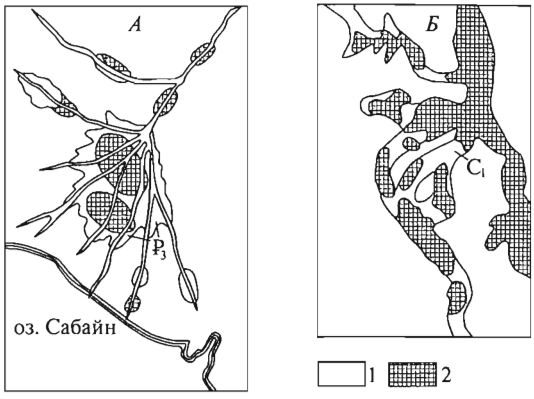


Рис. 15.9. Погребенные дельты с нефтяными залежами в Сев. Америке:

А — в Техасе в палеогеновых отложениях (по С. Келбути и Т. Барсбер);
Б — в Оклахоме в каменноугольных отложениях (по Д. Бушу):
1 — песчаники; 2 — продуктивные участки

Некоторые дельты формировались на протяжении нескольких геологических эпох в условиях тектонического опускания. Так, под современной дельтой р. Миссисипи выделяются плиоценовая, миоценовая и олигоценовая дельты. Общая мощность терригенных осадков в дельтах р. Миссисипи — около 9000 м. С этими отложениями связаны многочисленные месторождения нефти. Погребенные дельты на Апшеронском полуострове и в акватории Каспийского моря сложены нефтеносными нижнеплиоценовыми отложениями продуктивной толщи. Они формировались в условиях постоянного колебания уровня Каспия, когда трансгрессии чередовались с регрессиями. Дельты сложены аллювиальными, морскими, озерными и флювиогляциальными отложениями. Наиболее грубые фации выполняют протоки, каналы или слагают устьевые бары. В Прикаспийской впадине, на Волго-Уральском своде известны девонские и ранневизейские (C_1) дельты рек, к рукавам которых, сложенным терригенными, органогенными и карбонатными отложениями, приурочены залежи нефти.

Погребенные *конусы выноса* и *«сухие»*, или *наземные, дельты* реконструируются по характерному распределению обломочного материала в разрезах разновозрастных моласс, слагающих предгорные и межгорные прогибы (Средняя Азия, Предуралье, Предкавказье и др.). Восстанавливаются общий план дельт и конусов выноса, накладывающихся друг на друга или сопрягающихся, выделяются все фациальные зоны, основные и второстепенные рукава и протоки в их пределах. С древним пролювием и аллювием, слагающими погребенные конусы выноса и наземные дельты, связаны россыпные месторождения золота в Придарвазье (Средняя Азия).

Ледниковые и водно-ледниковые формы. К ним относятся четвертичные *ледниковые равнины*, сложенные моренами покровных оледенений, перекрытые более молодыми моренами и водно-ледниковыми отложениями (рис. 15.10).

Такие равнины с неровным холмисто-западинным рельефом выделяются в пределах Западно-Сибирской плиты, на Восточно-Европейской, Восточно-Сибирской, Северо-Американской платформах. В свою очередь, под древним ледниковым рельефом часто погребен водно-ледниковый рельеф. Он представлен аккумулятивными *зандровыми равнинами* и эрозионными *ложбинами*. Такие формы широко распространены во всех ледниковых областях. Простирание ложбин совпадает с направлением движения ледников. По отношению к современным долинам многие из них являются несогласными, секущими. Иногда они прямолинейны, т. к. приурочены к зонам трещиноватости. Глубина погребенных ложбин достигает 200–300 м. Они заполнены разновозрастными флювиогляциальными отложениями, моренами и межледниковыми озерно-аллювиальными осадками. Песчаные отложения, заполняющие ложбины, служат вместилищем подземных вод, используемых для водоснабжения поселков и городов. С отложениями некоторых ложбин в Прибалтике связаны скопления янтаря. Пески используются в качестве строительного материала.

Озера и болота. Погребенные торфяники являются показателями существования в прошлом озер и болот. Они вскрываются скважинами в разрезах четвертичных и более древних отложений равнинных областей. Четвертичные торфяники перекрыты моренами, флювиогляциальными или аллювиальными отложениями. Крупные озера существовали в среднем и позднем плейстоцене

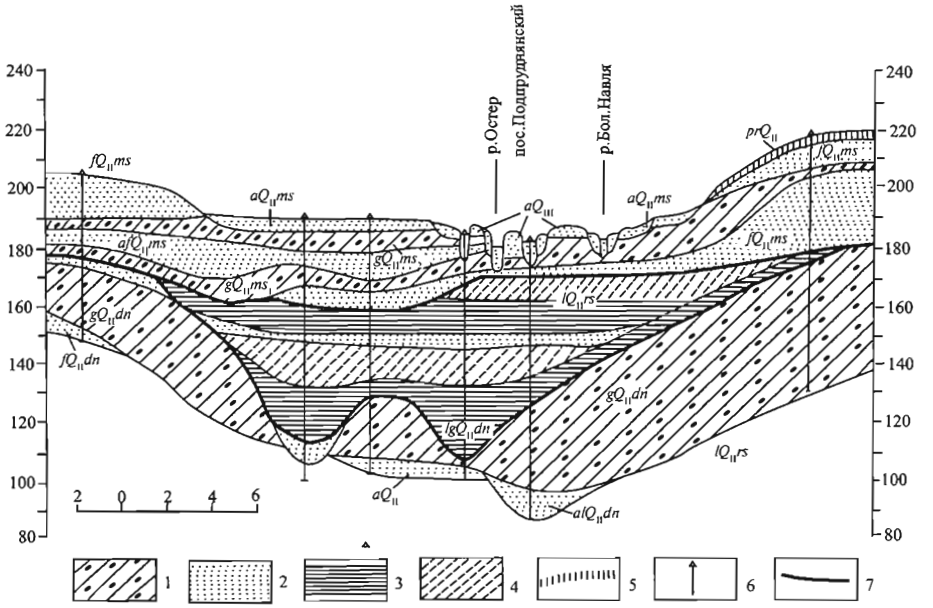


Рис. 15.10. Погребенные среднеплейстоценовые моренные равнины, водноледниковые (флювиогляциальные) зандры и бывший озерный водоем (по С. М. Шику, с упрощением):

1 — морены; 2 — пески; 3 — глины; 4 — супеси; 5 — лессовидные суглинки; 6 — скважины; 7 — контуры бывшего озерного водоема, заполненного осадками, позднее размытыми. Индексы на рисунке: левая часть индекса — генетические типы отложений: *a* — аллювиальные, *l* — озерные, *f* — флювиогляциальные, *g* — морена, *pr* — перигляциальные; правая часть индекса — стратиграфические горизонты: *dn* — днепровский, *rs* — рославльский, *ms* — московский; подгоризонты: ms_1, ms_2 — нижне-, верхнемосковский; Q_I, Q_{II}, Q_{III} — возраст нижне-, средне- и верхнеплейстоценовый

в районе Мичуринска, под Москвой, в Белоруссии и многих других районах (см. рис. 15.10). Многие четвертичные торфяники образовались в теплых межледниковых условиях. Помимо того, что торф является полезным ископаемым, торфяники имеют важное значение для стратиграфии четвертичных отложений, т. к. содержат отмершую растительность, по составу которой можно судить о климатических условиях времени существования озера и болота. По торфу и остаткам древесины определяется абсолютный возраст отложений и вмещающих их форм рельефа.

Карстовые формы. Имеются в виду древние неразвивающиеся формы. Наиболее широко распространены *карстовые воронки.* Они развиты в разновозрастных карбонатных, сульфатных и галоидных отложениях в различных районах, главным, образом платформенных. Среди них выделяются воронки, находящиеся близко к поверхности и вскрываемые в карьерах, оврагах, на склонах речных долин (рис. 15.11), и воронки, находящиеся на значительной глубине.

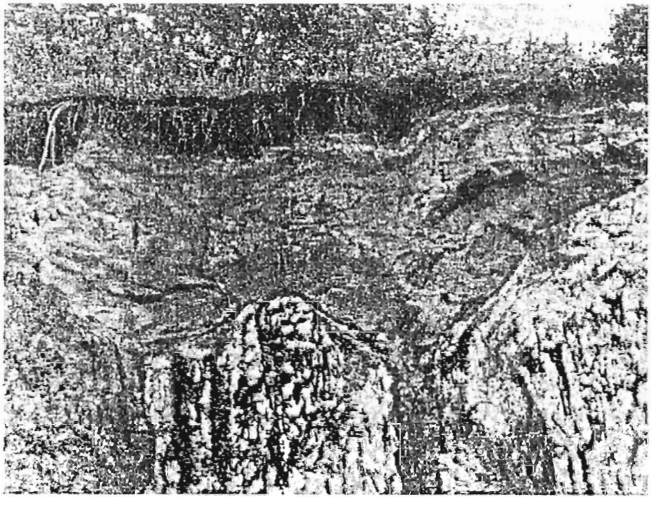


Рис. 15.11. Древняя неразвивающаяся карстовая воронка в меловых отложениях, заполненная рыхлыми отложениями, экспонированная в склоне оврага (Курская обл.) (по В. Б. Михно)

Карстообразование имело место в эпохи континентального перерыва осадконакопления между морскими трансгрессиями,

когда морское дно становилось сушей и подвергалось разрушению. Например, такие условия на Русской равнине существовали в конце девона–начале карбона, в конце ранней перми, в начале мезозоя, в мелу, палеогене и неогене, о чем свидетельствует возраст воронок (рис. 15.12).

На востоке Русской равнины погребенный карст развит в пермских сульфатных и галоидных отложениях. Карбонатный карст развит в девонских, каменноугольных, пермских, меловых отложениях в центральной и южной частях платформы. Подземные полости находятся на глубине от 10 до нескольких сот и даже тысячи метров от поверхности. Наиболее крупные из них — котловины — достигают нескольких сот метров в поперечнике и десятков метров глубины. Они перекрыты морскими, ледниковыми или флювиогляциальными отложениями.

На Тиманском кряже, Анабарском и Алданском щитах, Патомском нагорье, Енисейском кряже, в Саянах карстовые формы приурочены к докембрийским, ордовикским, силурийским и девонским карбонатным породам. В северных районах (Сибирь, Якутия и др.) известны подмерзлотные карстовые формы, образовавшиеся до развития мерзлоты.

Воронки заполнены обломочными отложениями, в которых часто содержатся полезные ископаемые: фосфориты, являющиеся остаточными образованиями при выщелачивании карбонатных пород (см. рис. 15.12 *Е*), бокситы, огнеупорные глины. Кроме того, переработка заполняющих отложений гидротермальными растворами может способствовать концентрации золота и другой минерализации. Поэтому с карстом связаны многие рудные месторождения — железа, марганца, ртути.

Кроме карстовых воронок встречаются погребенный или откопанный останцовый рельеф. Примером являются известные «Ленские столбы» в долине Лены.

Закарстованные кавернозные карбонатные породы так же, как и рифовые постройки, являются коллекторами нефти и газа (Волго-Уральский свод, Припятская впадина и многие другие районы). К карбонатным закарстованным породам приурочено около половины запасов нефти и примерно треть газа.

Оползни вскрываются на склонах древних погребенных каньонов и речных долин (см. рис. 15.5). Они известны в долинах Волги

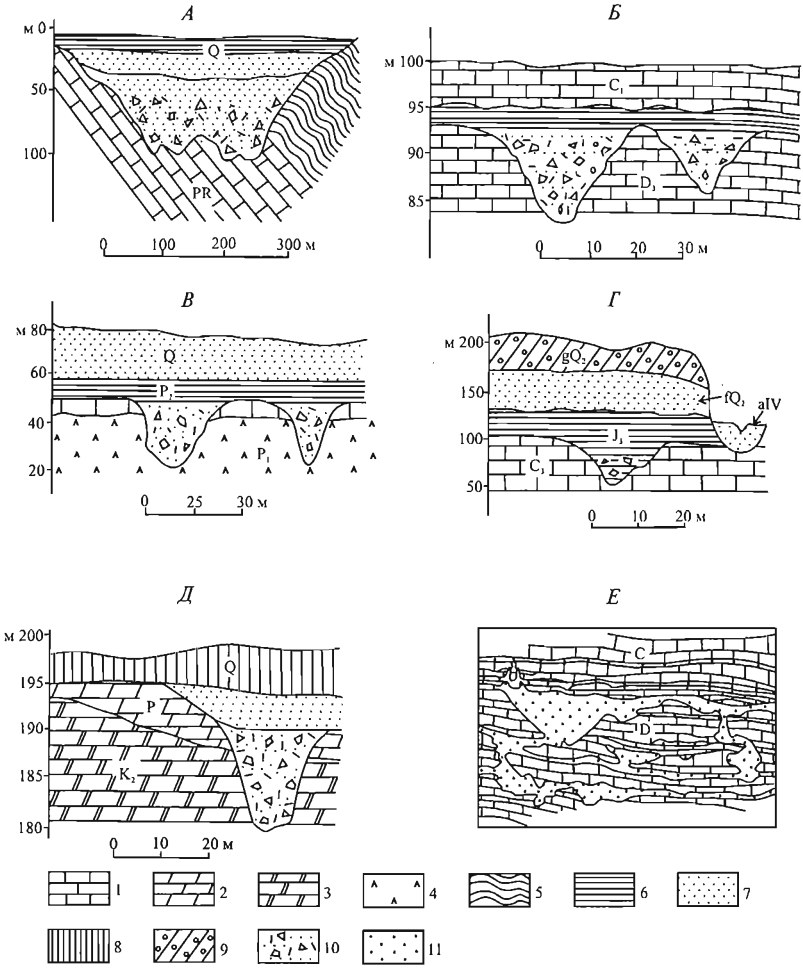


Рис. 15.12. Погребенные карстовые воронки в разновозрастных породах:

А–Е — положение воронок в разновозрастных породах; 1 — известняки; 2 — мергели; 3 — доломиты; 4 — гипс; 5 — аргиллиты; 6 — глины; 7 — пески; 8 — суглинки; 9 — морена; 10 — обломочный материал–заполнитель карстовых воронок; 11 — бокситы

в районе Ульяновска, бассейне Днепра и др. Оползневые массы погребены под четвертичными, неогеновыми и более древними отложениями. При строительстве дорог, в том числе железных, на склонах речных долин, балок они дают о себе знать деформациями дорожного полотна.

Поверхности выравнивания. В горных областях предорогенные (мезозойские, доолигоценовые) поверхности выравнивания — пенеплены — погребены в предгорных и межгорных впадинах под молассовыми комплексами отложений и часто находятся на глубине до нескольких километров (Тянь-Шань и др.) (см. гл. 13, рис. 13). На платформах древние поверхности выравнивания, выработанные на породах фундамента, погребены под чехлом палеозойско-мезозойских отложений. На древних платформах (Восточно-Европейская, Восточно-Сибирская и др.) пенеплены имеют предкембрийский или преддевонский возраст, а на более молодых платформах — Туранской, Западно-Сибирской и др. — позднепалеозойский или мезозойский. На древних пенепленах сохранились мощные (15–40 м) латеритные коры выветривания, с которыми связаны богатейшие месторождения бокситов, каолиновых глин.

Ископаемые пустыни выделяются по целому ряду признаков — эоловой слоистости и ряби в красноцветных песчаниках, характерной штриховке обломков пород, наличию на них пустынного загара. Такие признаки пустынь известны в породах от архея и кембрия до мела и неогена, развитых на различных континентах. Крупные пустынные формы — *палеобарханы* — вскрыты в триасовых отложениях Предуралья. Их высота — более 20 м. Они свидетельствуют о засушливом климате того времени и существовании пустынь. Погребенные залежи гипса и каменной соли также говорят о жарком и сухом климате во время их осаждения.

Кольцевые структуры известны в чехле некоторых платформ. Так, на Русской платформе выявлено несколько кольцевых структур в разрезах палеозоя. Наиболее крупная из них — Калужская — выделяется в девонских породах на глубине около 500 м. Ее диаметр составляет 13–15 км, высота насыпного вала — до 200 м (рис. 15.13).

Она перекрыта каменноугольными отложениями. Геофизическими методами установлена нарушенность фундамента на глубине −1400 — −1000 м. Генезис структуры или вулкано-тектонический

(В. Г. Петров), или ударный (Т. В. Владимирова и др.). Существование множества кольцевых структур предполагается в кристаллическом фундаменте.

К погребенным кольцевым структурам относятся кимберлитовые трубки взрыва, погребенные на древних платформах: Восточно-Сибирской, Восточно-Европейской (Кулойское плато в Архангельской области), Африканской.

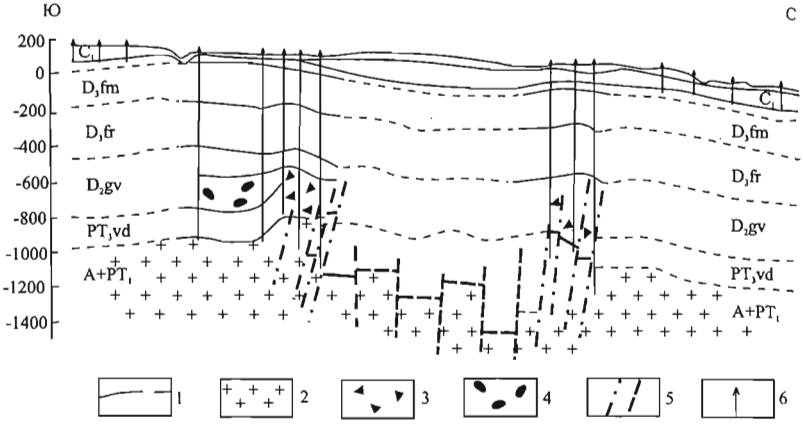


Рис. 15.13. Схематизированный геологический разрез через Калужскую кольцевую структуру (по В. Г. Петрову):

1 — стратиграфические границы; 2 — кристаллический фундамент; 3 — брекчии кристаллических пород; 4 — брекчированные осадочные породы; 5 — разрывные нарушения, установленные и предполагаемые; 6 — скважины

ЧАСТЬ V

ОБЩИЕ ЧЕРТЫ РЕЛЬЕФА ЗЕМЛИ (ПЛАНЕТАРНЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА)

Рельеф Земли состоит из отдельных форм и элементов разных рангов, образующих определенную иерархическую последовательность. В процессе изучения отдельных форм рельефа выявляются закономерности развития рельефа всей поверхности Земли. Формы рельефа разнообразны по размерам, происхождению, возрасту и соотношению друг с другом. Большая их часть образовалась на новейшем, позднекайнозойском этапе эволюции, в течение последнего глобального тектоно-магматического цикла, начавшегося в конце олигоцена.

Крупные формы рельефа земной поверхности имеют эндогенное происхождение и соответствуют определенным элементам тектонической структуры Земли. Формами первого — *планетарного* — порядка являются континенты и океанские впадины со связанными с ними морскими впадинами, а также переходные между ними области. Они определяют глобальное разделение поверхности Земли на области преобладающей денудации, или разрушения земной коры (континенты), и области преобладающей аккумуляции продуктов этого разрушения (океаны и моря). Между рельефом и тектонической структурой на этом уровне существует практически полное соответствие. Континенты и океаны являются одновременно и крупнейшими тектоническими формами, или элементами тектоносферы. Они отличаются друг от друга не только гипсометрией, но и строением литосферы и земной коры, их мощностью. В пределах этих планетарных форм вследствие неодинаковой направленности и интенсивности тектонических движений выделяются формы

второго порядка, или *мегаформы*, — горные пояса и равнины. Они также являются отражением крупных тектонических структур — соответственно поясов активных горообразующих деформаций земной коры (или орогенов) и малоактивных и слабо дифференцированных платформ. Они одинаково характерны, хотя и различны, и для континентов, и для океанского дна.

Мегаформы тектонического рельефа, в свою очередь, состоят из форм третьего, четвертого и других менее крупных рангов (макроформы, мезоформы и т. д.), которые различным образом развиты на поверхности Земли и выделяются под разными названиями. Например, горные пояса подразделяются на отдельные горные страны и системы, часто разобщенные более или менее крупными массивами платформенного типа, а системы, в свою очередь, образованы отдельными цепями горных хребтов и впадин, которые также имеют тектоническую природу. Многие формы высоких порядков являются экзогенными, наложенными на рельеф, созданный эндогенными процессами.

ГЛАВА 16

РЕЛЬЕФ КОНТИНЕНТОВ

Континенты возвышаются над уровнем Мирового океана в среднем на 875 м. Их высшие точки превышают 8000 м, а низшие опущены более чем на 11 000 м ниже уровня океана. Основными мегаформами рельефа континентов являются платформенные равнины и пояса горных сооружений.

16.1. РЕЛЬЕФ ПЛАТФОРМЕННЫХ РАВНИН

Равнины — это обширные участки земной поверхности, отличающиеся слабо расчлененным рельефом и незначительным колебанием высот. Они характерны для всех разновозрастных платформ: древних — докембрийских и молодых — палеозойских и мезозойских. По площади развития преобладают равнины древних платформ (Восточно-Европейская, Сибирская, Северо- и Южно-Американские, Африканская, Северо- и Южно-Китайские,

Индостанская, Австралийская). Среди равнин молодых платформ наибольшую площадь занимают равнины Западно-Сибирской, Скифской и Туранской платформ. Мощность коры в пределах платформ составляет 35–45 км, а литосферы — 150–200 км и более. Многие равнины в течение большей части своей истории были областями аккумуляции осадочных отложений и называются плитами (не путать с литосферными плитами). Мощность чехла осадочных отложений в их пределах достигает 3–5 км и даже 10–15 км и более в глубоких синеклизах. На щитах осадочный чехол практически отсутствует.

На неотектоническом этапе эволюции земной коры произошли более или менее значительные преобразования древней структуры платформенных массивов, которые повлекли за собой деформацию земной поверхности и развитие современных форм рельефа, не всегда или не в полной мере отвечающих прежним структурно-орографическим формам (например, древним антеклизам и синеклизам платформенных плит). Наиболее консервативными остаются щиты, испытывающие поднятие и в настоящее время. Достаточно устойчивыми являются также крупные антеклизы (типа Воронежской в центре Восточно-Европейской платформы), хотя их неотектонические контуры несколько изменились. Наибольшие изменения структуры и рельефа характерны для синеклиз, но некоторые из них (как, например, Прикаспийская) продолжают достаточно устойчивое развитие до настоящего времени. Все новейшие структурно-орографические формы, наследующие древние или вновь возникшие, определяют пространственное развитие и характер рельефообразующих процессов в пределах платформ. Особое значение при этом имеют события четвертичного периода, в том числе большие климатические изменении, вызвавшие неоднократное развитие оледенений обширных платформенных территорий Северного полушария, а также значительные колебания уровня океанов.

16.1.1. Генетические типы равнин. В зависимости от наличия и мощности четвертичного покрова и ведущих экзогенных процессов равнины подразделяются на *денудационные, аккумулятивные* и *денудационно-аккумулятивные*. При этом необходимо различать две принципиальные стороны: возраст и генезис первичной равнины (денудационный, морской, аллювиальный, вулканический (плато-

базальтовый) и др.) и ее осложнение или моделировку последующими процессами (эрозия, абразия, экзарация, дефляция и т. д.). Из этого складывается общий облик и генетическое определение равнин. Например, аккумулятивно-эрозионными являются эродированные четвертичной эрозией древние аккумулятивные равнины. Выделяются *моногенные* равнины, образованные в основном каким-нибудь одним экзогенным процессом (аллювиальные, озерные, морские, ледниковые и др.), и *полигенные*, образованные несколькими процессами, действовавшими одновременно (аллювиально-морские или дельтовые, аллювиально-пролювиальные и др.) или сменившими друг друга в разное время. Например, ледниково-эрозионные равнины образовались в результате аккумуляции ледниковых отложений, а позднее были расчленены молодой эрозией рек.

Платформенные равнины бывают плоскими, холмистыми, в различной степени расчлененными и др. Это зависит от общей высоты и тектонической дифференцированности платформ, от генезиса и возраста равнин, времени и интенсивности действия наложенных процессов, последовавших за образованием равнин. Например, среди ледниковых равнин есть молодые — позднеплейстоценовые, холмистые, слабо расчлененные эрозией, и древние — среднеплейстоценовые, сглаженные или, наоборот, глубоко расчлененные последующей эрозией.

Денудационные равнины платформ практически лишены четвертичного покрова, или он маломощен и распространен фрагментарно. Обычно это высокие равнины, с абсолютной высотой от 200–500 до 1000 м и больше, находящиеся в различных климатических зонах — от тундровых до пустынных. Они приурочены к длительно живущим щитам, где на поверхность выходят породы фундамента, а также к антеклизам и другим положительным формам (валам, куполам), развитым в различных частях платформ и сложенным отложениями палеозойского, мезозойского и раннекайнозойского возраста. В зависимости от климатических условий и преобладающих процессов, действующих в четвертичное время, генезис равнин различен: *экзарационный* с ледниковыми формами рельефа (см. гл. 5), выработанный на кристаллических породах архея и протерозоя (например, Канадский и Балтийский щиты (рис. 16.1 *А*)); *эрозионный* — расчлененные речными долинами и оврагами водораздельные пространства, сложенные палеозойскими и мезозойскими

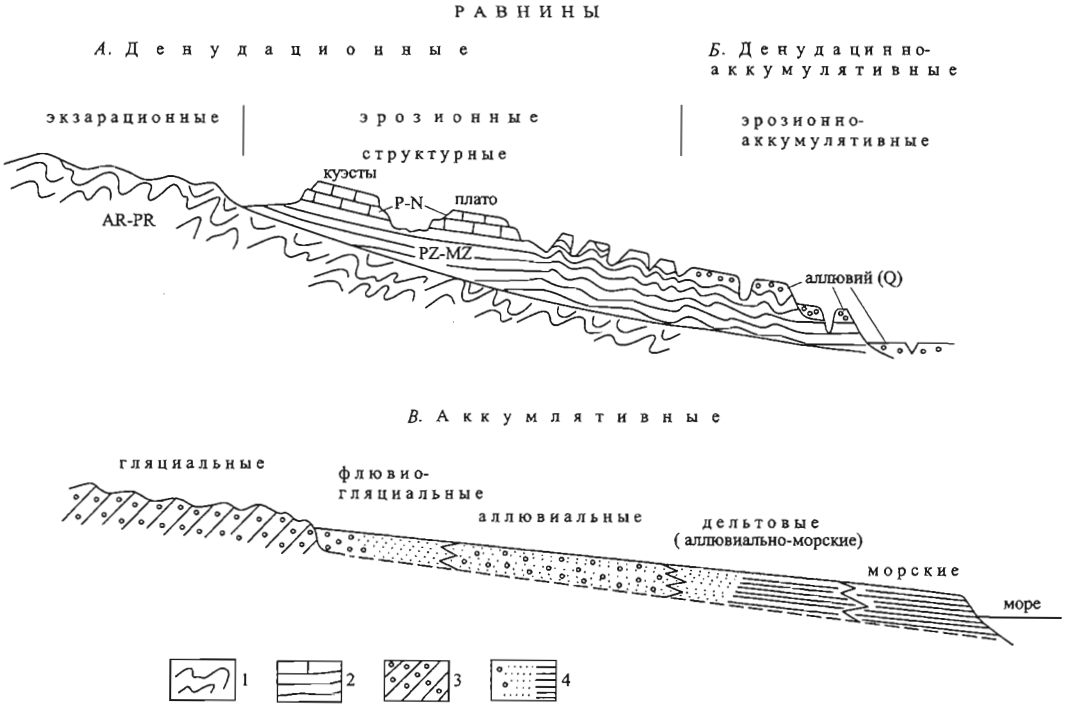


Рис. 16.1. Схема рельефа платформенных равнин:

1 — дислоцированные породы фундамента; 2 — разновозрастные отложения осадочного чехла платформы; 3–4 — четвертичные отложения (3 — морены, 4 — флювиогляциальные, аллювиальные, дельтовые, морские)

осадочными породами, перекрытыми лессами, например, Среднерусская возвышенность на Воронежской антеклизе; *абразионный и абразионно-эрозионный* генезис имеют платообразные возвышенности на правобережье Волги в Прикаспийской впадине и плато на п-ве Мангышлак и др., сложенные морскими неогеновыми известняками, прорезанные долинами небольших рек и сухих русел; на п-ве Мангышлак они еще осложнены дефляционно-корразионными формами (см. гл. 10) и представляют собой каменистую пустыню, из которой продукты выветривания уносятся ветром. Подобного типа рельеф характерен для некоторых районов других пустынь — Сахары, Кызылкума и др.

Для рельефа денудационных равнин большое значение имеют вещественный состав пород и условия их залегания. При горизонтальном и близком к нему залегании слоев геологического субстрата и наличия среди них крепких пород (известняков, песчаников, базальтовых покровов) образуются обширные *пластовые равнины* или *структурные (столовые) плато*, ступенчатые, часто глубоко расчлененные эрозией (Бугульминское плато в Предуралье, плато Колорадо в Северной Америке, базальтовые плато в Восточной Сибири и Деканское в Индии и др.). На полого наклонных пластах формируются *куэсты* (см. рис. 16.1 *А*). Уступы плато, отделяющие их от нижележащих равнин, имеют обычно абразионное или эрозионное, реже тектоническое происхождение. На дислоцированных плотных породах разного возраста, выходящих на поверхность, образованы *кряжи* — возвышенности, расчлененные эрозией, со сглаженными формами рельефа, с абсолютной высотой до 300–400 м (Донецкий, Тиманский кряжи и др.) или более высокие (500–1000 м и более) обширные плосковершинные *плоскогорья* Восточной Сибири, Гвианского щита в Южной Америке, Тибести в Африке и многие другие возвышенные денудационные равнины. В зависимости от климата они расчленены ледниковыми трогами (Восточная Сибирь), эрозией рек (Гвианский щит) или временными потоками (Тибести и др.). Некоторые денудационные равнины, находящиеся в условиях аридного климата, представляют собой каменистые пустыни — *гамады*. В них развиты корразионно-дефляционные останцовые возвышенности и котловины выдувания. В условиях гумидного климата и карбонатного или сульфатного состава пород развиты денудационные равнины, осложненные карстовыми формами.

На некоторых участках многие эрозионные формы в пределах денудационных равнин — долины рек и временных потоков — прямолинейны в плане, т. к. приурочены к зонам разрывных дислокаций и трещиноватости геологического субстрата.

Склоны денудационных равнин, плато, кряжей и других возвышенностей характеризуются ступенчатостью, отражающей неравномерность проявления тектонических движений и процессов денудации. Эти ступени представляют собой разновозрастные поверхности выравнивания — педименты, педиплены, а также структурные, эрозионные или абразионные террасы, сформированные в различные циклы развития рельефа. Возраст денудационных равнин определяется от олигоцена до четвертичного периода.

Для денудационного рельефа платформ, как было сказано выше, обычно характерно прямое соотношение форм рельефа со структурными формами. Однако наблюдаются и обращенные формы рельефа. Так, например, Приволжская возвышенность на юго-востоке Русской равнины образована на месте мезозойско-кайнозойской Ульяновско-Саратовской синеклизы, закончившей свое развитие в среднем палеогене. Многие эрозионные понижения рельефа развиты над сводами древних антиклиналей (рис. 16.2).

В особенностях рельефа некоторых платформенных возвышенностей отражаются геодинамические условия их формирования. Так, субширотное простирание Донецкого кряжа и асимметрия его склонов (северный склон более крутой, южный более пологий) связаны с латеральным давлением на него с юга, со стороны активно воздымающегося Кавказа. На юго-западе Восточно-Европейской платформы многочисленные денудационные возвышенности, входящие в систему Волыно-Подольской возвышенности, ориентированы с северо-запада на юго-восток, при этом их северо-восточные склоны короче и круче юго-западных. Это свидетельствует об участии в формировании структуры и рельефа давления со стороны Карпат. Субмеридиональная ориентировка Приволжской возвышенности и развитие на ее восточных крутых склонах так же ориентированных широких ложбин-трещин отседания и многочисленных оползневых блоков связаны с ее формированием в условиях динамического воздействия (растяжения) со стороны Прикаспийского прогиба.

Аккумулятивные и **денудационно-аккумулятивные** равнины, как правило, приурочены к древним, но продолжающим развиваться

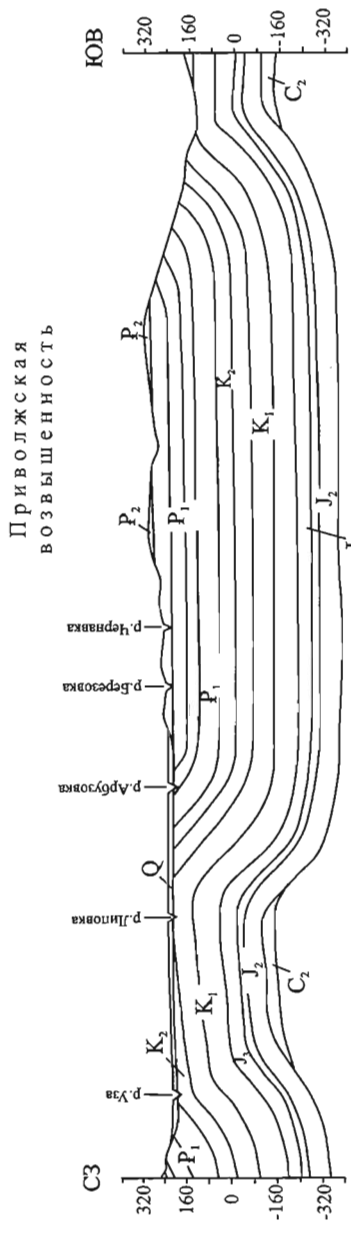


Рис. 16.2. Примеры обращенного рельефа в пределах Приволжской возвышенности. Синклиналь в рельефе выражена возвышенностью, а антиклиналь — понижением

и в настоящее время отрицательным структурным формам платформ — синеклизам (на Восточно-Европейской платформе — Мезенской, Прикаспийской, частично Московской и др.), и новейшим прогибам (Приднепровскому, Окско-Донскому и др.). Это низменные равнины, среди которых выделяются следующие генетические типы: ледниковые (гляциальные), водно-ледниковые (флювиогляциальные зандровые), озерно-ледниковые, ледниково-морские, образовавшиеся в различные эпохи четвертичных оледенений и их деградации; аллювиальные, морские, аллювиально-морские, озерные равнины на Восточно-Европейской, Скифской, Западно-Сибирской, Туранской, Северо-Американской и других платформах; эоловые равнины в пустынях на Туранской и Таримской патформах Центральной Азии, на платформах Африки, Индостана, Австралии и др. (см. рис. 16.1 *Б* и *В*). В зависимости от генезиса рельеф равнин бывает ступенчатым, с развитием разновозрастных вложенных друг в друга террас, как в морских, озерных, аллювиальных и водно-ледниковых равнинах, или грядово-холмистым, как у ледниковых равнин, или грядово-бугристым и ячеистым рельефом песков эоловых равнин. В зависимости от возраста такой рельеф в различной степени расчленен и сглажен. Собственно аккумулятивными являются, по существу, самые молодые позднеплейстоцен-голоценовые равнины, многие из которых приурочены к прогибающимся участкам и в пределах которых еще идет аккумуляция отложений. Средне- и раннеплейстоценовые и более древние равнины обычно уже эродированы или подрезаны абразией и относятся соответственно к эрозионно- и абразионно-аккумулятивным. Многие из них приурочены к положительным структурным формам — антеклизам, валам (рис. 16.3).

От климатических условий современных или прежних эпох, а также состава отложений зависит генезис некоторых малых форм рельефа, осложняющих поверхность равнин. Это — термокарстовые воронки и другие формы, связанные с мерзлотой, развитые на поверхностях морских и аллювиальных равнин севера Европейской России, Западно-Сибирской низменности, а также дюны, суффозионные и карстово-суффозионные воронки и др., развитые на зандровых, аллювиальных и морских равнинах.

Новейшая тектоника влияет на морфологию рельефа равнин, изменяя их гипсометрическое положение, ширину и глубину расчленения эрозией, мощность аккумулятивного покрова, его меха-

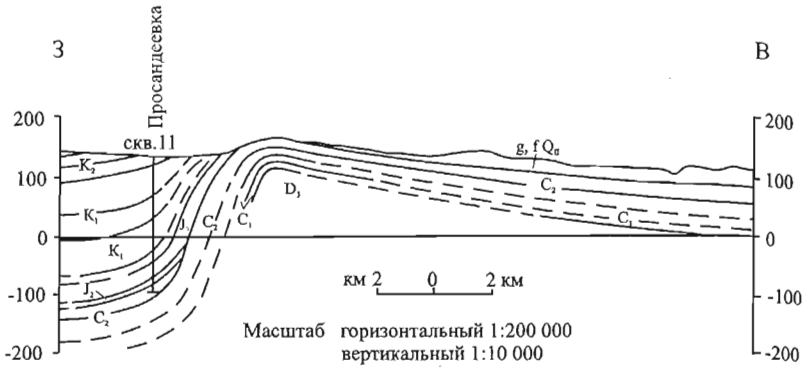


Рис. 16.3. Среднеплейстоценовые гляциальная и флювиогляциальная равнины (g, f $Q_п$), развитые на Окско-Цнинском валу

нический состав и другие особенности. Кроме того, среди равнин поднимаются возвышенности — новейшие поднятия в виде куполов и валов. Особенно широко развиты соляные купола на морских аккумулятивных равнинах Прикаспия. Диаметр наиболее крупного купола — Челкарского — достигает 100 км, а высота — 100–150 м.

Одновозрастные равнины разного генезиса связаны друг с другом постепенными переходами. Так, на Восточно-Европейской платформе в направлении с северо-запада на юго-восток ледниковые равнины сменяются водно-ледниковыми, затем в долинах рек — аллювиальными. Последние ближе к морским побережьям переходят в дельтовые, или аллювиально-морские, и затем в морские (см. рис. 16.1 *В*). На Западно-Сибирской плите ледниковые равнины к северу сменяются морскими, а к югу — водно-ледниковыми, озерно-аллювиальными и аллювиальными.

16.2. РЕЛЬЕФ ГОРНЫХ СООРУЖЕНИЙ

Горные сооружения континентов, называемые также *орогенами*, различны по размерам и морфологии в зависимости от условий образования. Это и горные пояса, протягивающиеся на тысячи километров и пересекающие материки, и отдельные небольшие хребты. По геодинамическим условиям формирования горные сооружения подразделяются на два основных типа, различающихся по своим

структурам и морфологии рельефа: одни из них формируются в условиях горизонтального сжатия земной коры, другие — в условиях сводовых поднятий и растяжения земной коры. И те и другие образованы на протяжении новейшего этапа, начиная с олигоцена, в результате деформации различной по вещественному составу, структуре, возрасту и истории развития земной коры, называемой основанием.

16.2.1. Рельеф орогенов, формирующихся в условиях горизонтального сжатия земной коры. Типы орогенов. С позиций концепции тектоники литосферных плит (В. Е. Хаин, М. Г. Ломизе) в этой категории орогенов выделяются *коллизионные* и *субдукционные* орогены. Первые являются результатом деформации земной коры, вызванной сближением и столкновением (коллизией) континентальных плит — Евразиатской с Африканской, Аравийской и Индостанской. Второй тип орогенов образуется в процессе субдукции (пододвигания) океанских плит под континенты или под островные дуги, например, плит Наска и Антарктической под Южную Америку или Тихоокеанской под Курило-Камчатскую дугу. По положению на континентах выделяются орогены *межконтинентальные* (например, Альпийско-Гималайский горный пояс), *внутриконтинентальные* (например, Уральский и Центрально-Азиатский горные пояса), *окраинно-континентальные* (например, Андийский горный пояс и островодужные). Последние будут рассмотрены отдельно в главе 17.

По предыстории развития среди орогенов выделяются *первичные* и *вторичные* (дейтероорогенные, от гр. deuteros — второй), или *эпиплатформенные*, т. е. послеплатформенные. Они различаются по строению геологического субстрата, на котором сформированы горные сооружения. В первом случае горообразование непосредственно следует за покровно-складчатыми деформациями и другими процессами, связанными с закрытием океанских и морских осадочных бассейнов и смятием выполняющих их осадочных и вулканогенно-осадочных отложений в процессе коллизии или субдукции литосферных плит (Альпы, Кавказ, Гималаи, Анды и др.). Во втором случае горообразование охватывает области с ранее сформированной континентальной корой на древнем покровно-складчатом или кристаллическом основании, испытавшем эрозионно-денудационное разрушение и выравнивание. Эти области к началу горообразования представляли собой

равнины платформенного типа, с широким развитием денудационных поверхностей выравнивания — пенепленов (Урал, Тянь-Шань, Алтай, Саяны, Скандинавские, Гатские горы и др.). Длина некоторых горных поясов превышает 8000 км, а ширина — 1000 км.

Мощность коры в орогенах, формирующихся в условиях сжатия, достигает 70 км, а литосферы — 100–250 км. Для многих из них характерны высокая сейсмичность и новейший, в том числе современный, вулканизм.

Несмотря на различное положение горных поясов сжатия в пределах континентов, а также различную историю геологического развития, они имеют общие особенности рельефа, отражающие их структуру. Обычно они состоят из отдельных горных стран. Так, в Альпийско-Гималайский пояс, простирающийся от Гибралтара до юго-восточной Азии, входят такие горные страны, как Пиренеи, Альпы, Карпаты, Крым, Кавказ, Копетдаг, Памир, Гиндукуш, Гималаи. Горные страны состоят из ряда продольных, в общем параллельных друг другу горных систем, каждая из которых включает несколько цепей горных хребтов, разделенных впадинами. Например, системы Большого и Малого Кавказа разделены Рионско-Куринской системой межгорных впадин.

Основными формами рельефа орогенов сжатия являются хребты и впадины (рис. 16.4, 16.5).

Общий размах вертикальной составляющей тектонических движений достигает 12–13 км, а в Гималаях до 18 км. Амплитуда же рельефа (относительное превышение хребтов над поверхностью сопряженных впадин) значительно меньше и составляет от 0,5–2 до 4–5 км.

Хребты в структурном отношении представляют собой положительные изгибы древнего основания или крупные складки чехла — мегантиклинали, обычно осложненные разрывными нарушениями взбросо-надвигового и сдвигового типов (рис. 16.6), которые расчленены эрозионно-денудационными процессами.

Положительная деформация подчеркивается положением древней поверхности выравнивания (пенеплена, см. гл. 13), а также более молодых цикловых ступеней с эрозионно-денудационными поверхностями. Особенно отчетливо это проявляется в эпиплатформенных горных странах (Тянь-Шань, Алтай, Саяны и др.), где предорогенная поверхность выравнивания в виде фрагментов сохраняется на скло-

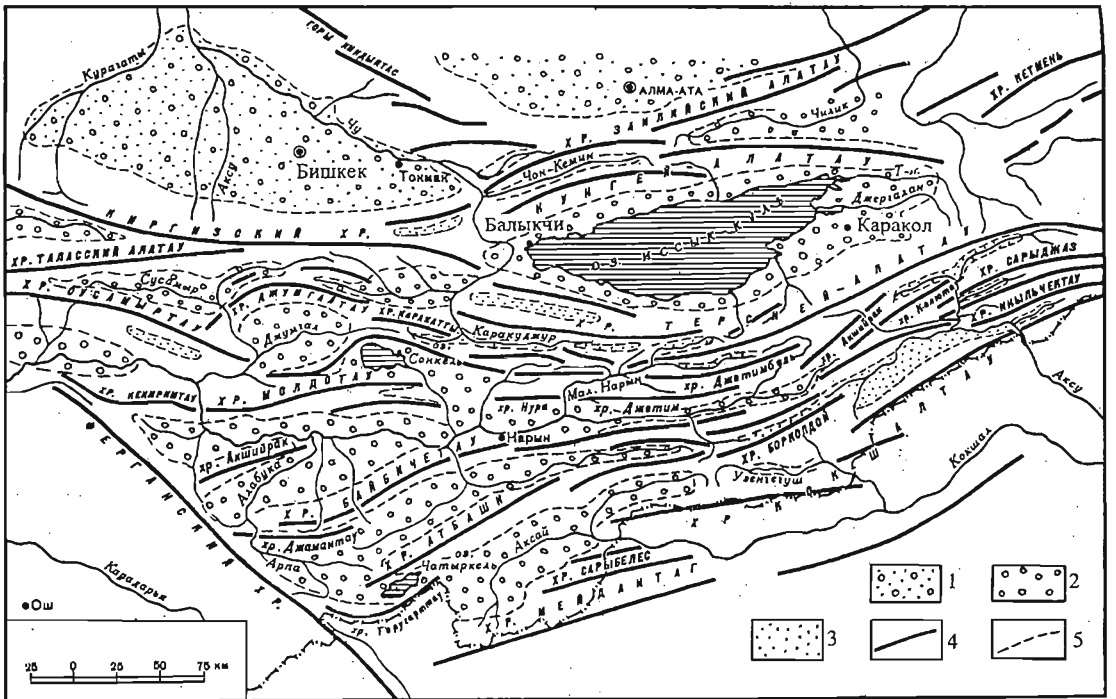


Рис. 16.4. Орографическая схема коллизионного горного сооружения Северного и Центрального Тянь-Шаня:
1–3 — впадины (1 — предгорные, 2 — межгорные, 3 — внутригорные);
4 — хребты и их оси; 5 — границы между хребтами и впадинами

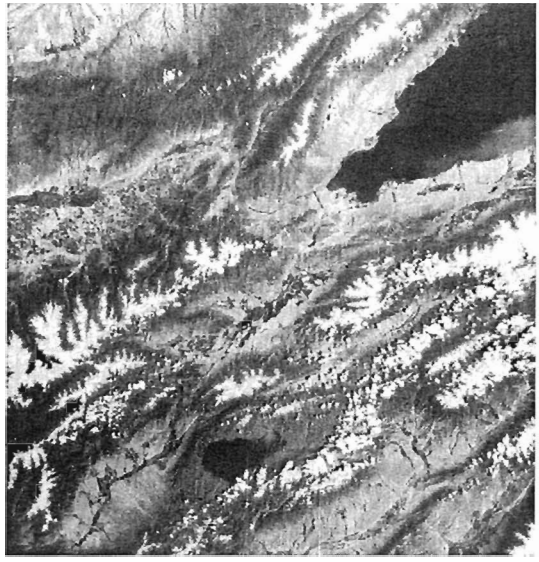


Рис. 16.5. Космический снимок западной части Северного и Центрального Тянь-Шаня

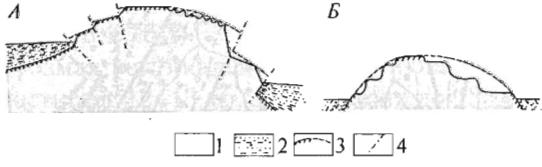


Рис. 16.6. Схемы строения отдельных хребтов (по В. И. Макарову):
А — мегантиклиналь, осложненная разрывами; *Б* — мегантиклиналь;
1 — палеозойский фундамент; 2 —кайнозойский осадочный чехол;
3 — фрагменты мезозойской поверхности выравнивания (пенеплена); 4 — разрывы

нах и в водораздельных частях и хорошо восстанавливается в целом путем интерполяции этих фрагментов (рис. 16.7).

Для хребтов окраинно-континентального пояса Анд характерны вулканы, расположенные над зоной субдукции, многие из которых являются действующими (Уила, Пурасе и др.). Хребты образуют протяженные цепи, в которых отдельные хребты сочленяются друг с другом соосно (как вагоны в поезде) (см. рис. 16.4) или кулисно

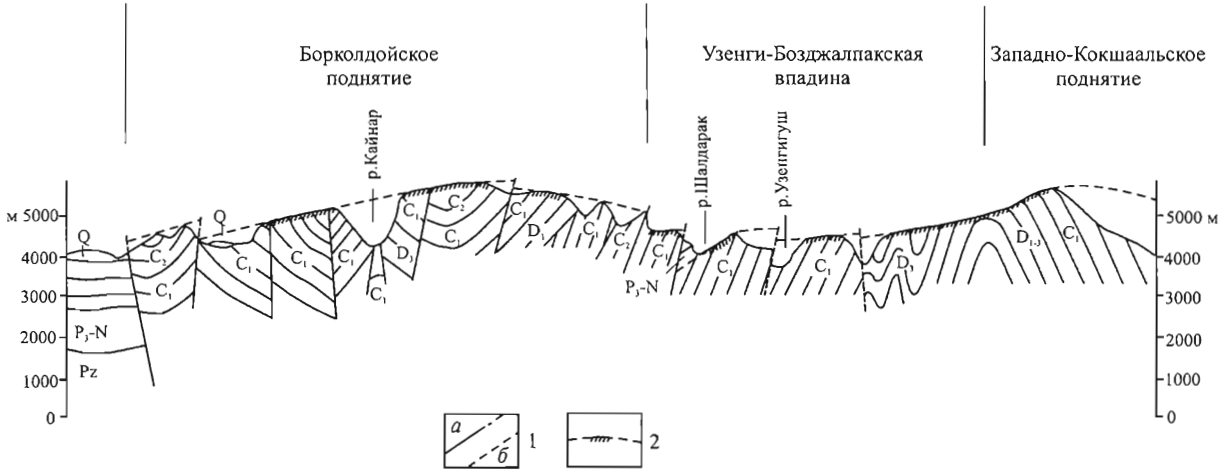


Рис. 16.7. Продольный геолого-геоморфологический профиль через одну из горных систем поднятий Центрального Тянь-Шаня:

1 — разрывные нарушения (*а* — установленные, *б* — предполагаемые);
2 — фрагменты мезозойской поверхности выравнивания (пенеплена) и ее предполагаемое прежнее положение

(один хребет несколько сдвинут и заходит за другой в едином ряду). Последнее проявляет обычно наличие сдвиговой компоненты поля сжатия.

Абсолютные высоты хребтов в целом уменьшаются в направлении от центров сжатия — зон коллизии или субдукции. Так, например, высота горных сооружений Гималаев, Гиндукуша и Каракорума (8600–8000 м), Памира (7500 м), Тянь-Шаня (6000–3000 м) последовательно уменьшается с юга на север, от зоны коллизии Индостанской и Евразиатской литосферных плит, подчеркивая связь формирования этих горных стран с коллизионными процессами.

Хребты на протяжении новейшей истории являются областями денудации, источниками обломочного материала, который различными путями — водным, ледниковым, эоловым — выносится за их пределы в прилежащие и более удаленные впадины. В самих же хребтах аккумуляция происходит лишь на небольших участках и является неустойчивой. Развитие процессов денудации и аккумуляции и образованных ими форм рельефа и отложений в пределах хребтов подчиняется климатической зональности и структурной обстановке. Так, в вершинном поясе высоких гор в ледниковой зоне нивального климата развиты ледники и снежники (см. гл. 12), кары, цирки, троги, заполненные современными моренами. В целом это рельеф альпийского типа, глубоко расчлененный, с островершинными водоразделами, хотя нередко сохраняются и плоские водоразделы, являющиеся останцами исходного пенеплена. Ниже в условиях горной тундры или субнивальной зоны на склонах развиты солифлюкционные формы рельефа (покровы, потоки и др.) в сочетании с гравитационными (обвально-осыпными) на крутых склонах и делювиальными на пологих. На водоразделах и в речных долинах развит древнеледниковый рельеф морен покровных и долинных оледенений, древние, часто полуразрушенные цирки и троги. Еще ниже во внеледниковых зонах умеренного или других поясов в лесных и степных зонах преобладают эрозионные формы рельефа — долины постоянных и временных потоков (в зависимости от климатических условий) с широким развитием склоновых форм. Низкие хребты (кряжи) и нижние части склонов и предгорья многих высоких хребтов, находящиеся в аридных или семиаридных климатических условиях, характеризуются преобладанием форм рельефа, созданных временными водотоками, расчленяющими

рельеф до степени бедленда. В ландшафтном отношении это каменистые пустыни.

Многие хребты асимметричны (рис. 16.8), характеризуются различной крутизной и длиной своих склонов.

Асимметрия по крутизне склонов отражает вергентность (от лат. vergere — наклонять), т. е. наклон мегаскладок, в направлении надвигов и покровных перемещений (см. рис. 16.8 *Б*, *Г*, *Д*). Асимметричными хребты могут быть еще из-за того, что их противоположные склоны сочленяются с впадинами, лежащими на разных гипсометрических уровнях (см. рис. 16.8 *В*, *Г*, *Д*). Некоторые хребты надвигаются на прилежащие впадины в процессе латерального сжатия земной коры. Об этом свидетельствуют такие признаки: развитие у подножия крутых склонов хребтов обвально-оползневых масс, являющихся неоген-четвертичными олистостромами (см. рис. 8.7), а также миграция продольных речных долин во впадинах в сторону от поднимающихся и надвигающихся хребтов. В окраинно-континентальных орогенах, например Андах, крутые склоны обращены к океану. Такими же, по существу, являются Крымские горы. Асимметрия хребтов в сочетании с климатическими условиями обусловливает неравномерное, часто аномальное развитие некоторых рельефообразующих процессов и соответствующих форм рельефа на разных склонах хребтов. Примером может служить аномальное развитие ледниковых форм — цирков, трогов, морен — на южных склонах хребтов по сравнению с северными (см. рис. 5.18).

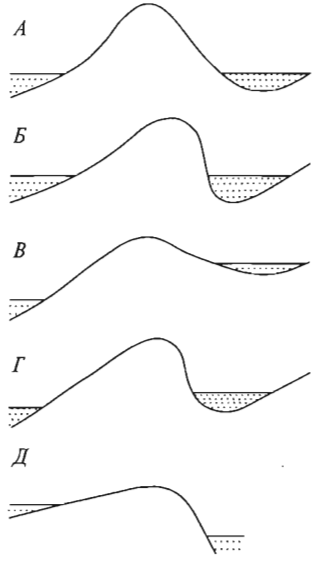


Рис. 16.8. Различные виды асимметрии хребтов (схема):

А — симметричный хребет, склоны которого сопрягаются с одновысотными впадинами; *Б* — асимметричный хребет, склоны которого сопрягаются с одновысотными впадинами; *В–Д* — асимметричные хребты, склоны которых сопрягаются с разновысотными впадинами

Возраст хребтов различен. В общем случае, чем выше хребет, тем он древнее, поскольку высота, как вертикальная составляющая

деформации земной коры, является функцией длительности деформации. Наиболее ранний возраст соответствует началу новейшего этапа — позднему олигоцену, хотя отдельные массивы могли быть поднятыми и в более раннее время.

Рост хребтов носит неравномерный характер. В соответствии с неравномерностью неотектонических движений периоды активных поднятий сменялись ослаблением движений, что вызывало активизацию или ослабление эрозионно-денудационного расчленения горных массивов. Свидетельством этого является характерная ступенчатость склонов хребтов, наличие разновысотных и разновозрастных ступеней или, иначе, этажей денудационно-эрозионного рельефа. Каждый из них состоит из склона, соответствующего стадии расчленения горного массива (врезания водотоков), которое связывается с периодом активного поднятия, и прилежащей к нему поверхности выравнивания, или педимента (см. гл. 13), формирование которой связывается с периодом ослабления поднятий. Нижние этажи рельефа представлены четвертичными речными террасами. Количество ступеней, или этажей, рельефа соответствует количеству циклов поднятия и расчленения хребтов. Возраст этажей рельефа определяется по возрасту соответствующих им молассовых комплексов, выполняющих сопряженные с хребтами впадины.

Впадины и их типы. Впадины — это тектонические прогибы, области относительных или абсолютных опусканий. В них аккумулируется обломочный материал (моласса), сносимый с соседних хребтов. В структурном отношении впадины представляют собой крупные отрицательные складки основания — мегасинклинали или грабен-синклинали разных размеров, морфологии и времени обособления в рельефе. Они, как и хребты, обычно асимметричны в поперечном сечении и в своем строении, и нередко их границы с хребтами осложнены разломами взбросо-надвигового или взбросо-сдвигового типа (рис. 16.9).

В большинстве своем такие прогибы компенсированы осадконакоплением. И лишь некоторые, как упоминавшаяся выше Турфанская впадина в Китае, расположенная у подножия Восточного Тянь-Шаня, не компенсированы из-за дефицита обломочного материала. Вследствие этого поверхность таких впадин находится ниже нулевой отметки.

По положению в пределах горных сооружений впадины подразделяются на предгорные, межгорные и внутригорные (см. рис. 16.9)

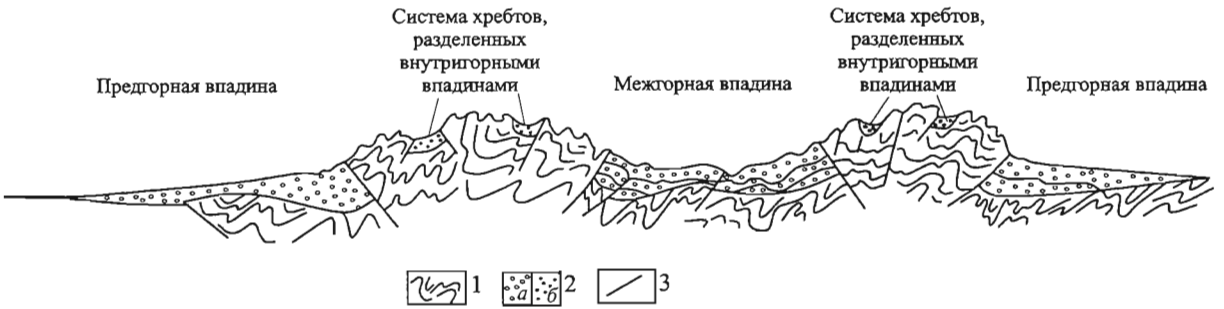


Рис. 16.9. Принципиальный геолого-геоморфологический профиль через горное сооружение коллизионного типа:

1 — дислоцированные породы основания (PR-PZ); 2 — кайнозойские отложения, выполняющие впадины: предгорные и межгорные (*а*) и внутригорные (*б*); 3 — разрывы

Они различаются по размерам (ширине, длине), высотному положению и, следовательно, по климатическим условиям, степени расчлененности рельефа и другим особенностям. Ко многим впадинам приурочены вытянутые вдоль них (продольные) речные долины, реже озера (например, Иссык-Куль в Центральном Тянь-Шане, Севан на Малом Кавказе и др.) (см. рис. 16.5).

Предгорные впадины расположены в зонах сопряжения горных сооружений со смежными платформами. Они характеризуются весьма большими размерами. К ним относятся, например, Чуйская и Кучарская впадины соответственно на севере и юге Тяньшанского орогена, Азово-Кубанская и Терско-Кумская впадины в Северном Предкавказье и другие впадины на фронте горных сооружений. Их сопряжение с платформенными равнинами обычно плавное, так что слабо наклонные равнины предгорных впадин постепенно переходят в почти горизонтальные платформенные равнины (см. рис. 16.9). Мощность молассовых отложений в таких впадинах изменяется в широких пределах, достигая 5–8 км и более (Предгималайский прогиб).

Межгорные впадины расположены внутри горных сооружений, разделяя системы хребтов. В структурном отношении это обширные (до 100–150 км в ширину) тектонические прогибы синклинального типа, осложненные внутренними поднятиями (рис. 16.10, 16.11).

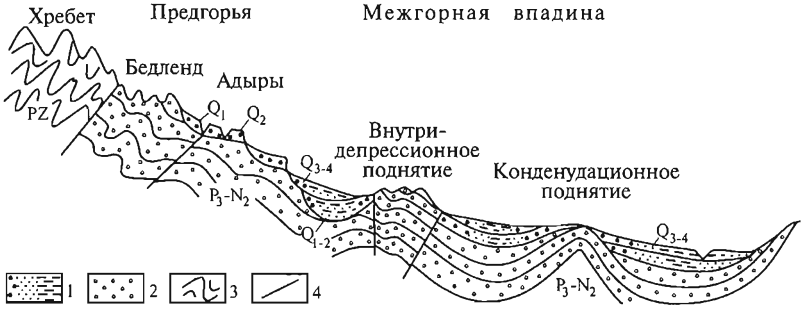


Рис. 16.10. Схема рельефа межгорной впадины

1 — четвертичные аллювиальные, пролювиальные равнины, сложенные галечниками, песками, суглинками; 2 — комплекс палеоген-неогеновых отложений (моласса) (конгломераты, галечники, песчаники); 3 — эрозионный рельеф хребтов, сложенных палеозойскими породами; 4 — разрывы



Рис. 16.11. Внутридепрессионное поднятие в одной из впадин Северного Тянь-Шаня (аэрофото)

В районах проявления наибольшего сжатия (в горных узлах) ширина впадин резко сокращается. По морфологии среди межгорных впадин выделяются: асимметричные, поверхности которых наклонены в одну сторону, и симметричные, поверхности которых наклонены к центральным частям впадин; высокоподнятые (Алайская впадина на Памире поднята до 3,5–4 км) и низкие, расположенные почти на уровне моря (Рионская на Кавказе), замкнутые, или окруженные со всех сторон хребтами (Иссык-Кульская), полузамкнутые (Ферганская, Таджикская на Тянь-Шане) и открытые или раскрывающиеся в сторону равнин или моря (Куринская и Рионская на Кавказе и др.). Мощность молассового комплекса отложений, выполняющего межгорные впадины, от 3–5 до 8 км и больше.

Внутригорные впадины распространены в системах хребтов, разделяя их на отдельные цепи (см. рис. 16.9). Это участки относительного прогибания, которые развиваются на фоне общего поднятия и днища которых находятся на высотах более 2–3 км (например, многие впадины Тянь-Шаня, Большого Кавказа и других горных систем). По структуре эти впадины являются синклинальными и грабен-синклинальными прогибами, а некоторые представляют собой грабены рампового типа (ограниченные надвигами), иногда зна-

чительно сомкнутые. Некоторые впадины являются присдвиговыми бассейнами, или пуллапартами (от англ. pull-apart — разрывать, растаскивать). Внутригорные впадины представляют относительно узкие (до 20–30 км) четковидные (чередующиеся расширенные и суженные участки) долины или понижения, прорезанные реками или занятые озерами, а в высокогорьях — современными ледниковыми потоками (например, долины Иныльчек, Сарыджаз и другие на востоке Центрального Тянь-Шаня). Внутригорные впадины, занимая повышенное положение относительно межгорных и предгорных, являются зонами преимущественного транзита обломочного материала, сносимого с разрушаемых хребтов и выносимого в межгорные и предгорные впадины (основные базисы эрозии). И поэтому комплекс молассовых отложений, выполняющих внутригорные впадины, отличается неполнотой разреза, более грубым их составом и небольшими (первые сотни метров) мощностями.

Рельеф впадин. Основными формами рельефа всех впадин в пределах горных сооружений являются равнины аллювиальные, пролювиальные, озерные, а в высоко расположенных «холодных» межгорных и внутригорных впадинах — ледниковые и водно-ледниковые. В некоторых впадинах, открывающихся на побережья морей (Куринская, Азово-Кубанская и др.), развиты морские равнины. От климатических условий зависит развитие в пределах равнин зональных форм рельефа: термокарстовых воронок, болот, солифлюкционных и других форм, характерных для тундровых зон, или такыров и солончаков на глинистых или щебнисто-галечниковых пустынных равнинах.

Равнины имеют четвертичный возраст. Как правило, более молодые равнины позднеплейстоцен-голоценового возраста развиты в центральных частях впадин, а более древние — в периферических. Реки последовательно врезаются с образованием «лестницы» террас, а молодые пролювиальные равнины вложены в более древние. Все это отражает процесс постепенного вовлечения периферических частей впадин в поднятия, из-за чего впадины как области аккумуляции сокращаются. В результате образуются предгорья — низкие и высокие возвышенности. Поверхность низких предгорий обычно уплощенная, с сохранившимся чехлом аккумулятивных отложений, чаще всего аллювиально-пролювиальных, перекрытых лессами. В Средней Азии такие плосковершинные возвышенности называют-

ся «адырами» (см. рис. 16.10). В высоких предгорьях аккумулятивный покров бывших равнин уже не сохраняется из-за интенсивного глубокого расчленения, иногда достигающего степени бедленда.

Таким образом, впадины как области аккумуляции сокращаются. Кроме того, сокращению впадин способствует также рост в их пределах внутридепрессионных локальных поднятий. Эти поднятия расчленяют впадины на ряд локальных, в которых еще идет современная аккумуляция отложений (см. рис. 16.11).

16.2.2. Рельеф орогенов, развивающихся в условиях сводовых поднятий и растяжения земной коры (орогены растяжения, или рифтогенные). Горные сооружения, формирующиеся в условиях сводовых поднятий и растяжения земной коры над поднимающимися линзами разуплотненной мантии, подразделяются на *межконтинентальные* (Красноморский рифтоген) и *внутриконтинентальные* (Байкальский, Восточно-Африканский, Провинция Бассейнов и Хребтов на западе Северной Америки). К внутриконтинентальным относятся также горные сооружения, в которых условия растяжения не привели к образованию типичных рифтов, но обладающие многими структурно-морфологическими их признаками. К таковым относятся, например, Хангайские и Хэнтэйские (горные сооружения) в Монголии, которые можно отнести к предрифтовым (А. Ф. Грачев). Литосфера под орогенами этого типа утонена до 40–75 км по сравнению с окружающими территориями (120–200 км), мощность земной коры также уменьшена до 30–40 и даже 20–22 км. Для них характерны повышенный тепловой поток, сейсмичность, вулканизм трещинного (как в Байкальском рифтогене), реже центрального типа (как в Восточно-Африканском). Раздвижение происходит со скоростью до 3–5 см/год (Провинция Бассейнов и Хребтов).

Почти все континентальные горные сооружения этого типа относятся к эпиплатформенным. Они развиваются в областях ранее завершенной складчатости, претерпевших затем общее выравнивание и образование пенеплена. Амплитуда рельефа в этих орогенах составляет не более 2–3 км, а общий размах тектонических движений достигает 6–8 км. Сводообразование сопровождается формированием разломов и вулканизмом.

В рельефе на фоне обширных сводовых поднятий, сопровождающихся растяжением земной коры, формируются цепи хребтов

и впадин (рис. 16.12), протягивающиеся на сотни и тысячи километров (как, например, Восточно-Африканская рифтовая система).

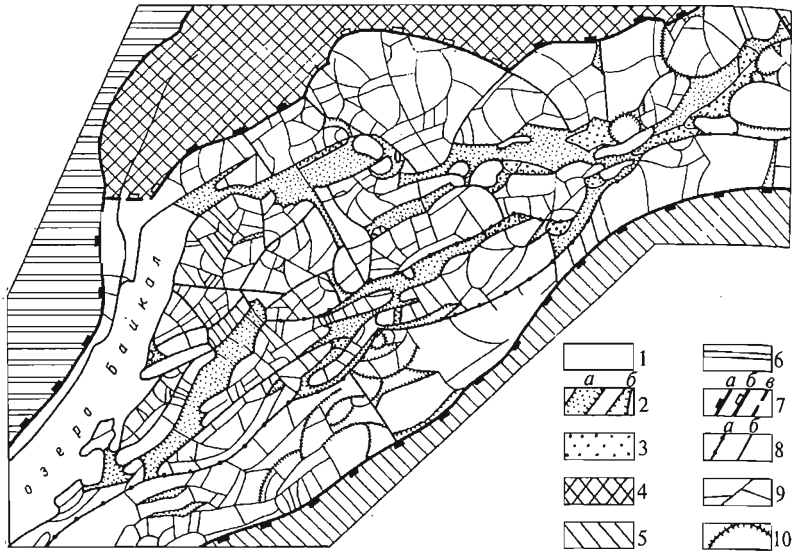


Рис. 16.12. Строение Байкальского сооружения (по Н. И. Корчугановой):

1 — новейшие поднятия амплитудой более 1000 м; 2 — впадины (*а* — рифтовые, *б* — прочие); 3 — внутривпадинные поднятия; 4 — Патомское новейшее поднятие; 5 — Забайкальское новейшее поднятие; 6 — Сибирская платформа. Границы: 7 — Байкальской рифтовой зоны (*а* — достоверные, *б* — предполагаемые, *в* — условные), 8 — подзон (*а, б* — блоков); 9 — внутриблоковые разрывы, разрабатываемые эрозией; 10 — кольцевые структуры, преимущественно интрузии

Они представляют различно поднятые или опущенные блоки основания, разделенные разломами типа нормальных сбросов и сбросо-сдвигов.

Хребты представляют в различной степени эродированные, обычно асимметричные горсты, с крутыми эрозионно-тектоническими склонами, или сводово-блоковые поднятия (рис. 16.13).

Абсолютная высота хребтов составляет 2–4 км, реже больше. Склоны таких хребтов отвечают сбросовым уступам и от этого имеют треугольные и трапециевидные контуры, называемые фасетами, которые представляют эродированные плоскости сбросов и сбросо-сдвигов,

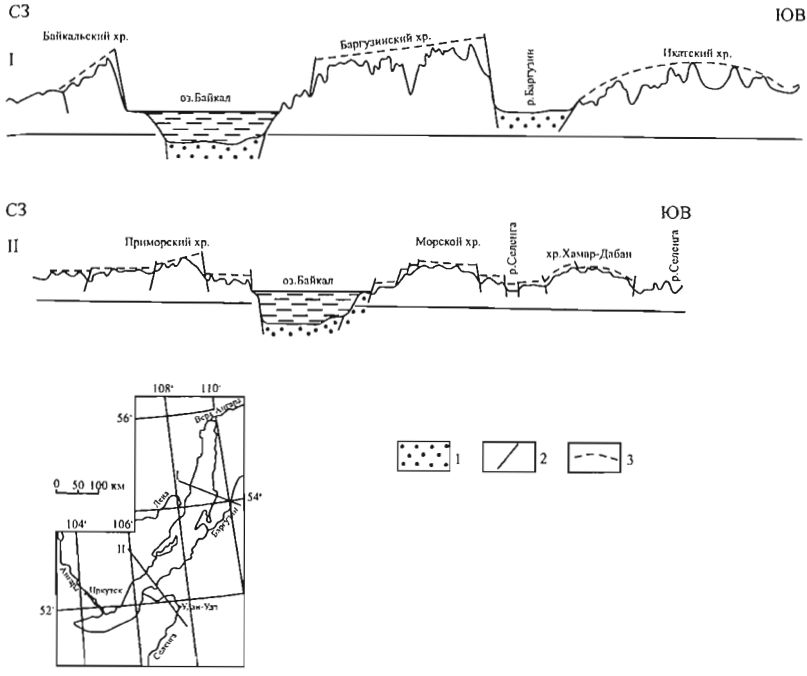


Рис. 16.13. Поперечные профили через Байкальское рифтовое сооружение (по Г. Ф. Уфимцеву):

1 — четвертичные отложения; 2 — сбросы; 3 — обобщенные очертания поднятий. На схеме показано местоположение профилей I и II

сместивших водораздельные гребни (см. рис. 4.11). В рельефе вершинного уровня сохраняются платообразные фрагменты древних поверхностей выравнивания (пенепленов). У краевых по отношению ко всему горному сооружению хребтов (например, Байкальского, Приморского в Байкальском рифтогене), представляющих плечи рифтовых впадин, они часто наклонены в сторону от осевых грабенов (см. рис. 16.13). В районах развития молодого вулканизма (Восточная Африка, Провинция Бассейнов и Хребтов в Северной Америке, Хангайское нагорье в Монголии) широко развиты платообразные возвышенности с характерными ступенчатыми склонами, сложенные лавами.

Впадины в сводовых орогенах имеют различную ширину: от очень узких и щелевидных (первые километры) до 15–30–50 км. Это

зависит от длительности и характера растяжения: чем длительнее этот процесс, тем шире и глубже впадины. Сама впадина Байкала имеет ширину порядка 70 км. Длина впадин — сотни километров (Байкальской — 400 км). Некоторые впадины представляют замкнутые бессточные котловины, не компенсированные осадками из-за интенсивного прогибания и малого поступления обломочного материала или из-за дефицита атмосферных осадков, воды, способной выносить и аккумулировать материал (например, Мертвая долина в Калифорнии, дно которой опущено до 56 м). Часто впадины образуют линейные цепочки, разделенные небольшими поднятиями-перемычками. Многие впадины развиваются в присдвиговых зонах растяжения и представляют собой пуллапарты. По бортам впадин развиты сбросы и трещины растяжения, секущие четвертичные, в том числе голоценовые, эрозионные и аккумулятивные формы — пролювиальные конусы выноса, речные поймы и террасы, что свидетельствует о современной активности разрывных нарушений. В некоторых впадинах с трещинами растяжения и сбросами связано проявление вулканизма. Лавовые и шлаковые конусы с кальдерами нередко образуют цепочки, приуроченные к разломам. От них вниз по эрозионным долинам и на большие расстояния распространяются застывшие лавовые потоки. Некоторые четвертичные вулканические конусы в процессе опускания дна впадин погребаются под молодыми отложениями (рис. 16.14).

Дно впадин плоское, часто полого наклонное к одному из склонов, представляет собой равнины пролювиальные и эоловые в аридных условиях, аллювиальные, озерные, озерно-аллювиальные, болотные в гумидных условиях, флювиогляциальные и ледниковые в условиях развития холодного нивального и субнивального климата. Возраст равнин преимущественно позднеплейстоцен-голоценовый. В речных долинах часто развиты лишь поймы и низкие террасы. Более древние формы оказываются погребенными в процессе опускания впадин. Важной особенностью впадин в условиях растяжения является отсутствие предгорий, и плоские днища впадин непосредственно граничат с крутосклонными хребтами.

Выше рассмотрены самые общие, наиболее распространенные и наиболее изученные типы равнинного и горного рельефа континентов Земли. Они не исчерпывают всего их разнообразия, зависящего от геодинамических и климатических условий. Это относится в основном к горным сооружениям.

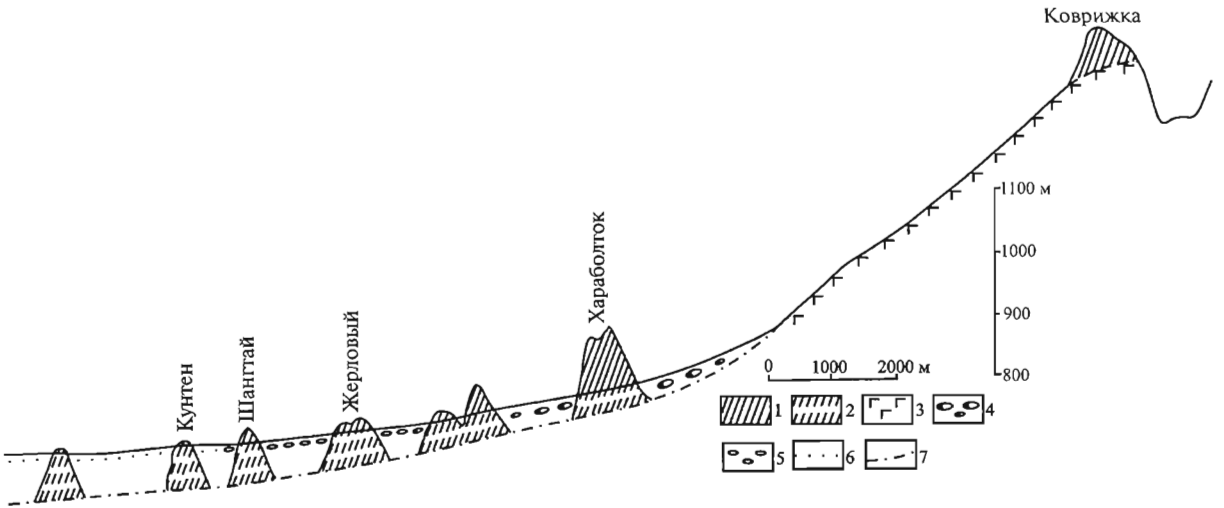


Рис. 16.14. Ряд погружающихся вулканов в северо-восточной части Тункинской впадины (по Г. Ф. Уфимцеву):

1, 2 — экспонированные (1) и погребенные (2) части шлаковых конусов; 3 — базальтовый покров, бронирующий склон одного из поднятий; 4 — предгорная пологонаклонная аккумулятивная равнина; 5 — террасовая поверхность; 6 — болотистая низина; 7 — предполагаемое положение кровли базальтового покрова под молодыми осадками

ГЛАВА 17

РЕЛЬЕФ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН И ОКЕАНСКИХ ВПАДИН

Между континентами и океанскими впадинами выделяются переходные зоны, в которых происходит сочленение континентальной и океанической коры. Это подводные продолжения материков или континентальные окраины. По рельефу, геологическому и тектоническому строению выделяются два типа окраин: *пассивные* (атлантического типа) и *активные* (тихоокеанского типа).

17.1. РЕЛЬЕФ ПАССИВНЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН (ПЕРЕХОДНЫЕ ЗОНЫ АТЛАНТИЧЕСКОГО ТИПА)

Пассивные окраины развиты по периферии Атлантического океана (кроме районов, прилежащих к Антильской и Южно-Сандвичевой дугам), окаймляют Северный Ледовитый и Индийский океаны. Они примыкают к платформенным равнинам и некоторым горным массивам — Гатским (на Индостанском п-ве), Скандинавским горам. Свое название они получили за отсутствие современного вулканизма и относительно низкую сейсмичность, хотя в их пределах иногда происходят сильные землетрясения, как, например, Лиссабонское землетрясение 1755 года. Пассивные окраины образовались в течение последних 200 млн лет в процессе рифтогенеза — последовательного раскола единого суперконтинента Пангея и раздвижения литосферных плит и их фрагментов. В рельефе пассивных окраин выделяются три крупные формы: *шельф, континентальный склон* и *подножие*, различающиеся по батиметрии, геологическому строению, геофизическим характеристикам и процессам формирования рельефа (рис. 17.1).

17.1.1. Геоморфологические особенности шельфа. *Шельф* (от англ. shelf — полка) — это материковая отмель, непосредственное продолжение прилежащих равнин, затопленных морем. Его площадь обширна, составляет 18–20 % площади суши или 8 % площади океанов. Шельф расположен на глубине от 20 до 200 м, однако

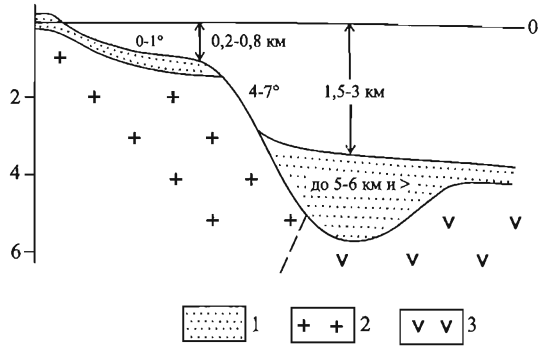


Рис. 17.1. Схема строения рельефа пассивной континентальной окраины:

1 — осадочные отложения; 2 — гранитно-метаморфический слой; 3 — базальтовый слой

местами он погружен до 600 и даже более метров (О. К. Леонтьев, Г. И. Рычагов). Средняя ширина шельфа — 72 км. В Баренцевом и Беринговом морях шельф занимает около половины их площади, достигая 800–1100 км в ширину. Средние уклоны поверхности шельфа 0,7–1° (2 м на 1 км). Шельф, как и прилежащая суша, подстилается континентальной корой, мощность которой уменьшается с 40 до 20 км к его бровке и континентальному склону. В этом же направлении увеличивается раздробленность коры, с образованием горстов и грабенов. Мощность осадков, перекрывающих эти структуры, достигает нескольких километров, что свидетельствует о значительном прогибании и существовании морских условий в дочетвертичное время. И в четвертичное время шельфы многих морей продолжают прогибаться. Так, отдельные участки шельфа Баренцева моря после последнего оледенения прогибаются со средней скоростью 1,4–3 см/год (Р. Б. Крапивнер). Большая часть шельфа в четвертичное время неоднократно осушалась и затоплялась морем. Последнее затопление произошло в позднеплейстоцен-голоценовое время, когда растаяли ледники последнего (вюрмского или валдайского) оледенения, и уровень морей и океанов поднялся почти на 100 м. Шельфовые моря называются эпиконтинентальными, т. е. надматериковыми, т. к. они образовались в результате затопления окраинных частей материка при повышении уровня океана.

Современное положение береговой линии установилось 5–6 тыс. лет назад. Шельф имеет большое практическое значение, т. к. на нем сосредоточены громадные запасы минерального сырья, главным образом нефти, а также пищевых продуктов.

На шельфе выделяются две зоны — внутренняя и внешняя. *Внутренняя* зона — наиболее молодая, расположена на глубинах от 30–50 до 100 м, относительно выровненная. Граница с собственно прибрежной зоной является условной и проводится там, где затухают волновые процессы, участвующие в формировании побережий морей и океанов. *Внешняя* зона расположена на большей глубине и более расчленена. Внешняя часть шельфа часто ограничена барьерами, к которым относятся выступы фундамента, коралловые рифы, соляные купола или вулканические постройки (рис. 17.2 *В*).

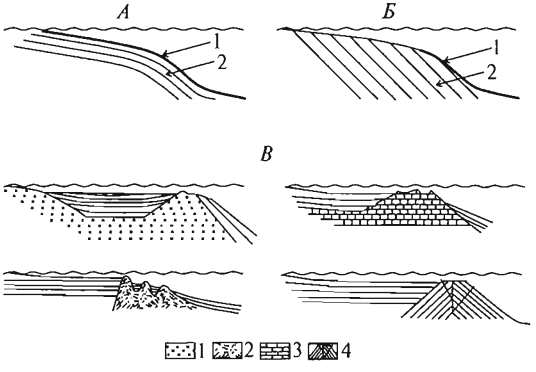


Рис. 17.2. Схематическое строение различных типов континентальной окраины (по Г. Сингху, К. Эмери, Ф. Шепарду):

А — аккумулятивные шельф и континентальный склон; *Б* — денудационный шельф и аккумулятивный склон; *В* — различные типы барьеров; 1 — породы фундамента; 2 — соляные купола; 3 — коралловый риф; 4 — вулканическая постройка. Стрелками показаны отложения: 1 — позднечетвертичные, 2 — более древние

Основными формами рельефа шельфа являются аккумулятивные равнины, хотя есть и абразионные равнины, с которых осадки снесены на континентальный склон (рис. 17.2 *А*, *Б*). Это самые низкие по гипсометрическому положению равнины континентов, затопленные морем. Они перекрыты морскими четвертичными

осадками мощностью в десятки метров, облекающими понижения и выступы дна.

Основными рельефообразующими процессами на шельфе являются гидродинамические: волновые, штормовые, приливные. Действие этих процессов особенно заметно в прибрежной части шельфа, где образуется комплекс форм, который рассматривался в главе 7. На остальной части действие этих процессов заметно сглажено, здесь основную роль играют течения.

17.1.2. Генетические типы рельефа шельфа разнообразны и зависят от климатического и тектонического факторов. Обширные пространства шельфа еще недавно были сушей. Поэтому современный рельеф шельфа представляет собой сочетание наземных (субаэральных) и наложенных морских форм. Сохранность форм зависит от разрушительного действия волнений, течений, количества поступающих наносов и скорости осадконакопления. Многие формы рельефа уже погребены под современными осадками, другие продолжают формироваться. Выделяются следующие генетические типы рельефа: морской, ледниковый, аллювиальный, эоловый, биогенный, тектонический. Все они изучаются в основном геофизическими методами (эхолотированием, сейсмоакустическим профилированием), а также глубоководным бурением и подводной съемкой.

Морской тип представлен аккумулятивными равнинами, сложенными морскими осадками, в прибрежной части более грубыми, на удалении — более тонкими. В пределах равнин сохранились древние береговые линии — зоны развития прибрежных аккумулятивных и абразионных форм. Это валы, клифы, террасы, впадины бывших лагун и заливов и др. Они образовались при более низких, чем современный, уровнях морей и океанов. Наиболее широко распространенная и хорошо сохранившаяся береговая линия прослеживается на глубине 80–100 м. Она фиксирует стояние уровня моря в позднем плейстоцене во время последнего оледенения. Затем 16–17 тыс. лет назад в связи с таянием ледников началась трансгрессия, и уровень морей и океанов вновь начал подниматься, вследствие чего многие формы рельефа оказались под водой. Во многих морях на глубинах от 180 до 250 м прослеживаются более древние береговые линии, связанные, возможно, со среднеплейстоценовыми оледенениями (Г. Б. Удинцев, О. К. Леонтьев и др.).

К морским формам рельефа относятся бары — крупные подводные валы (см. гл. 7). Для образования баров необходимы достаточное количество рыхлого материала и неровности морского дна: флексуры, тектонические уступы, антиклинали (см. рис. 7.4). Бары протягиваются на сотни километров. Их высота — десятки, а ширина — сотни метров. Они сложены хорошо отсортированным песком, обладающим высокими коллекторскими свойствами. Поэтому изучение баров имеет большое значение для поисков нефтяных структур.

Ледниковый тип. В настоящее время шельфы Антарктиды и Гренландии перекрыты ледниками, некоторые из них выдвигаются в море более чем на 500 км. Под шельфовыми ледниками идет сброс обломочного моренного материала. Кроме того, моренный материал сбрасывается айсбергами, разносящими его иногда на большие расстояния от края ледников.

В эпохи прежних оледенений шельфы северных морей были покрыты мощными (до 1–2 км) ледниками. После их таяния образовался аккумулятивный грядовый и холмисто-западинный рельеф, в настоящее время затопленный. В Баренцевом и Норвежском морях сохранились холмы и гряды стадиальных, конечных, боковых морен, относящихся к поздне- и среднеплейстоценовым оледенениям. Их высота — от 20–30 до 70–80 м, а длина достигает несколько километров. В настоящее время они облекаются голоценовыми морскими осадками (рис. 17.3).

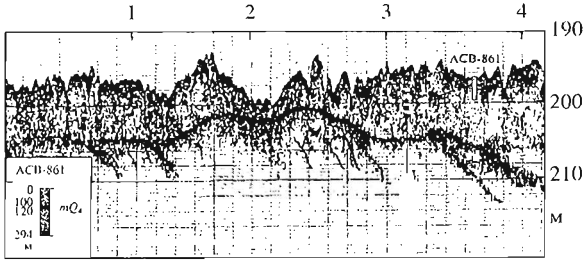


Рис. 17.3. Моренные гряды на восточной окраине банки Персея в Баренцевом море (по Ю. А. Павлидису)

Ледниковый рельеф находится на расстоянии 120–150 км от берега. Он прорезан каналами стока талых вод. От их концов расстилаются обширные подводные зандровые равнины.

Экзарационный рельеф представлен крупными фьордами (см. гл. 7), протягивающимися из береговой зоны. Они широко развиты на Скандинавском, Балтийском, Гренландском и многих других северных шельфах, а также в Антарктике. Крупнейший затопленный трог — желоб Св. Лаврентия в Северной Америке — имеет длину более 500 км. Многие троги приурочены к крупным поперечным разломам.

Криогенный тип рельефа развит на шельфах северных морей. Это разнообразные понижения, возможно термокарстовые воронки или алласы, а также холмы — гидролакколиты, перекрытые морскими осадками.

Аллювиальный рельеф представлен речной сетью, образовавшейся до начала последней трансгрессии. По глубине ее нахождения можно судить об амплитуде новейшего погружения, выделить области, отличающиеся по интенсивности прогибания. Почти все реки, впадающие в моря и океаны, имеют подводное продолжение. Длина затопленных долин достигает нескольких сот километров. Так, Эльба прослеживается на 500 км под водами Северного моря и оканчивается на глубине 80 м. Рейн протягивается на 720 км и заканчивается на глубине 90 м. Палеорусла Оби, Енисея еще более длинные (рис. 17.4), однако глубина их затопленных устьев — всего 35–50 м.

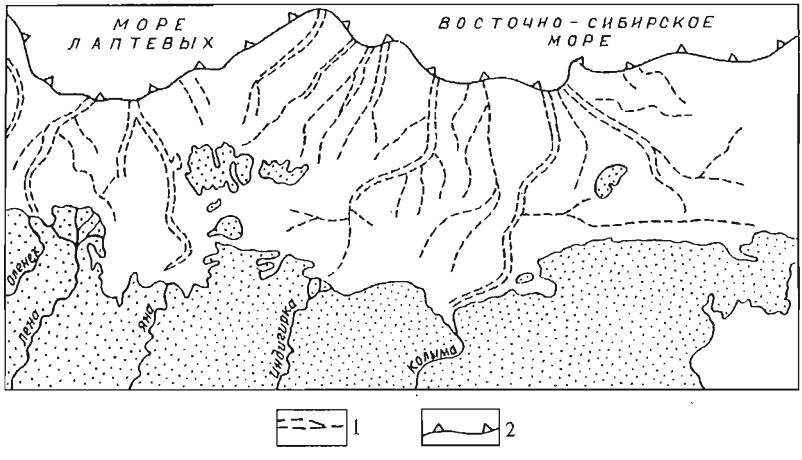


Рис. 17.4. Затопленные речные долины на шельфе восточной части Российского сектора Арктики (по Г. С. Ананьеву, О. К. Леонтьеву):

1 — затопленные долины; 2 — бровка шельфа

Подводные долины заполнены аллювием, в них выделяются пойма, прирусловые валы, террасы. Некоторые крупные подводные русла переходят в каньоны, прорезающие континентальный склон. Прямолинейность многих затопленных русел свидетельствует о приуроченности их к зонам разрывов. Детали строения эрозионной сети, как и на суше, контролируются локальными тектоническими структурами. Так на шельфе Карского моря, по данным А. Н. Ласточкина, неотектонические поднятия дна формируют радиальный рисунок гидросети, а более крупные затопленные долины обтекают поднятия.

Восстановление затопленной речной сети важно, т. к. с аллювием связаны промышленные залежи нефти и газа; в затопленных долинах на шельфах Канады, Аляски, Индонезии известны россыпи золота.

Эоловый рельеф развит на шельфе аридных областей, в частности Африки. Это затопленные морем песчаные гряды, дюны, дефляционные котловины, находящиеся на разной глубине.

Биогенный рельеф. Типично шельфовые аккумулятивные формы рельефа представлены различными постройками, формируемыми бентосными организмами — кораллово-водорослевыми и раковинными. К первым относятся рифы, развитые на шельфах тропических морей. Это береговые или окаймляющие, внутрилагунные, барьерные рифы. Последние достигают многих сотен метров в высоту, т. к. растут на опускающейся бровке шельфа. Известным примером является Большой Барьерный риф на восточном шельфе Австралии, имеющий форму гряды, протягивающейся более чем на 2000 км. Раковинный тип построек представлен *банками* — отмелями, развитыми во внутренних частях шельфов.

Тектонический рельеф. Новейшие тектонические структуры имеют прямое отражение в рельефе шельфа. Крупные подводные возвышенности или локальные поднятия, выступы дна, валы представляют положительные структуры. Со многими локальными поднятиями связаны месторождения нефти на шельфах Северного, Баренцева, Охотского и других морей. Отрицательные формы выражены впадинами, а разломы — желобами, рвами, ложбинами, уступами, протягивающимися иногда с берега или параллельно ему на многие сотни километров. Развитие структурных форм создает расчлененный рельеф шельфа. Такой рельеф особенно характерен

для шельфа Баренцева моря. К синклиналям приурочены заливы, вдающиеся в побережья, положительные структуры обусловливают развитие мелей, появление островов и полуостровов. По разрывам периферические участки шельфа опущены на различную глубину. При этом образуются *краевые ступенчатые плато*. Так, у побережий Антарктиды, Австралии, Америки отдельные ступени шельфа опущены по разломам на глубину до 500–1000 м и глубже. На Лабрадорском шельфе верхняя его ступень находится на глубине 100 м, а нижняя — на глубине 400–800 м.

Формы *соляной* тектоники в рельефе дна выражены холмами, реже — валами. В Персидском заливе более 100 соляных куполов образуют острова, возвышающиеся над дном на 60–70 м. Многие купола осложнены разрывами, дающими уступы на их склонах. В Мексиканском заливе известно около 160 куполов высотой 40 м. Есть они на шельфах Средиземного и Каспийского морей.

Грязевой вулканизм широко развит на шельфах северной части Индийского океана, Атлантического у побережья Южной Америки, на Иранском, Пакистанском, Новозеландском шельфах. На шельфе Южного Каспия известно более 200 грязевых вулканов. Их образование связано с наличием мощных толщ глинистых, влагонасыщенных пород, содержащих углеводородные газы. При бурном выделении газов на дне образуются грязевые сопки, холмы, вулканы, имеющие форму конуса. Высота конусов — до нескольких десятков метров, а диаметр основания от нескольких десятков до 200–300 м. В Черном море высота конусов достигает 500–800 м, а диаметр основания — от 1 до 5–6 км. Многие грязевые вулканы расположены на сводах антиклинальных структур и являются их надежным индикатором.

17.1.3. Континентальный (материковый) склон расположен в интервале глубин от 200–1500 до 3000–3500 м. Реже он опускается еще глубже. Так, у Австралии его глубина достигает почти 5000 м. Ширина склона — не более 200 км. Он связывает два главных гипсометрических уровня Земли — поверхность континентов и дно океанов. По нему идет массовое перемещение материала в океанические глубины. Его верхняя граница обычно четкая — это бровка шельфа, нижняя граница с ложем океана менее отчетливая из-за мощного шлейфа осадков в основании склона. Иногда граница проводится

по геофизическим данным там, где выклинивается гранитно-метаморфический фундамент и резко утоняется до 5–7 км земная кора (см. рис. 17.1).

Крутизна континентального склона зависит от его геологического и тектонического строения. Обычно средний уклон склона не превышает 4–7°, но может достигать 30° и более. Продольные разломы обусловливают ступенчатое его строение, что наблюдается вдоль восточного побережья Южной Америки, Южной Африки и др. Местами континентальный склон осложнен тектоническими поднятиями — хребтами, возвышенностями или аккумулятивными валами.

Выделяют аккумулятивный, денудационный типы склона и промежуточный между ними денудационно-аккумулятивный. *Аккумулятивный* склон в большинстве случаев слагается терригенными осадками, представленными илами с примесью песков. Эти осадки поступают с шельфа течениями, сбрасываются за его пределы, наращивая его в виде последовательно наслаивающихся друг на друга клиноформ (рис. 17.5).

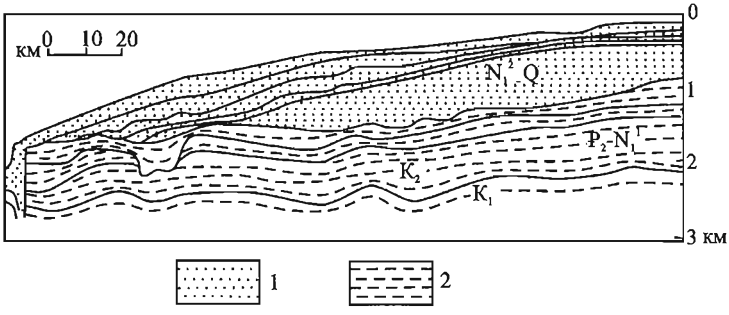


Рис. 17.5. Клиноформы на пассивной окраине Западной Флориды (по Р. Пратту). Разновозрастные формации, возраст которых колеблется от раннего мела до четвертичного:
1 — шельфовые; 2 — океанские

С формированием аккумулятивного склона шельф продвигается дальше от берега. *Денудационный* склон сложен коренными породами или совпадает со склонами барьерных рифов, соляных куполов или вулканов (см. рис. 17.2 *В*). Из-за неравномерного погружения

отдельных блоков земной коры, на склоне образуются ступени (Сев. Америка), грабены или горсты (Австралия).

Основные формы рельефа склонов имеют эрозионный генезис. Они изрезаны многочисленными разной глубины, прямыми или извилистыми, короткими или длинными ложбинами, руслами, желобами, образованными суспензионными потоками, сносящими материал с шельфа. На крутых склонах развиты обвалы, а на пологих склонах и у их подножия — оползни, имеющие бугристый рельеф (рис. 17.6).

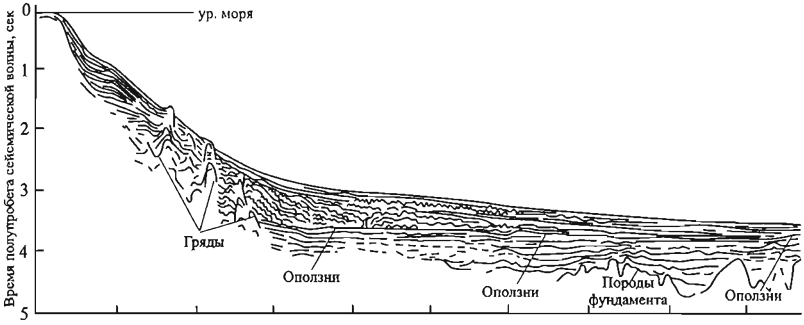


Рис. 17.6. Оползни на континентальном склоне и у его подножия (побережье Новой Шотландии) (по К. Эмери и др.)

Наиболее крупными формами рельефа континентальных склонов являются *каньоны*. Большая их часть находится на продолжении подводных долин как крупных рек (Инд, Брахмапутра, Конго, Амазонка и др.), так и менее значительных. Некоторые каньоны не связаны с речными долинами, как, например, каньон Акула в Черном море у мыса Пицунда. Форма каньонов в поперечном сечении различная, иногда представляет собой ущелье. Ширина каньонов — 10–15 км, глубина — до 1000 м, реже больше, уклоны дна — 10–12°. На склонах развиты оползни (рис. 17.7).

Многие каньоны имеют разветвленные верховья. На дне прослеживаются уступы, образованные поперечными по отношению к простиранию каньонов сбросами или сдвигами. По каньонам выносятся на континентальное подножие грубые и тонкие наносы. Со скоростью до 100 м/сек проносятся турбидитовые (мутьевые) потоки. С течением времени каньоны заполняются тонкими осадками.

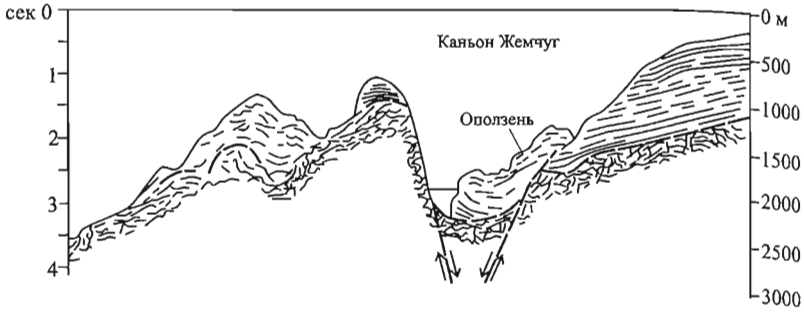


Рис. 17.7. Оползни на склоне каньона Жемчуг (Берингово море) (по Ф. Шепарду)

Каньоны имеют эрозионное и тектоническое происхождение. Об этом свидетельствует их форма в плане: извилистая, созданная эрозией, и прямолинейная, возможно, связанная с радиальными разломами. Образование последних объясняют напряжениями, возникающими в пределах склона в результате противоположно направленных движений — медленного поднятия материковых платформ и медленного опускания ложа океанов (Р. К. Клиге, О. К. Леонтьев и др.). Некоторые каньоны стали образовываться, по всей вероятности, еще в неогене, а возможно, и раньше, судя по возрасту осадков конусов выноса, развитых в их устьях. Но интенсивное врезание рек, вынос с шельфа большой массы взвесей терригенного материала мутьевыми потоками и углубление ими каньонов происходило в четвертичное время в периоды низких положений уровня Мирового океана во время оледенений (Г. Г. Матишов). На Антарктическом шельфе в образовании каньонов принимали участие переохлажденные воды, стекающие по склону и производящие эрозию.

17.1.4. Подножие континентального склона — область интенсивного прогибания и осадконакопления, где оседает более 90 % материала, приносимого с суши. Мощность осадков — от 3 до 10 км и даже больше. В основном это турбидиты и контуриты — отложения длительно действующих придонных течений, например, Антарктико-Атлантического. Местами ими сложены аккумулятивные валообразные возвышенности высотой в сотни метров, шириной в десятки,

а длиной во многие сотни километров (О. К. Леонтьев и др.). Основной же рельеф подножий — это аккумулятивная равнина, полого наклонная (0–1°), почти ровная, реже холмистая из-за оползней (см. рис. 17.6) или волнистая, находящаяся на глубине 2–4, реже 5 км, сочленяющаяся с абиссальными равнинами. На большей своей части она образована слившимися конусами выноса мутьевых потоков, лавинно низвергающихся с континентального склона по подводным каньонам. Крупнейшими являются конусы выноса рек Инда, Амазонки, Ганга с Брахмапутрой и др. Река Инд выносит ежегодно около 500 млн т осадков, а реки Ганг с Брахмапутрой более 2 млрд т. Поэтому эти реки имеют гигантские конусы выноса (рис. 17.8), мощность осадков в которых, по данным сейсмоакустики, составляет от 5–8 до 13 км (Г. А. Сафьянов, В. Л. Меншиков и др.).

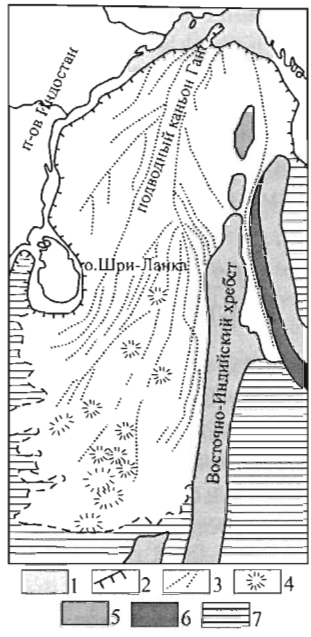


Рис. 17.8. Конус выноса подводного каньона Ганга (по О. К. Леонтьеву):

1 — шельф; 2 — континентальный склон; 3 — конус выноса и прорезающие его эрозионные ложбины; 4 — подводные горы; 5 — подводные хребты; 6 — глубоководный желоб; 7 — равнина ложа океана и переходной зоны

Их возраст, возможно, от раннего мела до голоцена. Длина конусов достигает 3000 километров, а ширина — 1000 км. Поверхность их в верхних и средних частях более выпуклая, чем в нижних, волнистая, изборождена системой многочисленных эрозионных, часто извилистых или разветвленных ложбин, каналов, желобов-долин, обрамленных, как естественными дамбами, громадными (до 200–300 м высотой) прирусловыми валами. Глубина центральных русел достигает 100–250 м (Амазонка), а второстепенных — 50–80 м. Осадки в руслах песчаные, гравийные, реже мелкогалечные, слоистость косая. Межрусловые участки сложены алевритами и тонкослоистыми турбидитами. При повышении уровня океана происходит заполнение русел более тонкими осадками —

илами, а при понижении уровня русла врезаются и продвигаются к нижней части конуса. Русловые фации глубоководных конусов служат литологическими ловушками углеводородов. В плане многие конусы выноса асимметричны, русла в них в Северном полушарии смещаются вправо, а в Южном — влево, что свидетельствует о действии сил Кориолиса на русловые потоки, текущие не только на суше (см. гл. 6), но и под водой.

17.2. РЕЛЬЕФ АКТИВНЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН (ПЕРЕХОДНЫЕ ЗОНЫ ТИХООКЕАНСКОГО ТИПА)

Активные континентальные окраины примыкают к мезозойским и кайнозойским складчатым и горным поясам, протягивающимся по периферии континентов. Для них характерна высокая современная сейсмичность и вулканизм. Основными структурными и орографическими формами активных окраин являются котловина окраинного моря, островная дуга и глубоководный желоб (рис. 17.9).

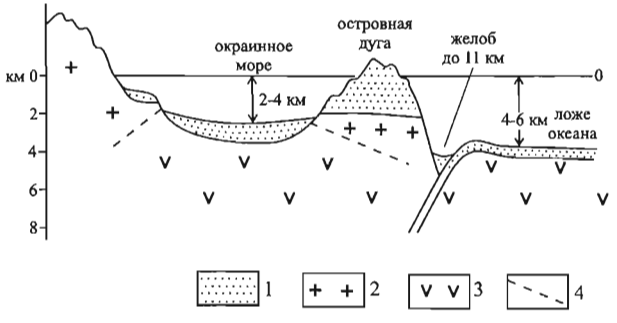


Рис. 17.9. Схема строения рельефа активной окраины:
1 — осадочный слой; 2 — гранитно-метаморфический слой; 3 — базальтовый слой; 4 — разломы

Такой набор форм характерен для *островодужного*, или *западнотихоокеанского*, типа окраин. В активных окраинах *восточнотихоокеанского*, или *андского* (приконтинентального), типа островная дуга и окраинное море отсутствуют, и глубоководный желоб непосредственно примыкает к тектонически и вулканически активному поясу на краю континента.

17.2.1. Котловины окраинных (задуговых) морей расположены между островными дугами и континентом. Они возникли в условиях растяжения земной коры в период с конца позднего мела и до начала палеоцена. Глубина морей — 2000–4000 м, а Филиппинская котловина опущена до 6000 м. Они подстилаются субокеанской (с большой мощностью осадочного слоя) и океанской корой (Берингово, Японское, Филиппинское, Южно-Китайское и др. моря). Осадки на дне морей состоят из глин, илов в глубоководных частях и более грубых песчаников, алевролитов в окраинных частях, с примесью вулканогенного материала у склонов некоторых островных дуг. Мощность осадков — первые километры.

В рельефе окраинных морей со стороны континента, как и у пассивных окраин, выделяются шельф, континентальный склон и подножие. И на шельфе, и на континентальном склоне развиты типы и формы рельефа, аналогичные формам пассивных окраин. В отличие от последних шельф обычно узкий (первые десятки километров), имеет больший уклон (6–8°), больше нарушен тектоническими процессами, местами он опускается до 1000–2000 м. Сильно раздробленный приподнятый шельф со сложным сочетанием впадин — грабенов и возвышенностей — горстов называется *бордерлендом* (англ. border land — пограничная область). Такого типа шельф развит у Калифорнийского побережья Северной Америки, в Эгейском море и др. Континентальный склон также ступенчатый, разбит разломами, прорезан множеством каньонов, у основания которых развиты конусы выноса. Самый протяженный каньон (более 1000 км) — Беринга — прорезает континентальный склон в восточной части Берингова моря.

В рельефе дна морей выделяются аккумулятивные равнины, а также тектонические поднятия: хребты, возвышенности, плато. Многочисленны вулканические поднятия и вулканы.

17.2.2. Островные дуги образовались на континентальной (Камчатская, Японская, Филиппинская и др.) или на океанической коре (Алеутская, Малая Антильская и др.). Возраст вулканических пород — от позднего мела до голоцена. Основными формами рельефа островных дуг являются *кордильеры* — линейные хребты, вытянутые вдоль глубоководных желобов и представляющие собой островодужные орогены. Они поднимаются над водой крупными островами

или отдельными вершинами — чаще всего вулканами, абсолютная высота которых достигает 3–4 и более километров. Вулканы возникли над зонами субдукции (см. ниже). Иногда в надводном рельефе выделяются два хребта, один из которых с вулканами, разделенные депрессией (Камчатская дуга). В Курильской дуге одна гряда надводная с вулканами, другая — подводная без вулканов (хр. Витязя). Японская дуга состоит из двух слившихся хребтов. Основной рельеф хребтов если не вулканический, то эрозионный. На склонах некоторых высоких вулканов развиты ледники (Камчатка, Алеутская дуга и др.). В депрессиях — эрозионно-аккумулятивный рельеф речных долин и, в зависимости от климата, ледниковый и криогенный рельеф, карстовые формы и др. На побережьях — морские террасы.

17.2.3. Глубоководные желоба — узкие V-образные протяженные (сотни и тысячи километров) депрессии, имеющие в плане дугообразную или прямолинейную форму. Они протягиваются вдоль островных дуг с их внешней стороны, обращенной навстречу субдукции, которая бывает направлена от океана, реже со стороны краевых морей (Соломоновы острова и Новые Гибриды). По желобам происходит активное сочленение континентальной или океанической коры островных дуг с океанской корой дна. Последняя погружается (субдуцирует) вместе с частью осадочного слоя под кору островных дуг (или континентов в окраинах андского типа) по наклонной (от 30–45° до 60° и более) границе, выделяемой по геофизическим данным и по приуроченным к ней скоплениям очагов землетрясений (зонам Беньофа), опускающихся до глубины 700 км.

Как тектонические структуры, так и формы рельефа желоба продолжают развиваться и в настоящее время. Некоторые из них разрывают подводные долины и конусы выноса, сформированные в неоген-четвертичное время у подножия склона островной дуги или континента. Дно желобов обычно плоское, представляет собой аккумулятивную морскую равнину шириной всего 3–5 км, реже до 20 км (рис. 17.10), сложенную турбидитовыми осадками мощностью несколько сотен метров, реже более.

В большинстве случаев их возраст четвертичный, т. к. более древние осадки затягиваются в зону субдукции. Так что в целом желоба — некомпенсированные осадками впадины. В поперечном сечении желоба асимметричны. Склон, сопряженный с островной

дугой или континентом, всегда крутой (см. рис. 17.10), а противоположный — более пологий. Оба склона нарушены оползнями, часто ступенчатые, что обусловлено разрывными нарушениями. На границе желобов и абиссальных равнин обычно развит краевой вал — пологое поднятие, высотой несколько сотен метров, шириной сотни километров, протягивающееся вдоль желоба. Оно образуется в результате сжатия и изгиба океанской коры перед ее погружением в процессе субдукции — пододвигания под континентальную кору.

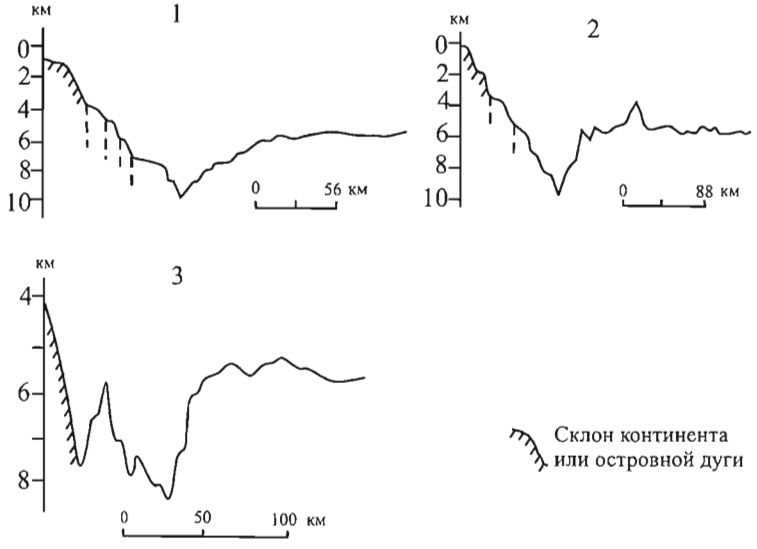


Рис. 17.10. Поперечные профили глубоководных желобов (по Л. Рейту, Р. Фишеру и Р. Мейсону):
1 — Курильского; 2 — Филиппинского; 3 — Тонга

Всего известно 35 желобов, глубина шести из них превышает 10 км. Филиппинский желоб имеет максимальную глубину 10 265 м, Пуэрториканский — 8742 м, Японский — 8412 м, Зондский — 7209 м. Наибольшую глубину имеет Марианский желоб — 11 022 м (пучина Челленджера). Его длина более 2200 км. Самый протяженный Алеутский желоб имеет длину 4100 км; протяженность других желобов от нескольких сот до тысячи километров.

17.3. РЕЛЬЕФ ЛОЖА ОКЕАНОВ

Большинство океанских впадин образовалось в мезозое-кайнозое за счет раздвигания континентов, что еще в начале XX века предполагал А. Вегенер. По данным глубоководного бурения и палеомагнетизма, Атлантический океан начал формироваться в средней юре, Индийский — в поздней юре, Северный Ледовитый океан — в раннем мелу. Тихий океан развивается, по крайней мере, с палеозоя, возможно, и с более раннего времени (В. Е. Хаин, М. Г. Ломизе).

Ложе океанов расположено на глубинах 4–6 км (средняя глубина океанов — 3700 м). Для него характерны океанический тип коры мощностью 5–10 км с отсутствием гранитного слоя. Наиболее крупными структурно-орографическими формами ложа океанов являются срединно-океанские хребты и абиссальные котловины.

Срединно-океанские хребты — гигантские формы земной коры линейного простирания. Над соседними котловинами они возвышаются на 2–3 км. Вершины хребтов выходят из-под уровня моря, образуя отдельные острова и архипелаги, в большинстве случаев вулканического происхождения. Частью Срединно-Атлантического хребта является о-в Исландия. Срединно-океанские хребты разных океанов, соединяясь, образуют единую планетарную систему поднятий океанского дна общей протяженностью около 60 тыс. км. Это крупные сейсмически и вулканически активные области на Земле. Они образовались в результате внедрения больших масс глубинного вещества в процессе расширения, или спрединга, океанского дна. Хребты расположены или в центральной части океанов, или смещены к континенту, иногда подходят к его краю и под него, как Восточно-Тихоокеанский хребет в районе Калифорнийского залива или хребет Гаккеля в море Лаптевых.

По морфологии выделяются два типа срединно-океанских хребтов — атлантический и тихоокеанский. Хребты *атлантического типа* — относительно узкие (менее 100 км), имеют крутые расчлененные склоны, хорошо развитую в осевой части долину, или рифтовую долину (рис. 17.11 I).

Глубина ее составляет 2000–3000 м, а местами увеличивается до 4000 м. Ширина — всего первые километры. Склоны долины ступенчатые, сбросовые. На дне выделяются зияющие трещины, отдельные поднятия, цепи вулканов высотой 200–500 м, окружен-

ные полями и потоками базальтовых лав. В рифтовых долинах происходит подъем горячего мантийного материала, главным образом базальтовой магмы, вызывающего раздвигание коры по обе стороны рифта. В Северной Атлантике раздвигание происходит в настоящее время со скоростью 2–3 см/год. К рифтовым долинам приурочены очаги землетрясений. Местами ярко выражена современная гидротермальная активность (см. ниже).

Срединно-океанские поднятия *тихоокеанского* типа более широкие (500–900 км и более), имеют пологие склоны и менее изрезанный рельеф осевой зоны (см. рис. 17.11 II), причем рифтовая долина отсутствует, а вместо нее выделяется осевое горстовое поднятие, в центре которого присутствует рифтовая трещина, или цепочка вулканов и вулканических гряд. Высота осевого поднятия достигает 1000 м. Раздвижение происходит со скоростью до 36 см/год. Помимо Восточно- и Южно-Тихоокеанского хребтов к этому типу относятся Австрало-Антарктический хребет и некоторые другие.

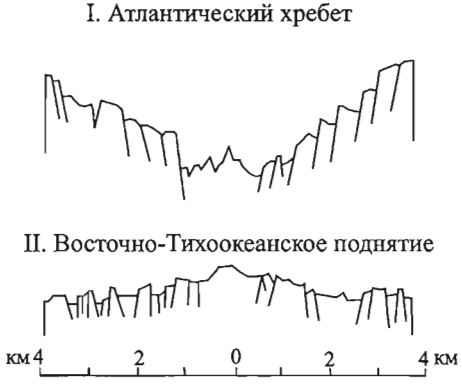


Рис. 17.11. Типичные профили осевой части рифтовых срединно-океанских хребтов (по В. М. Литвину):
I — Атлантический хребет на 37° с. ш.;
II — Восточно-Тихоокеанское поднятие на 3° 30′ ю. ш.

Поперечные разломы с особым сдвиговым (*трансформным*) характером крыльев пересекают срединно-океанские хребты через каждые 200–300 км (рис. 17.12).

При этом в плане рифтовая долина сдвинута по разломам на 20–50, а иногда до 300 км и более (рис. 17.13).

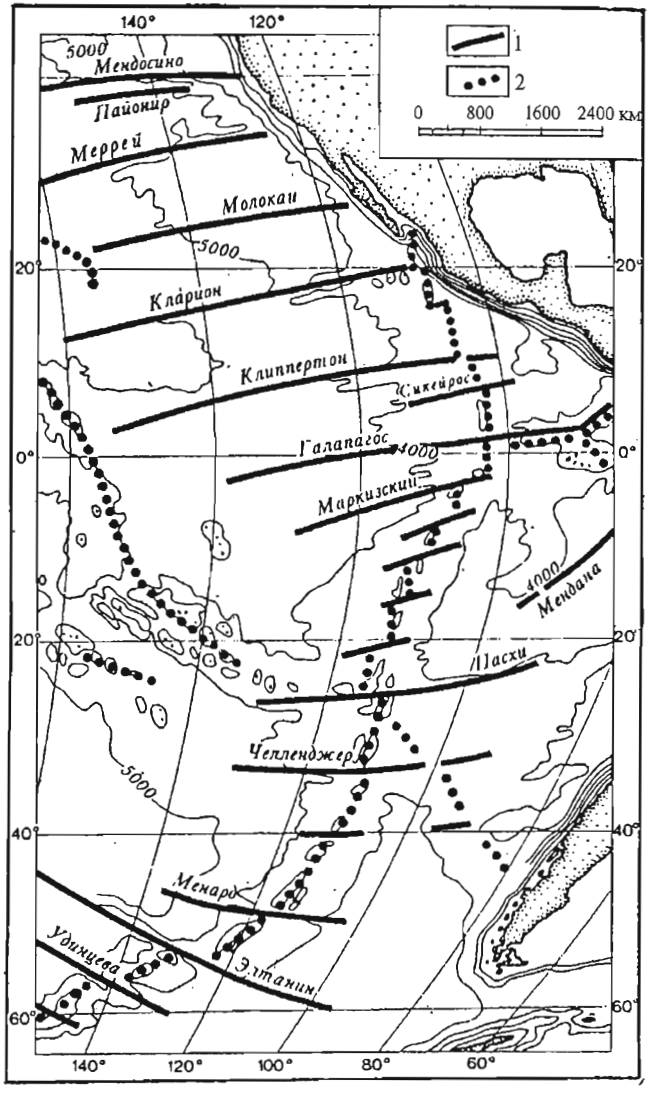


Рис. 17.12. Схема океанских разломов в восточной части Тихого океана (по О. К. Леонтьеву):

1 — зоны разломов; 2 — осевые линии крупнейших подводных хребтов

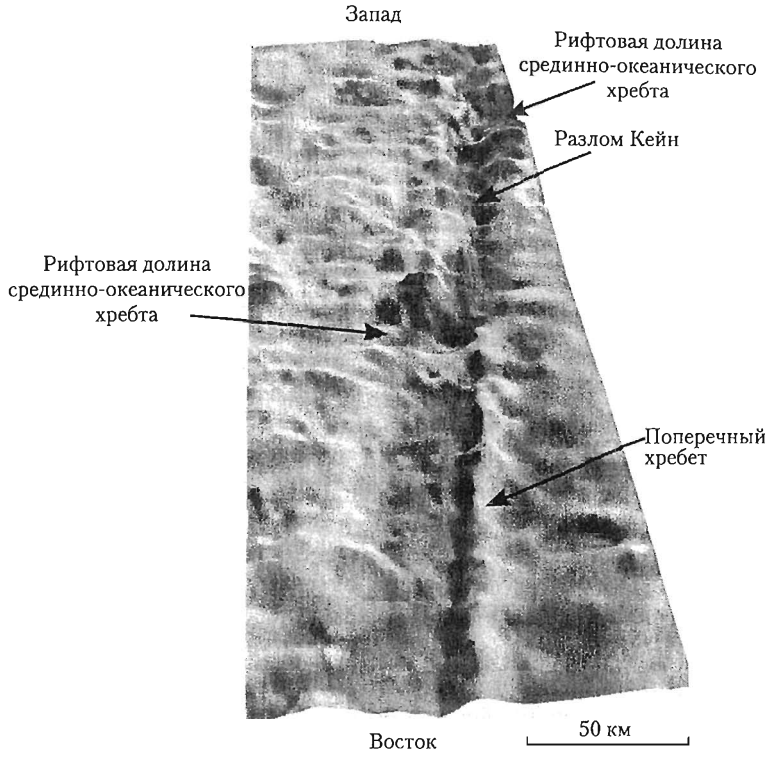


Рис. 17.13. Карта рельефа дна района разлома Кейн (Атлантический океан), составленная по данным спутниковой альтиметрии (по П. Д. Рабиновичу и Д. Лагабрик)

В зонах разломов долина имеет максимальную глубину. Сами разломы представляют собой впадины шириной 15–25 км, зияющие трещины, троги глубиной 0,5–1,5 км или более (рис. 17.13, 17.14).

По некоторым разломам выработаны уступы, протягиваются приразломные хребты, у подножия которых наблюдаются обвальные массы, имеются вулканические постройки. Наиболее крупные трансформные разломы длиной несколько тысяч километров пересекают не только срединно-океанские хребты, но и прилежащие океанские котловины, а иногда уходят в пределы континентов. При-

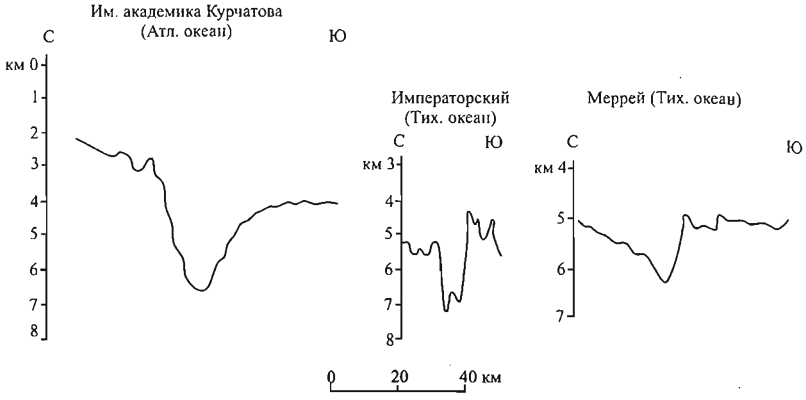


Рис. 17.14. Разломы океанского дна (по А. В. Живаго)

мерами таких разломов являются Мендосино, Меррей, Клиппертон, Галапагосский и др. в Тихом океане (см. рис. 17.12), Чарли-Гиббс, Романш, Вима, Кейн и др. в Атлантическом, Шпицбергенский и др. в Северном Ледовитом океане.

Океанские котловины занимают большую часть площади ложа океанов. Их дно лежит на глубине от 3500 до 5000 м и более. Это глубокие, или *абиссальные*, котловины. К ним относятся Западно-Австралийская, Центрально-Индийская, Гвианская, Бразильская, Аргентинская и др. котловины (рис. 17.15).

Дно их на участках, прилежащих к континентальным склонам, совершенно плоское, покрыто глубоководными осадками мощностью от 100–500 м и больше. Их возраст — от среднеюрского до современного. По мере удаления от континентов и сокращения мощности осадков дно абиссальных котловин становится холмистым из-за множества (в Тихом океане до 3 млн) рассеянных холмов (рис. 17.16).

Это выступы поверхности дна высотой от 50 до 500 м, основания которых в плане имеют или округлую, или вытянутую форму. Величина поперечника таких холмов — от сотни метров до нескольких километров, высота — 100–200 м. С глубиной количество холмов увеличивается. Это первичный океанический рельеф, не имеющий аналогов на суше. Предполагается, что холмы представляют собой либо мелкие лакколиты, либо небольшие вулканы или шлаковые

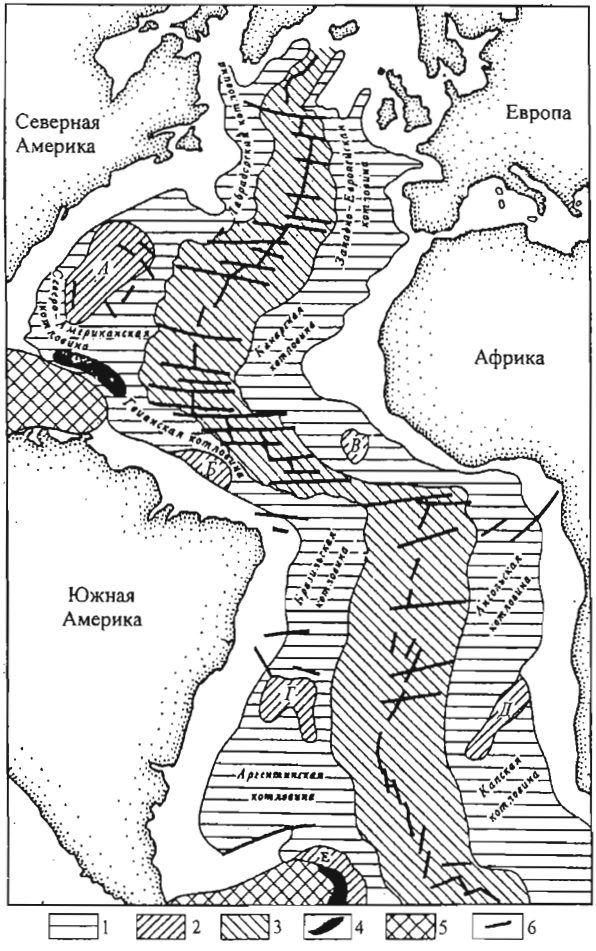


Рис. 17.15. Схема рельефа дна Атлантического океана (по О. К. Леонтьеву):

1 — котловины ложа океана; 2 — поднятия ложа (*А* — Бермудское, *Б* — Сеара, *В* — Сьерра-Леоне, *Г* — Риу-Гранди, *Д* — Китовый, *Е* — Внешний); 3 — срединноокеанический хребет; 4 — глубоководные желоба; 5 — другие структуры; 6 — разломы. Подводные окраины незаштрихованы

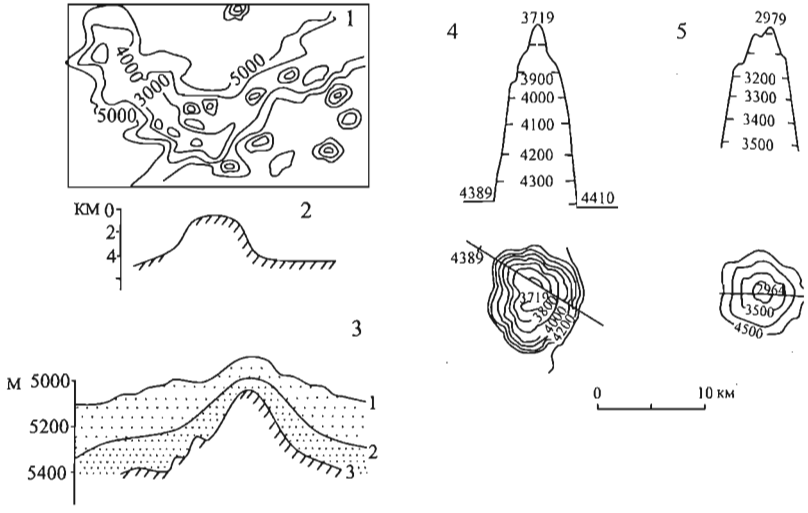


Рис. 17.16. Формы рельефа абиссальных котловин (по Е. Д. Евсюкову):

1 — фрагмент карты подводного рельефа с многочисленными округлыми холмами; 2–3 — холмы: без осадков (2) и перекрытые осадками (3); 4 и 5 — отдельные вулканы в Индийском океане

конусы, перекрытые осадками. Многие из них возникли вдоль разломов.

Океанские котловины разделяются многочисленными тектоническими поднятиями, контролирующими цепи вулканов. Вулканические поднятия или отдельные щитовые вулканы выходят на поверхность, образуя одноименные острова или архипелаги. К ним относятся Бермудское, Канарское, Азорское, Исландское и др. в Атлантическом океане, Маркизское Австралийское, Пасхи и др. в Тихом океане, Мальдивское в Индийском и многие другие. Некоторые современные вулканы, расположенные на линейно вытянутых подводных хребтах, также имеющих вулканическое происхождение, образуют цепочки, в которых возраст вулканов последовательно омолаживается (рис. 17.17).

Для их образования привлекается теория «горячих точек» (Д. Уилсон и У. Морган), согласно которой литосферная плита движется над прожигающим ее потоком (плюмом), восходящим из

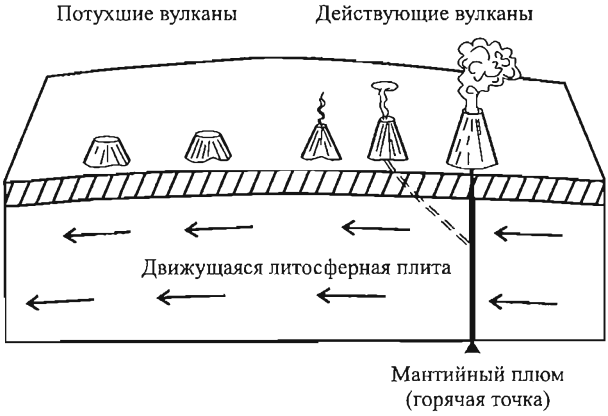


Рис. 17.17. Схема образования подводных гор по теории «горячей точки» (по Е. Зейбольду и В. Бергеру)

мантии, — горячей точкой. Примером является Гавайское поднятие с цепочками потухших и действующих вулканов, протягивающееся в Тихом океане более чем на 3500 км.

Вулканическое происхождение имеют плосковершинные возвышенности — *гайоты* (по фамилии первооткрывателя А. Гюйо), известные в Тихом и Атлантическом океанах. Их вершины находятся от 100–200 до 1500–2000 м ниже уровня океана, а основания на глубине до 6000 м (рис. 17.18).

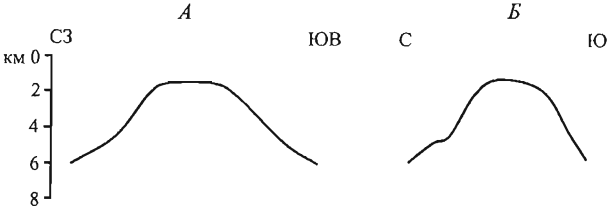


Рис. 17.18. Профили гайотов центральной части Марианской котловины (Тихий океан):
А — гайот института океанологии РАН (13° с. ш., 157° в. д.);
Б — гайот Ита-Майтан (14° с. ш., 156° в. д.) (по Е. В. Жулевой)

Встречающаяся на их вершинах окатанная галька — следы морской абразии, в результате которой верхние части вулканических

конусов были разрушены. Морское дно между вулканами покрыто лавовыми потоками, длина некоторых достигает 100 км, а ширина до 10 км и более (район Гавайских островов).

К тектоническим или вулканотектоническим поднятиям относятся хребты, горы, гряды, валы линейной или овальной формы, плато разной высоты, погруженные на разные глубины. Это Китовый хребет, возвышенности Сьерра-Лионе, Рио-Гранде и др. в Атлантическом океане, хребты Кокосовый, Наска в Тихом океане, плато Кергелен, Маскаренский хребет в Индийском океане, хребты Менделеева, Ломоносова в Северном Ледовитом океане и многие другие (рис. 17.19).

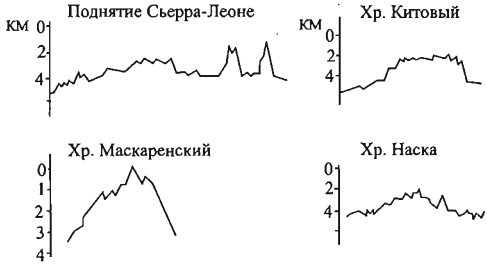


Рис. 17.19. Морфология некоторых поднятий океанского дна (по В. М. Литвину)

В Тихом океане насчитывается более 5000 крупных подводных поднятий. Их высота от 500 до 5000 м. Некоторые поднятия имеют континентальную кору, являясь *микроконтинентами*, отделившимися от материков блоками, возвышающимися в виде островов (о-в Мадагаскар, Новая Зеландия, Сейшельская банка и др.), другие не поднимаются выше уровня океана (Западный Австралийский хребет и др.). В тропических широтах на отдельных поднятиях масса коралловых построек возвышаются островами (Мальдивский хребет) или образуют *атоллы* — замкнутые или разорванные кольца коралловых рифов с лагуной посредине. Образование атоллов объясняется, по гипотезе Ч. Дарвина, постепенным наращиванием коралловых рифов в процессе медленного погружения острова, чаще всего вулканического генезиса, который они окружают кольцом.

Помимо вулканических и тектонических форм на дне абиссальных равнин существуют эрозионные формы — каналы, борозды, долины (рис. 17.20).

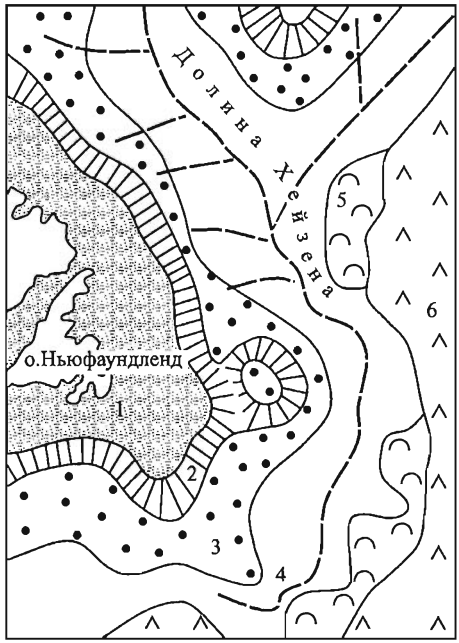


Рис. 17.20. Долина Хейзена в северо-западной Атлантике (по О. К. Леонтьеву):

1 — шельф; 2 — континентальный склон; 3 — континентальное подножие; 4 — равнины ложа океана; 5 — абиссальные холмы; 6 — срединный хребет

Длина долин сотни километров, ширина 20–40 км, глубина 300–500 м. Наиболее протяженные (более 2 тыс. км) формы — магистральные каналы — образованы донными, преимущественно холодными, плотностными абиссальными течениями, стекавшими с материковых склонов Гренландии и Антарктиды.

17.4. ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН И ЛОЖА ОКЕАНА

Дно шельфов покрыто осадками, которые являются строительными материалами: пески, глины, илы. Окраины шельфов покрыты глауконитовыми песками, используемыми как строительный материал и для удобрений.

На многих шельфах, в верхних частях континентальных склонов, а также подводных горах, в частности, атоллах в экваториальных областях Индийского, Атлантического и Тихого океанов, распространены фосфориты в виде конкреций или монолитных плит. Они образуются за счет фосфатизации первично карбонатных рифовых пород при участии организмов, содержащих фосфор. Благоприятными условиями для их формирования является подъем вод, богатых органическим веществом, в верхние теплые океанические слои в процессе апвеллинга (от англ. up и well— хлынуть). На некоторых прибрежных участках шельфов восточной окраины Тихого океана запасы фосфоритов оцениваются в сотни и миллионы тонн.

Со срединно-океанскими поднятиями и рифтовыми зонами в их пределах связаны скопления массивных сульфидов. Они представляют собой продукт подводной гидротермальной деятельности и приурочены к выходам действующих гидротермальных источников, нагретых до 250–400 °С. Вокруг последних образуются тумбообразные сооружения и холмы, башни, конусы, трубы высотой до 20 и диаметром до 30 м, сложенные кремнеземом и массивными скоплениями сульфидов (рис. 17.21).

Гидротермальные источники называются «курильщиками» – черными, за то, что из жерл поднимаются облака взвесей, содержащие Fe^{2+} и Fe S, и «белыми», во взвеси которых преобладают S, Mn, He, CH_4 и др.

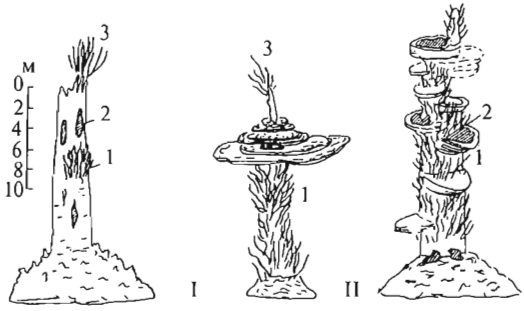


Рис. 17.21. Морфология высокотемпературных гидротермальных сульфидных построек (по А. П. Лисицину, А. П. Богданову, В. Г. Гурвичу)

Дно абиссальных котловин, а также склоны и вершины некоторых поднятий во многих областях покрыты железо-марганцевыми

конкрециями. Основная их масса сосредоточена на дне Тихого, Индийского и Атлантического океанов, где выделяются поля развития конкреций (рис. 17.22).

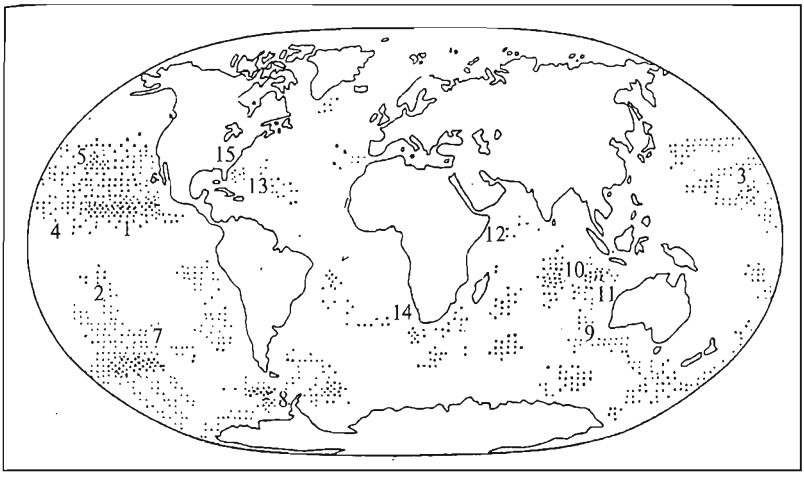


Рис. 17.22. Распространение железо-марганцевых конкреций на дне Мирового океана (по А. П. Лисицыну и Г. Н. Батурину):

поля конкреций: 1 — Кларион-Клиппертон; 2 — Южно-Тихоокеанское; 3 — Уэйк-Неккер; 4 — Центрально-Тихоокеанское; 5 — Гавайское; 6 — Калифорнийское; 7 — Менарда; 8 — пролив Дрейка-море Скоша; 9 — Диамантина; 10 — Центрально-Индийское; 11 — Западно-Австралийское-Кокосовое; 12 — Сомалийское; 13 — Северо-Американское-Гвианское; 14 — Капское-Агульяс; 15 — плато Блейк. Разрозненные точки — конкреционные площади; сгущение точек — районы сплошного распространения конкреций

В некоторых районах поверхность дна покрыта конкрециями на 50 % (А. П. Лисицын, Г. Н. Батурин и др.), причем глубина их распространения местами превышает 6000 м. Железисто-марганцевые корки покрывают породы и обломки лав. Их возраст — от тысячи до 30–40 млн лет. Помимо Fe и Mn конкреции содержат Ni, Cu, Co, Mo, Zn, Pb, редкоземельные элементы. Происхождение конкреций типично осадочное, однако механизм их формирования до конца не выяснен. В их формировании участвуют гидрогенные, диагенетические и биогенные процессы. Рост железо-марганцевых конкреций продолжается и в настоящее время, а потенциальные их запасы на отдельных площадях оцениваются в миллиарды тонн.

Часть VI

МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ РЕЛЬЕФА И ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ КАРТИРОВАНИЕ

ГЛАВА 18

ОСНОВНЫЕ МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ РЕЛЬЕФА

Геоморфологический анализ рельефа включает комплекс методов, часть из которых заложена еще в трудах первых исследователей рельефа В. Дэвиса, В. Пенка и др. Исходя из геологических задач, решаемых с помощью изучения рельефа, приводимые ниже методы направлены на выявление прямой или косвенной связи между формами рельефа земной поверхности и геологической (тектонической) структурой. Такой комплекс методов принято называть *структурно-геоморфологическим*, или *морфоструктурным*, анализом.

Рельеф изучается непосредственно в поле и в камеральных условиях. При этом получают как качественные, так и количественные его характеристики. Широко используют топографические карты, аэро- и космические снимки различных масштабов. Кроме того, при изучении рельефа необходимо использовать карты четвертичных отложений, геологические материалы, данные бурения, геофизических зондирований.

В *полевых условиях* для выявления геологических структур и особенно неотектонических и современных движений изучают строение речных долин, определяют их форму (широкая, V-образная и др.), крутизну и форму склонов (пологие, крутые, выпуклые и т. д.), фор-

му русел, их меандрированность, измеряют высоту и ширину террас и пойм, выявляют их деформации, определяют их относительный возраст. Большое значение имеет изучение разновозрастного аллювия, его фаций и мощностей и изменение этих характеристик на разных участках долин. На побережьях морей изучают современные и древние береговые линии и их деформации. Непосредственно в поле на склонах и водоразделах возвышенностей выделяются поверхности выравнивания, которые прослеживаются на дальние расстояния, определяется их морфология (холмистые, горизонтальные и т. д.), выявляются участки их деформаций. Изучаются все другие экзогенные формы рельефа — ледниковые, криогенные, их площадное распространение, приуроченность к разновысотным поверхностям, соотношение с другими формами и т. д.

В полевых условиях применяются некоторые геологические методы, в частности, изучение петрографического и минералогического состава обломочного материала в различных отложениях — гляциальных, аллювиальных и др. — позволяет определить области денудации, пути переноса материала. Большое значение имеет изучение фаций и мощностей аллювия, изменение этих характеристик на разных участках долин.

В *камеральных условиях* важное значение имеет *картографический* метод. По топографическим картам разного масштаба можно получить довольно обширную информацию о рельефе. По особенностям гипсометрии выделяются положительные и отрицательные формы рельефа, которые во многих случаях отвечают соответственно положительным и отрицательным структурным формам. На картах измеряются уклоны продольных профилей речных русел и террас, определяются их форма (ступенчатые и др.), изучаются общий рисунок эрозионной сети и морфология долин на отдельных участках (расширение, сужение, подпруживание и др.), рисунок меандров и др., форма дельт и их деформации и т. д. По рисунку эрозионной сети, контурам побережий морей и озер, отдельных форм рельефа могут быть получены данные о проявлении новейших тектонических движений, разрывных и складчатых структур.

Большое значение при камеральном изучении рельефа имеют составление и анализ геолого-геоморфологических профилей (см. гл. 20). Они позволяют выделить и скоррелировать, т. е. взаимно увязать на больших площадях поверхности выравнивания разного

генезиса и возраста, речные и морские террасы. По геолого-геоморфологическим профилям выявляются места положительных и отрицательных деформаций различных поверхностей, определяются общая этапность развития рельефа, скорости врезания эрозионной сети за отдельные этапы, которые используют для определения скоростей новейших тектонических движений и т. д.

При камеральном изучении рельефа широко применяются *морфометрические* методы. Они основаны на количественных характеристиках рельефа (В. П. Философов, А. М. Берлянт, А. Н. Ласточкин и др.), которые можно получить из анализа и обработки топографических карт, геоморфологических профилей, космических и аэрофотоснимков. Задачей морфометрических методов является выявление тектонических деформаций по экзогенным формам рельефа, их морфологии, развитию на площади. В комплекс морфометрических методов входит в первую очередь определение различной степени горизонтального и вертикального расчленения рельефа, особенно в равнинных областях. Горизонтальная расчлененность определяется по плотности всех линейных эрозионных форм постоянных и временных водотоков, измеряемой количеством форм или по суммарной их длине на единицу площади. Вертикальное расчленение рельефа определяется по разности высот (максимальной и минимальной) земной поверхности на отдельных участках, а также по глубинам эрозионных врезов относительно водоразделов. На участках растущих поднятий степень горизонтального и вертикального расчленения выше по сравнению с прогибающимися участками или находящимися в спокойном состоянии. Оба метода применяются для выявления различных деформаций, главным образом в равнинных закрытых условиях.

Другим приемом морфометрического анализа является построение карт морфоизогипс. Производится генерализация топографической карты, снятие с нее малых форм рельефа, созданных линейной эрозией, и восстанавливается (реконструируется) исходная поверхность рельефа, положение которой отражает тектонические деформации — поднятия или опускания. Плавными линиями — морфоизогипсами — соединяются положительные выступы однозначных горизонталей, проявляя овалы тектонических поднятий. Пониженные значения морфоизогипс вырисовывают отрицательные структуры.

Карты долин разных порядков (Р. Е. Хортон, В. П. Философов) также позволяют выделять участки с различным режимом тектонических движений. Участкам новейших поднятий свойственен быстрый переход от самых простейших эрозионных форм, считающихся формами низких (1, 2) порядков — ложбин стока, ручьев — в более крупные формы более высоких (3, 4 и др.) порядков — реки. На участках относительных опусканий нарастание порядков долин идет медленно.

Батиметрический метод применяется при исследовании подводного рельефа дна морей и океанов. Он основан на анализе существующих карт дна и построении новых на основе методов эхолотирования, сейсмоакустики и профилирования, сейсмостратиграфии, бурения. Применяется фотосъемка подводного рельефа глубоководными фотоустановками. Большая часть форм рельефа морского дна, как крупных, так и небольших, представляет собой или тектонические (возвышенности — поднятия, равнины — впадины), или вулканические формы.

Палеогеоморфологический метод изучает древний, в том числе погребенный рельеф. Он позволяет изучить историю развития рельефа, определить этапы рельефообразования и осадконакопления, восстановить последовательность изменения континентальных и морских условий, реконструировать уничтоженные денудацией формы рельефа: поверхности выравнивания, речные долины и др. Погребенный рельеф важен для поисков полезных ископаемых, а также для инженерно-геологических изысканий, учитывающих его при строительстве различных объектов. Он изучается геофизическими (магнито-, грави-, электрометрическими, сейсмическими и др.) методами и бурением.

Сравнительно-планетологический метод основан на сравнении форм рельефа Луны, Марса и других планет с подобными формами Земли. Этот метод позволил по снимкам, полученным автоматическими станциями, не только определить на поверхности планет формы рельефа, подобные земным, но и на поверхности Земли выделить ранее неизвестные формы, например, кольцевые структуры.

В последнее время широко применяется моделирование разных типов рельефа земной поверхности. Все указанные выше методы изучения и анализа рельефа в камеральных условиях используют компьютерные технологии, в том числе ГИС-технологии.

ГЛАВА 19

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ РАЗВИТИЯ НОВЕЙШИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР

Новейшие тектонические движения и создаваемые ими складчатые и разрывные структурные формы влияют на многие стороны жизни и деятельности человека. Они в значительной мере определяют условия строительства, устойчивой и безопасной эксплуатации различных инженерных сооружений, в том числе особо опасных — атомных и гидроэлектростанций, магистральных трубопроводов, химических предприятий, нефте- и газохранилищ и др., влияют на гидрогеологическую обстановку территорий, вызывают развитие опасных процессов (оползней, обвалов, селей и др.). Многие разрывы, возникающие во время землетрясений, разрушают дороги, газопроводы и другие инженерные сооружения. Велика роль новейших разрывов в формировании и сохранности месторождений различных полезных ископаемых. С зонами разрывов связаны жильные месторождения различных рудных минералов. Местоположение залежей нефти и газа прямо или косвенно определяется структурными условиями, в том числе новейшими. Разрывные нарушения усиливают трещиноватость пород, повышая их коллекторские свойства. В скважинах, пробуренных в зонах разломов, дебит газа и нефти выше, чем в скважинах, удаленных от них. Наряду со складчатыми деформациями они создают различного типа структурные ловушки — емкости для углеводородов. С другой стороны, новейшие разрывы, разрушая покрышки и создавая высокопроницаемые зоны, могут приводить к истощению месторождений вплоть до исчезновения. Разломы имеют гидрогеологическое значение, являясь водоподводящими и водоотводящими каналами, а также создавая водоупоры на пути миграции подземных вод. Отсюда важность выявления, изучения и прогнозирования развития новейших тектонических деформаций.

Выше (см. гл. 4) было показано, что формы новейших тектонических струкутур не всегда можно непосредственно видеть на земной поверхности, особенно на закрытых платформенных территориях, характеризующихся невысокой тектонической активностью. Дли-

тельное время они могут развиваться незаметно, конседиментационно или конденудационно, создавая впечатление отсутствия тектонических движений. Этому способствуют денудационные и аккумулятивные процессы, которые маскируют проявление тектонических движений. Однако о существовании и развитии молодых складчатых и разрывных деформаций можно судить по целому ряду ландшафтных признаков, главным образом рельефных. Детальный анализ рельефа является одним из основных методов выявления развития новейших деформаций. В результате исследований О. Б. Аристарховой, И. Г. Гольбрайха, Ю. С. Журенко, Д. С. Зыкова, Л. К. Зятьковой, Н. П. Костенко, Ю. Я. Кузнецова, А. В. Матвеева, А. Н. Ласточкина, В. И. Макарова, Ю. А. Мещерякова, В. П. Мирошниченко, С. А. Несмеянова, А. А. Никонова, Л. П. Полкановой, Г. И. Раскатова, А. П. Рождественского, А. А. Рыжовой, Л. И. Соловьевой, Л. Н. Резанова, В. Я. Троцюка, Г. Ф. Уфимцева, И. П. Философова, А. А. Чистякова, С. С. Шульца, А. Ф. Якушовой и многих других был установлен комплекс геоморфологических признаков, которые являются индикаторами новейших, вплоть до самых молодых (современных) деформаций земной коры. По существу выделяются «геоморфологические аномалии» — особенности рельефа (набор форм, их возраст, количество и др.) или ландшафта (растительность, увлажненность и др.), которые контрастируют с обычными свойствами территории, т. е. являются отклонением от характерных особенностей строения рельефа какой-либо территории.

Геоморфологические признаки существования и развития молодых деформаций земной коры выявляются не только в процессе специального морфологического и морфометрического анализа рельефа местности, но также по его изображениям на аэро- и космических снимках, на топографических картах. Совокупность методов и приемов изучения рельефа и других ландшафтных элементов земной поверхности с целью выявления тектонических структур называется структурно-геоморфологическим, или морфоструктурным, анализом. Кроме того, используются и геологические методы — анализ пространственного развития, условий залегания, фаций и мощностей кайнозойских отложений, в том числе четвертичных. Все это дает возможность выявлять новейшие деформации на самых ранних стадиях их развития и оценивать форму и степень их активности в настоящее время.

Существуют прямые и косвенные признаки проявления новейших деформаций в рельефе.

Прямые признаки. Для *положительных* структурных форм — антиклиналей, валов, куполов, горстов — это повышенный рельеф самых разных форм и размеров — возвышенности, гряды, хребты (см. рис. 4.1) и т. д. До 80 % соляных куполов выражены в рельефе возвышенностями. Чем длительнее и/или интенсивнее развиваются эти формы, тем более расчлененным является рельеф и больше его абсолютная и относительная высоты. На поднятиях мощность позднекайнозойских отложений, если они на них развиты, как правило, уменьшена, и представлены они более грубыми фациями, в антиклиналях породы заметно деформированы. Для *отрицательных* структурных форм — синклиналей, мульд, грабенов — это пониженный рельеф: равнины, впадины с широким развитием аккумулятивных форм рельефа разного генезиса (см. рис. 4.2). Мощность отложений, выполняющих эти понижения, увеличена по сравнению с прилежащими участками, фации отложений более тонкие, отложения синклинально деформированы.

Для *разрывов* прямыми признаками проявления в рельефе, позволяющими считать доказанными их существование, являются смещенные элементы рельефа и слагающие их горные породы, повышенная их трещиноватость и раздробленность. Крупные разрывы — сбросы, взбросы, сдвиги — часто являются резкой прямолинейной границей областей с различным знаком движений — поднятий и прогибов (см. рис. 4.14). При сбросах и взбросах в рельефе образуются уступы (см. рис. 4.8, 4.9), при раздвигах — зияющие трещины или рвы (см. рис. 4.16, 4.17), при сдвигах происходит преломление и смещение русел водотоков, речных долин, водоразделов и многих других форм рельефа, в том числе с образованием уступов, подпруженных и обезглавленных долин. По современным сдвигам смещаются дороги, каналы и другие объекты. По сдвигу Сан-Андреас в Калифорнии происходит перемещение со скоростью 3–8 см/год.

Косвенные признаки. Значительно чаще о деформациях можно судить только по косвенным признакам. К ним относятся ландшафтные (природные) признаки и, в первую очередь, особенности рельефа или процессов в его пределах, а также гидрогеологические и геохимические особенности, которые создают аномалии (отклонения) в ландшафте данного района и происхождение которых

вызвано развитием тектонических деформаций. На их основании существование тектонических деформаций разного знака и размеров *предполагается*, но не доказывается.

19.1. ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ РАЗВИТИЯ НОВЕЙШИХ ПОДНЯТИЙ

Одним из главных и явных признаков (как прямым, так и косвенным) новейших поднятий, как указано выше, является общее повышение рельефа, видимое на местности или читаемое на гипсометрических картах. Можно выделить также другие признаки новейших поднятий.

- Сгущение эрозионных форм на участках поднятий, общее более интенсивное расчленение поверхности оврагами, балками, речными долинами по сравнению с прилежащими участками.
- Радиально расходящийся (центробежный) рисунок эрозионной сети (рис. 19.1), в тундре — солифлюкционных потоков, растекание болот с концентрическим рисунком мочажин (понижений, заполненных водой), выпуклых по направлению уклонов поверхности.



Рис. 19.1. Радиальное расхождение рек в зоне новейшего тектонического поднятия Общего Сырта (Прикаспийская впадина) (по А. В. Вострякову)

- Огибание поднятий руслами рек и более мелкими эрозионными формами (рис. 19.2).

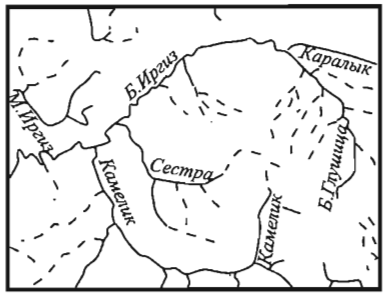


Рис. 19.2. Огибание реками новейшего поднятия (Прикаспийская впадина) (по А. В. Вострякову)

- Спрямление русел рек на участке пересечения растущего поднятия (рис. 19.3, 19.4).

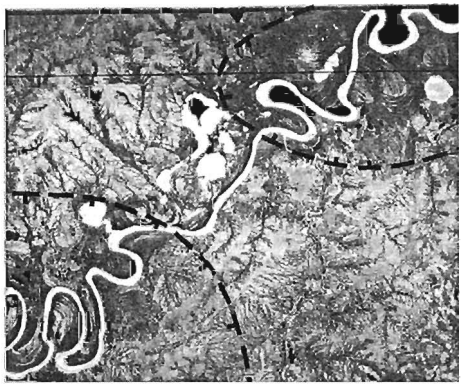
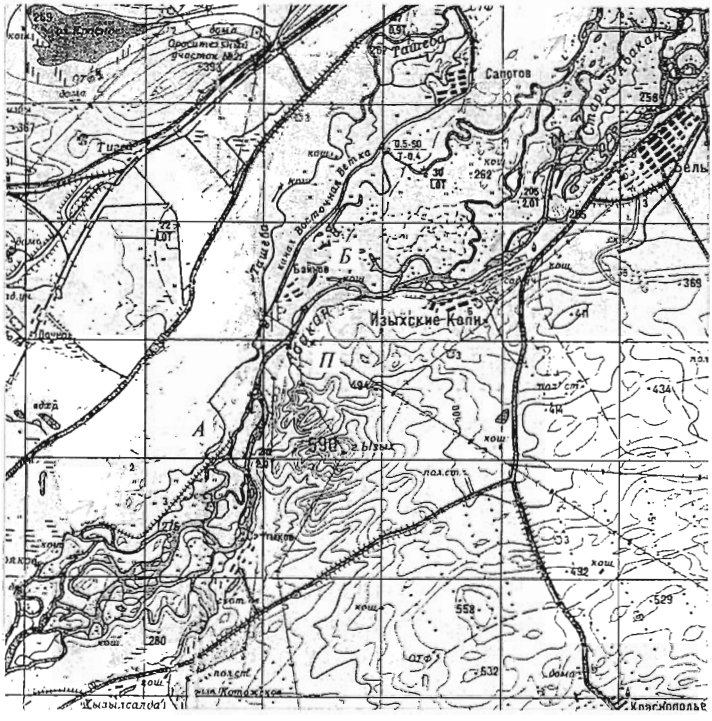


Рис. 19.3. Спрямление русла реки на участке пересечения поднятия (горная тундра, Вост. Сибирь) (аэрофото). Поднятие оконтурено пунктиром и выделяется более светлым фототоном и более глубокими врезами ручьев

- Подпруживание водотоков развивающимися, чаще всего конденудационными или конседиментационными поднятиями, т. е. еще не выраженными в рельефе. При этом возникают локальные



Масштаб 1:200 000

Рис. 19.4. Спрямление и сужение русла р. Абакан при огибании новейшего поднятия (*П*) (Зап. Саяны). Во впадинах перед поднятием (*А*) и после него (*Б*) русло реки разветвленное

участки заболачивания перед поднятиями в гумидных областях (рис. 19.5), засоления и образования такыров в аридных.

Это вызвано тем, что растущие поднятия служат «плотинами» для поверхностных, а также для подземных вод, вызывая их подъем к поверхности и выклинивание. При резком росте существующих в рельефе поднятий (конэрозионных) также происходит подпруживание речных долин, не успевающих их «пропиливать», с образованием озеровидных расширений, в которых в аллювии появляется тонкий материал фации подпруживания, часто значительной мощности. Примерами

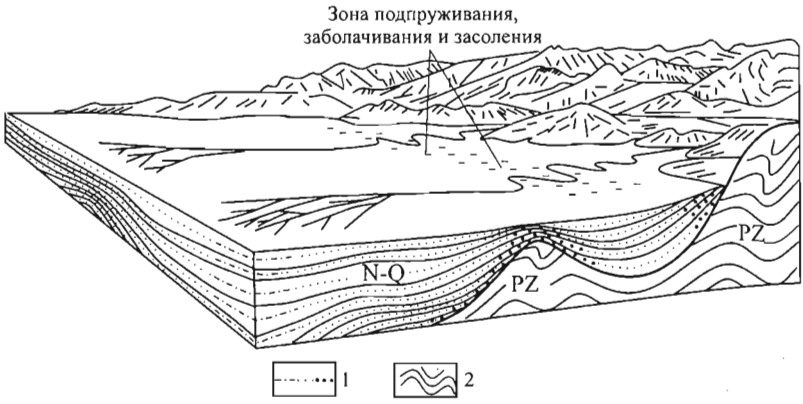


Рис. 19.5. Подпруживание и заболачивание перед пересечением реками конседиментационно развивающегося поднятия:

1 — отложения неоген-четвертичного возраста, выполняющие впадину; 2 — палеозойские породы

могут служить существовавшие в разное время подпрудные озера перед поднятиями в долинах многих горных рек Кавказа, Тянь-Шаня, Памира и других горных областей.

- Локальное увеличение глубины вреза русел как крупных, так и мелких водотоков, в том числе сухих.
- Слияние серии разветвленных русел реки в один водоток или русло непосредственно перед поднятием, которое пересекается единым руслом (рис 19.6).
- Преобладание глубинной эрозии над боковой в пределах поднятий и, как следствие этого, изменение морфологии речных долин — формы, ширины, глубины: долины сужаются, часто становятся V-образными, в горах — ущельями или каньонами; террасы и поймы сокращаются в ширине или совсем исчезают.
- Положительные деформации (антиклинальный изгиб) речных террас и всех других эрозионно-денудационных уровней (см. рис. 6.21).
- Расщепление террас, т. е. появление дополнительных локально развитых террас врезания (см. рис. 6.21).

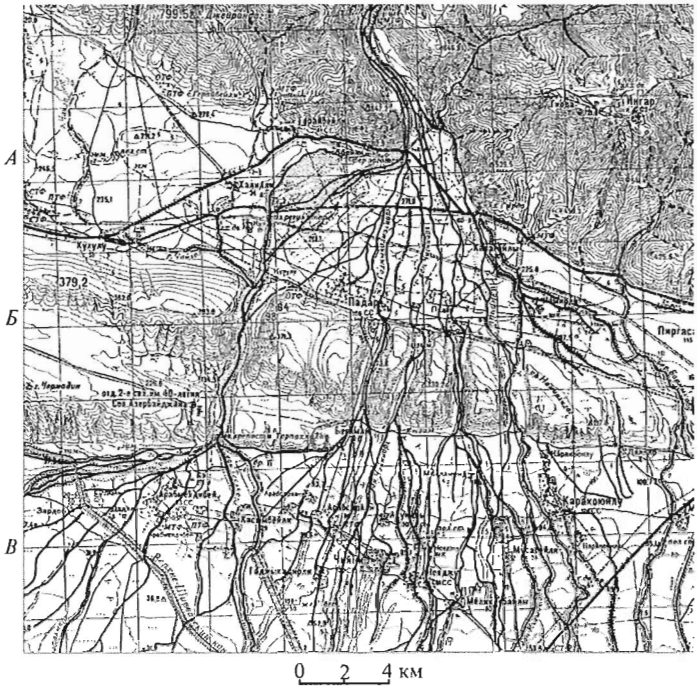


Рис. 19.6. Слияние речных русел в единые потоки в пределах новейшего поднятия (*Б*) и их ветвления во впадинах (*А*, *В*) (южный склон Б. Кавказа)

- Изменение типов террас: аккумулятивные террасы могут сменяться цокольными или эрозионными (см. рис. 6.21).
- Изменение уклонов продольных профилей рек: они очень чувствительны к изменениям тектонической обстановки, поэтому увеличение уклона продольного профиля реки на локальном участке, часто сопровождаемое появлением в руслах рек порогов, перекатов, свидетельствует о поднятии этого участка (рис. 19.7, 19.8).
- Врезанные меандры рек являются важным признаком роста поднятия (рис. 19.9), хотя на платформах они встречаются реже, чем в горах.

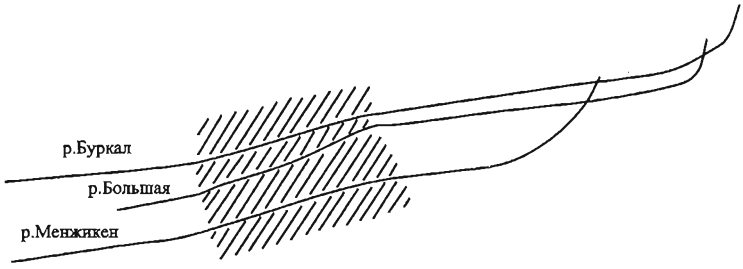


Рис. 19.7. Увеличение уклона продольных профилей русел рек, пересекающих новейшее поднятие в Хэнтей-Даурской горной стране (по Г. Ф. Уфимцеву). Заштрихован район пересечения реками поднятия

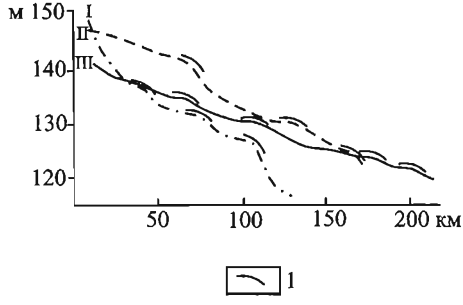


Рис. 19.8. Продольные профили русел рек Уборти (I), Случи (II), Птичи (III) с аномальными участками (перегибами профиля), отражающими локальные поднятия (зап. часть Восточно-Европейской платформы (по А. В. Матвееву и Л. А. Нечипоренко):
1 — места пересечения молодых поднятий

- Изменение «наклона» меандров вверх по долине перед поднятием, подпруживающим реку (рис. 19.10).
- Бифуркация (раздвоение) русла и огибание протоками острова — поднятия, появление в пойме эрозионных останцов.
- Осушение поймы на локальном участке, отмирание протоков, ложбин, стариц (рис. 19.11).
- Осушение озер, болот, термокарстовых воронок (вследствие снижения уровня грунтовых вод на поднятиях). Заболоченные участки как бы оконтуривают площадь современных поднятий (рис. 19.12).



Рис. 19.9. Врезанные меандры реки (внизу), фиксирующие развитие поднятия, не выраженного в рельефе. Преломление русла притока (белого цвета) на участке *А–Б* по молодому сдвигу *Р–Р*

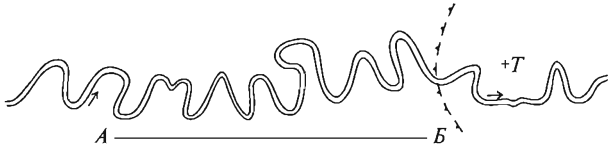


Рис. 19.10. Изменение наклона меандр р. Клязьмы вверх по течению на участке *А–Б* перед подпруживающим долину поднятием (*+Т*) (Подмосковье)

- Приуроченность лесных массивов в тундре к более сухим участкам, которыми являются растущие поднятия.
- На морских и озерных побережьях образование мысов (см. рис. 7.16), кос, увеличение высоты морских террас, абразионных уступов и высокое положение древних волноприбойных ниш.
- Рост подводных валов, баров на поднятиях (см. рис. 7.4), появление их над уровнем моря в виде кос, островов. Появление островов, банок в морских акваториях.
- Сгруживание морен и увеличение их мощности на поднятиях и перед ними.

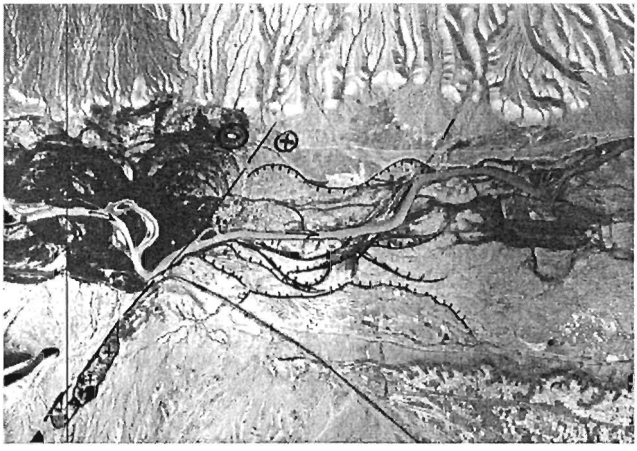


Рис. 19.11. Осушение поймы (серый фототон) на поднимающемся участке (+) (правая часть снимка) на участке пересечения рекой развивающегося поднятия. Русло спрямлено, появились уступы террас врезания. Перед поднятием пойма подпружена, заболочена (темный фототон в левой части снимка) (Сев. Тянь-Шань, р. Чу) (аэрофото)

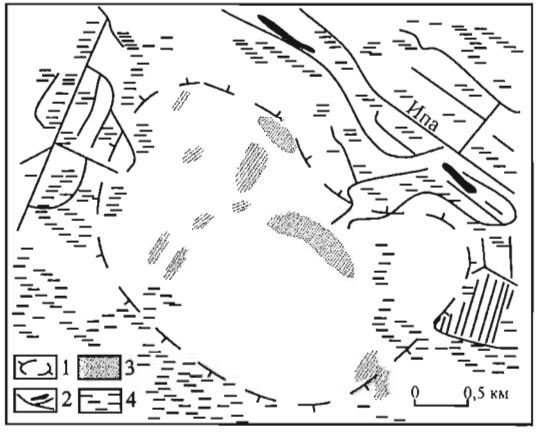


Рис. 19.12. Оконтуривание поднятия болотами и развитие эоловых форм в его центральных частях (Припятский прогиб в зап. части Восточно-Европейской платформы (по А. В. Матвееву и Л. А. Нечипоренко):

1 — контуры поднятия; 2 — гидросеть; 3 — песчаные гряды; 4 — болота

- Аккумуляция песков на поднятиях не только в пустынях, но и в других ландшафтных зонах. Скопление крупных песчаных форм (котловинно-барханных) или дюнных в сводовых частях поднятий (см. рис. 19.12).
- Активизация карстовых процессов, этажное расположение пустот, пещер.
- Сокращение мощности многолетнемерзлых пород или более высокое положение их подошвы, по сравнению с прилежащими участками.
- Неравномерное развитие поднятий часто приводит к перекосам поверхности прилежащих впадин, асимметричному строению речных долин. Признаками такого перекоса являются развитие террас и поймы на одном склоне долины и миграция русла реки или временных потоков к противоположному подмываемому и потому крутому склону (рис. 19.13). Однако здесь следует учесть, что такой же перекос вызывается ротационными процессами (силами Кориолиса).

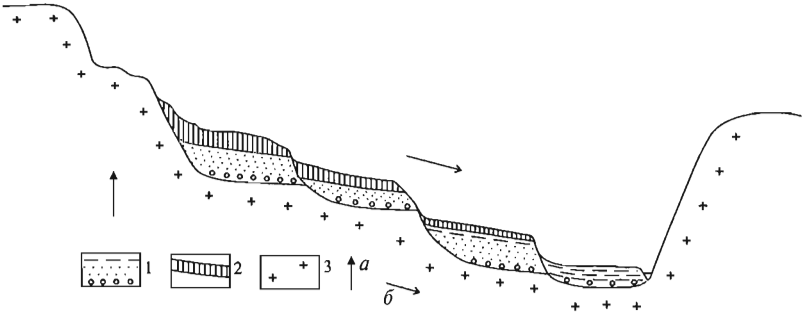


Рис. 19.13. Асимметричное строение речной долины вследствие неравномерного поднятия склонов:

1 — аллювий; 2 — покровные отложения; 3 — коренные породы. Стрелки: *а* — поднимающийся склон, *б* — направление смещения долины

- Перекос озерных впадин: поднимающиеся берега сначала заболачиваются, затем осушаются, на них сохраняются древние береговые формы — абразионные уступы, береговые валы, часто расположенные вдали от современной береговой линии. Заливы на озерных и морских берегах осушаются, превращаясь в лагуны.

При расширении поднятий за счет прилежащих впадин появляется вложенный характер конусов выноса, происходит миграция молодых конусов выноса к центру впадин. Поднимающиеся участки впадин становятся предгорными возвышенностями, сначала плосковершинными, еще с покровом отложений — аллювиальных, пролювиальных, ледниковых, эоловых, а затем, по мере размыва отложений, превращаются в бедленд (badland) — дробно расчлененный эрозией, труднопроходимый рельеф (см. рис. 3.1).

19.2. ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ РАЗВИТИЯ НОВЕЙШИХ ПРОГИБОВ

Для отрицательных структурных форм характерны признаки, противоположные тем, которые перечислены для положительных структур.

- Общее снижение рельефа, т. е. уменьшение абсолютных его отметок, иногда до отрицательных значений, как в Прикаспийской впадине, слабая его расчлененность.
- Преобладание аккумулятивного рельефа — равнин различного генезиса (аллювиальных, пролювиальных, морских и др.), увеличение мощности отложений в их пределах, наложенный характер аккумуляции.
- Радиально сходящийся (центростремительный) рисунок гидросети (рис. 19.14), образование гидрогеологических узлов (мест слияния нескольких водотоков).

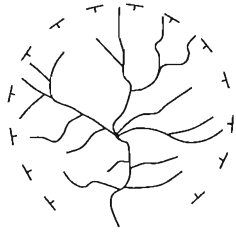


Рис. 19.14. Радиально сходящийся (центростремительный) рисунок эрозионной сети (Прикаспийские реки) (по В. А. Троицкому)

- Расширение долин (изменение их формы), пойм, поверхностей террас.

- Отрицательные деформации уровней террас (уменьшение их высоты), развитие аккумулятивных, часто наложенных или погребенных террас.
- Фуркация (разветвление) русел водотоков (см. рис. 19.4).
- Выполаживание продольного профиля русла.
- Заболачивание, заозеривание местности, развитие торфяников.
- Появление заливов, затопленных устьев рек, превращение их в эстуарии, лиманы, губы на побережьях морей и озер (рис. 19.15; см. рис. 7.16, 7.17).



Рис. 19.15. Залив в устье р. Барскаун на опускающем южном берегу оз. Иссык-Куль (Сев. Тянь-Шань)

Опускающиеся берега становятся абразионными, обрывистыми. В результате опускания отдельных участков побережий Черного, Эгейского, Средиземного и других морей оказались затопленными древние античные греческие и римские поселения (рис. 19.16).

- Увеличение мощности многолетней мерзлоты, опускание подошвы мерзлых пород в областях ее развития.

19.3. ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ РАЗВИТИЯ НОВЕЙШИХ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ. ЛИНЕАМЕНТЫ

Разрывные нарушения, какого бы типа они ни были, всегда являются зонами повышенной трещиноватости, раздробленности, разуплотнения пород, а следовательно, большей их проницаемости и пониженной механической прочности. Их называют «слабыми», или «ослабленными», зонами (Н. П. Костенко). Особенно способствуют развитию ослабленных зон и открытой трещиноватости



Рис. 19.16. Затопленные античные постройки на берегу Ионического моря (в районе устья Коринфского канала, Греция) (фото. В. И. Макарова)

условия растяжения земной коры. По разрывным нарушениям поднимаются к поверхности подземные воды, нередко изливающиеся на поверхность (в том числе минеральные воды). В то же время по ним фильтруются вниз поверхностные воды, способствующие формированию карстовых и суффозионных форм рельефа и глубоко уходящих линейных кор выветривания. Ширина зоны такого влияния разрывов изменяется от первых до десятков метров, а у крупных глубинных разломов, особенно сбросов и сдвигов, может достигать сотен метров и более.

Являясь ослабленными зонами, разломы, разрывы и трещины благоприятствуют локализации в них различных экзогенных и эндогенных процессов и форм рельефа, упомянутых выше. Они всегда используются водотоками самых разных размеров и, таким образом, они предопределяют разного типа рисунки гидросети (рис. 19.17), направление отдельных водотоков.

Геоморфологическими признаками разрывных нарушений являются:

- спрямленные эрозионные формы: речные долины в целом, отдельные их участки, в том числе с элементами русел — меанд-

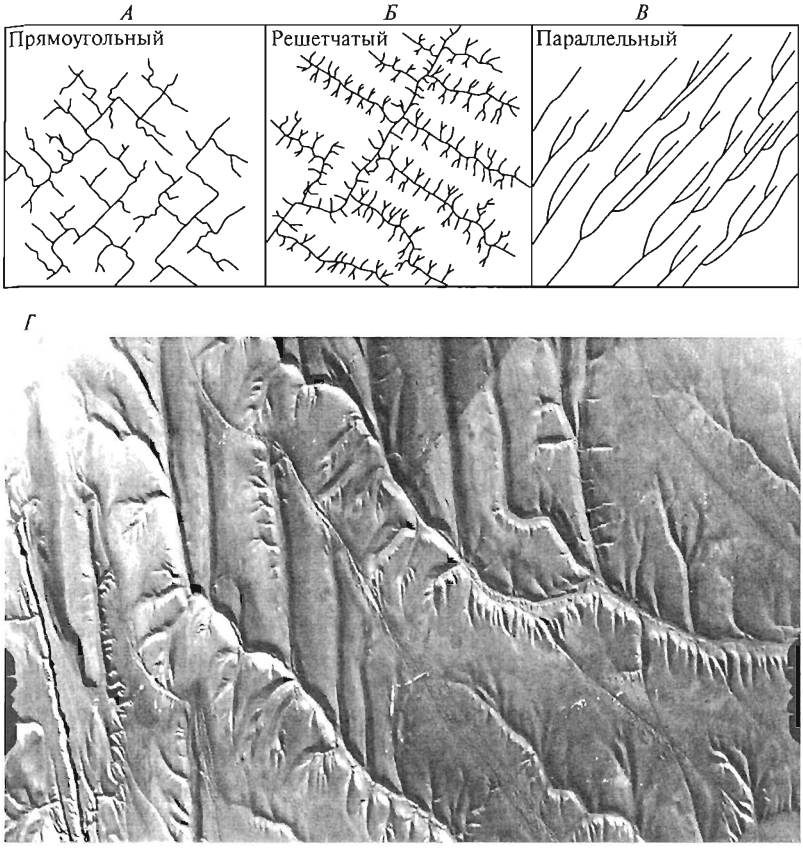


Рис. 19.17. Различные рисунки гидросети, предопределенные разрывными нарушениями (*А*, *Б*, *В* по Х. Ф. Гарнеру):

А — прямоугольный; *Б* — решетчатый; *В* — параллельный; *Г* — прямолинейные сухие русла, проявляющие трещиноватость в лессовых породах (предгорья Ю. Тянь-Шаня) (аэрофото)

рами (рис. 19.18), а также закономерно ориентированные балки, овраги, лощины, ложбины;

- резкие, закономерно повторяющиеся, чаще всего коленообразные, преломления участков долин. Вдоль сдвигов происходит смещение многих форм рельефа в плане (см. гл. 4);



Рис. 19.18. Спрямленный участок русла реки, предположительно обусловленный разрывным нарушением (аэрофото)

- заливы, проливы и фьорды, приуроченные к зонам растяжения — раздвигам (рис. 19.19);

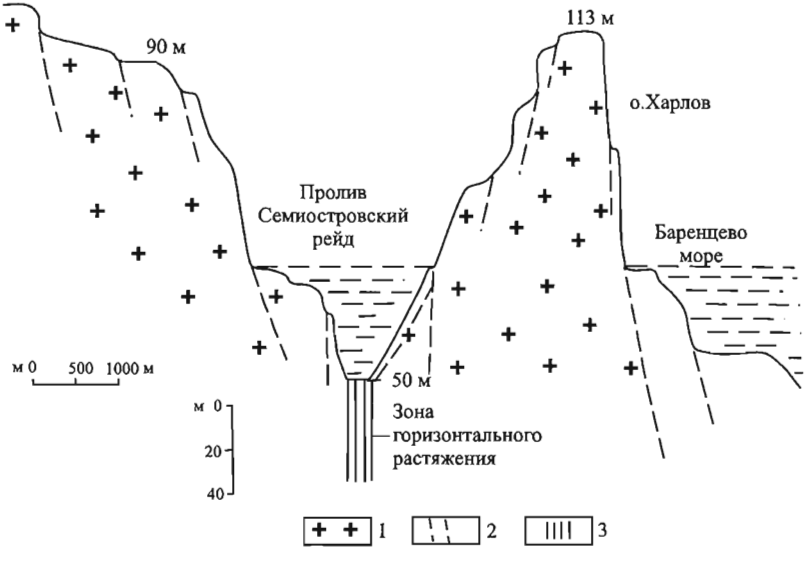


Рис. 19.19. Пролив, образовавшийся в зоне раздвига между Мурманским берегом и Семью Островами в Баренцевом море (по В. Г. Чувардинскому):

1 — гранитоиды; 2 — сбросовые уступы; 3 — разрывы растяжения

- спрямленные участки побережий морей, озер, заливов, проливов;
- спрямленные границы ландшафтов (лесов, заболоченных участков и др.);
- спрямленные очертания воронок (карстовых, термокарстовых, суффозионных), такыров и других форм рельефа (рис. 19.20).

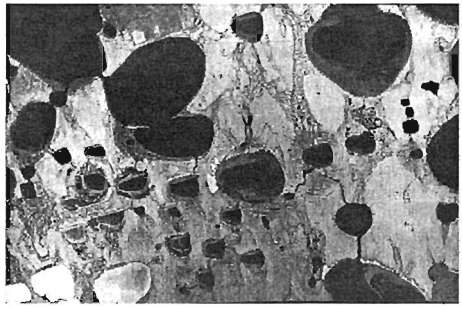


Рис. 19.20. Цепочка небольших спрямленных по трещинам термокарстовых воронок в тундре (аэрофото)

Являясь зонами водообмена подземных и поверхностных вод, разрывные нарушения маркируются цепочками: карстовых и суффозионных воронок; такыров и солончаков в аридных областях (рис. 19.21); болот и озер в гумидных областях; гидролакколитов, наледей, термокарстовых воронок в тундре (см. рис. 19.20); в пустынях даже редкие деревья и кустарники могут трассировать линию разрыва (из-за повышенной влажности вдоль нее).

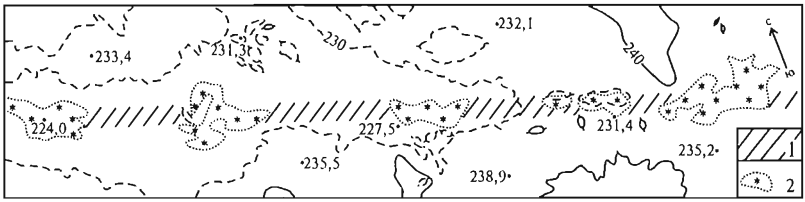


Рис. 19.21. Цепочка такыров вдоль зоны разрыва (центр. Устюрт, Туркмения):
1 — зона разрыва; 2 — такыры

К разрывным нарушениям часто приурочены осыпи, ниши срыва обвалов и оползней, часто катастрофических сейсмогенных, курумы.

К разломам приурочены цепи обычных и грязевых вулканов, шлаковых конусов.

Гидрогеологическими признаками разрывов являются выходы родников, в том числе минеральных вод.

Линеаменты. Для обозначения разрывных нарушений, предположительно выделенных по косвенным признакам, употребляется термин *линеаменты* (от лат. lineamentum — линия). Автор — американский геолог В. Хоббс — впервые применил его в начале XX века для обозначения вытянутых в одном направлении форм рельефа и элементов геологической структуры. Они представляют сгруппированные и ориентированные вдоль некоторых линий (направлений) формы и элементы рельефа и геологической структуры: *уступы* (эрозионные, абразионные, тектонические), *спрямленные участки* побережий морей, озер, эрозионных и других форм (долин, русел, воронок и др.), *границы* поднятий и впадин, возрастных и структурно-вещественных комплексов (например, осадочных и магматических пород), *ландшафтов* (лесных, болотных, почвенно-растительных покровов и др.), *линейные цепочки* различных форм (воронок, солончаков, такыров и др.). Таким образом, различные формы рельефа, ландшафта и геологической структуры оказываются как бы нанизанными или вытянутыми вдоль единой линии. Причиной такой линейной организации различных форм являются разнообразные по происхождению, глубине заложения, масштабу и времени проявления линейные структурные образования. К их числу, прежде всего, относятся разрывные дислокации земной коры разных рангов, в том числе погребенные. Это разломы планетарного значения или крупные расколы глубоких слоев земной коры и верхней мантии (с которыми связаны рифтовые системы и зоны, трансформные разломы, пограничные зоны между платформенными массивами и горными поясами и др.) и многочисленные верхнекоровые разрывы регионального и локального значения, молодые («живые», в том числе линии сейсмогенных разрывов или сейсмодислокаций) и древние (отмершие).

Погребенные разрывы и разломы фундамента, как современные, так и древние, отмершие, часто проявляются в виде линеаментов

на поверхности. Это объясняется тем, что зоны разломов, как зоны дробления и повышенной проницаемости, о чем было сказано выше, способствуют миграции к поверхности с разных глубинных уровней литосферы флюидно-газовых и тепловых потоков. Последние влияют на почвенно-растительный покров, что отражается в виде линеаментов.

Кроме тектонических разломов и разрывов, в виде линеаментов отражается планетарная трещиноватость, повсеместно развитая, связанная с ротационными напряжениями неравномерно вращающейся Земли. В этом случае трещины закономерно ориентированы относительно фигуры вращения Земли. Они образуют закономерную сеть, в которой преобладают ортогональные (меридиональные и широтные) и диагональные (северо-западные и северо-восточные) направления. Сеть планетарной трещиноватости характерна как для горных, так и для платформенных территорий. Она влияет на формирование эрозионной сети в любом районе, обусловливая закономерную ориентировку как крупных форм (речных долин), так и незначительных по размерам оврагов, балок, вплоть до лощин и ложбин.

ГЛАВА 20

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ КАРТЫ

Основная цель геоморфологических карт — дать наиболее полную информацию о рельефе. Это необходимо для практической деятельности: при проектировании и проведении железных дорог, строительстве каналов, мостов, линий электропередач и любых других объектов. Геоморфологические карты используются при поисках и разведке различных полезных ископаемых: нефти и газа, россыпей, руд, бокситов, огнеупорного сырья, строительных материалов, воды и многих других.

Любая геоморфологическая карта представляет собой плановое графическое изображение рельефа. На ней отражаются основные его характеристики — генезис, морфология, возраст — и площадь развития того или иного рельефа. Это позволяет выявить закономерности распространения различных форм рельефа, их зависимость от геоло-

гического и тектонического строения и на этой основе восстановить историю геоморфологического развития территории. Методика составления геоморфологических карт подробно разработана многими исследователями (С. В. Эпштейн, К. К. Марков, А. И. Спиридонов, Ю. А. Мещеряков, Н. П.Костенко, Т. В. Звонкова, Н. В. Башенина, М. В. Пиотровский, Д. В. Борисевич, Г. С. Ганешин, Ю. Ф. Чемеков, С. К. Горелов, А. В. Востряков, А. Ф. Якушова, Ю. Г. Симонов, Г. Ф. Уфимцев, В. П. Философов и многие другие).

По масштабу геоморфологические карты, как и геологические, делятся следующим образом: обзорные 1:10 000 000 — 1:1 500 000, мелкомасштабные 1:1 000 000 —1:500 000, среднемасштабные 1:200 000 — 1:100 000, крупномасштабные 1:50 000 — 1:25 000 и детальные — более 1:25 000. Мелкомасштабные карты являются обобщающими, они составляются в камеральных условиях и не требуют полевых исследований. Крупномасштабные карты составляются на основе полевых данных, сопровождаемых дешифрированием аэрофотоматериалов.

В зависимости от масштаба карты на ней показываются различные генетические категории рельефа: классы, комплексы, типы, подтипы, а также отдельные формы (Ю. Ф. Чемеков, Г. С. Ганешин и др.). *Класс* — наиболее крупная категория рельефа, представляющая совокупность форм, образованных комплексами процессов: эндогенных, экзогенных или эндогенно-экзогенных. *Комплекс (группа)* — совокупность форм, выделяемых по основным разновидностям экзогенных или эндогенных процессов. Например, в классе экзогенного рельефа выделяются группы флювиального, ледникового и др. генезиса, а в эндогенном классе выделяются тектоническая и вулканическая группы. *Генетический тип* — наиболее широко распространенная и употребляемая категория рельефа — совокупность форм, образованная каким-либо одним ведущим агентом: аллювиальным, морским, ледниковым и др., или несколькими агентами: аллювиально-морским, пролювиально-делювиальным и т. д., развитая на какой-либо площади. Отдельные формы рельефа еще не являются генетическим типом. Например, узкая и непротяженная терраса представляет собой лишь форму, у которой есть уступ и площадка. Но если поверхность террасы широкая, тянется на значительное расстояние, тогда она будет представлять генетический тип — аллювиальный. На площади развития этого аллювиального

генетического типа будут показаны отдельными знаками формы рельефа: уступ террасы, ее площадка, протоки и формы не аллювиального генезиса, например, дюны, карстовые или суффозионные воронки и др. *Подтип* — разновидность рельефа (поверхностей) одного генетического типа, выделяемая по морфологии или возрасту. Например, ледниковый тип рельефа может быть подразделен на подтипы: по морфологии — сглаженный, холмистый и т. д., а по возрасту — древний, молодой и т. д.

20.1. ТИПЫ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ КАРТ

По назначению карты делятся на общие и специальные. *Общие* карты отражают генезис, возраст и морфологию рельефа, т. е. являются историко-генетическими. Среди них выделяются синтетические и аналитические (Ю. Ф. Чемеков, Г. С. Ганешин и др.) карты. *Синтетические* карты чаще всего являются обзорными, мелко- и среднемасштабными. Они составляются в камеральных условиях на основе топографических карт с обязательным использованием геологических, тектонических, литологических карт и карт четвертичных отложений. В зависимости от масштаба на них выделяются или наиболее крупные категории рельефа — классы и группы, или более детальные подразделения — генетические типы. В результате выделяются площади, часто объединяющие неоднородные по генезису формы рельефа, особенно в горах. Например, в вершинном поясе гор выделяется альпийский, или ледниковый, тип рельефа, объединяющий водоразделы, склоны и верховья речных долин, обработанные ледниками (рис. 20.1).

Гипсометрически ниже, в средне- и низкогорьях, где ледниковая деятельность отсутствует, те же формы выделяются в денудационно-эрозионную группу. В платформенных условиях площади развития отдельных форм рельефа значительно шире, чем в горах. Поэтому они показываются отдельно. Например, водораздельные поверхности, имеющие чехол ледниковых или водно-ледниковых отложений, представляют собой соответственно ледниковый или водно-ледниковый генетические типы. Генезис рельефа на синтетических картах обозначается цветом, возраст — различными оттенками цвета генетической категории и индексами, а морфология — значками или штриховкой, накладываемыми на цвет. Вследствие недостаточно-

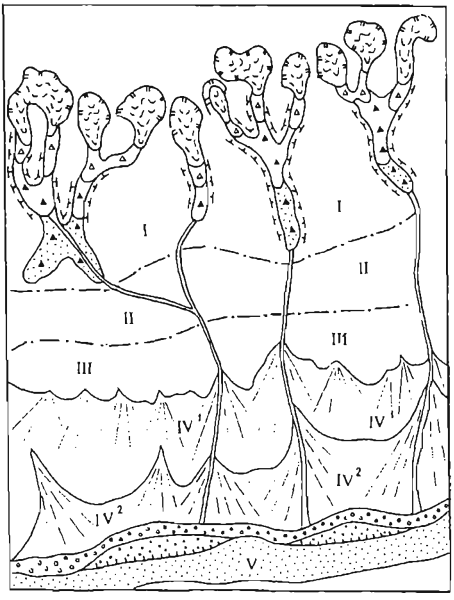


Рис. 20.1. Пример синтетической карты горного района. Условные обозначения см. на рис. 20.2

сти средств, характеризующих рельеф, помимо цвета и штриховки в легенду вводятся дополнительные словесные описания. Например, «глубоко- или среднерасчлененный» рельеф или рельеф, «развитый на осадочных (или метаморфических и др.) породах» и др.

На *аналитических* картах (А. И. Спиридонов, Д. В. Борисевич, Ю. Ф. Чемеков, Г. С. Ганешин и др.) в отличие от синтетических рельеф показывается не в обобщенном виде, а разделяется на генетически однородные поверхности, или грани. Это или горизонтальные поверхности — равнины, террасы, в том числе структурные, водоразделы, плато, или наклонные — склоны. Такие карты строятся в среднем и крупном масштабах на топографической основе и требуют данных полевых исследований. Это наиболее широко распространенные карты, составляемые для отдельных районов.

Средне- и крупномасштабные аналитические карты, в зависимости от требований практики, могут быть генетическими или

возрастными. На *генетических* картах на первое место ставится генезис, он и показывается цветом. Происхождение рельефа является его важной характеристикой. В образовании некоторых форм рельефа иногда участвуют несколько процессов, из которых один является ведущим. Генезис его и показывается цветом, например, эрозионный склон долины. Наложенные формы — осыпи, оползни и др. — показываются значками. На *возрастных* картах главным является возраст рельефа, поэтому именно он дается цветом, а генезис и морфология показываются индексами, штриховкой, значками (рис. 20.2).

Необходимость определения возраста рельефа возникает для различных целей. Например, при поисках россыпей. Важно определить возраст поверхностей, срезающих коренные месторождения полезных ископаемых, чтобы выявить связь этих поверхностей со снесенными отложениями, в которых могут быть сконцентрированы россыпные скопления полезных компонентов. Возраст рельефа используется для определения возраста структурных форм, скоростей и характера тектонических движений, учитываемых при строительстве инженерных сооружений.

Для аналитических карт различного масштаба разработаны легенды, в которых, в зависимости от климатических и тектонических условий, приводится набор возможных генетических типов поверхностей.

Специальные карты составляются для решения конкретных научных или практических задач (Н. П. Костенко, Ю. Ф. Чемеков, Г. С. Ганешин и др.). В частности, для инженерной геологии важны такие карты, на которых представлены характеристики рельефа, влияющие на условия строительства и эксплуатации сооружений — крутизна склонов, устойчивость форм рельефа, глубина и густота расчленения эрозионными формами, наличие линеаментов, обусловливающих раздробленность, проницаемость пород и отложений, погребенных форм и др., которые необходимо учитывать при выборе мест для размещения особо опасных объектов, прогнозировании нежелательных процессов и геоморфологических явлений. Для поисков полезных ископаемых важно определить пути сноса полезных компонентов, формирующих россыпи, геоморфологическое положение коренных источников и время их разрушения, местоположение древних, в том числе погребенных, речных

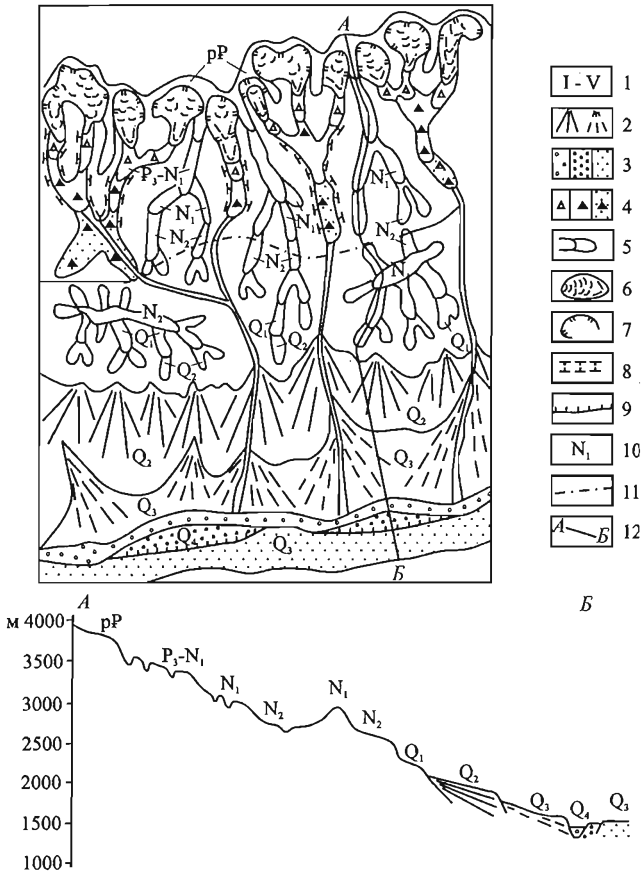


Рис. 20.2. Пример аналитической возрастной карты одного из горных районов:

А — геоморфологическая карта; *Б* — геоморфологический профиль; 1 — I–V — типы рельефа (см. также рис. 20.1) (I — современный ледниковый рельеф, II — древнеледниковый рельеф, III — среднегорный эрозионно-денудационный рельеф, расчлененный речными долинами, IV–V — эрозионно-аккумулятивный рельеф: IV — аллювиально-пролювиальные равнины (IV^1 — среднеплейстоценового возраста, IV^2 — позднеплейстоценового возраста), V — аккумулятивный рельеф аллювиальной равнины позднеплейстоцен-голоценового возраста); 2 — конусы выноса средне- и позднеплейстоценового возраста; 3 — русло, пойма и терраса реки; 4 — морены голоценовые, позднe- и среднеплейстоценовые; 5 — эрозионно-денудационные ступени рельефа (возраст показан индексом); 6 — ледники; 7 — цирки и кары; 8 — троги; 9 — уступы террас; 10 — индекс возраста; 11 — границы типов рельефа; 12 — линия разреза

долин. При поисках нефтегазоносных структур важны признаки их проявления в рельефе и т. д. Специальные карты составляются в крупном или детальном масштабах и обязательно на топографической основе. На равнинных территориях чаще всего используются морфометрические методы. На их основе составляется множество карт: интенсивности расчленения рельефа, наклонов склонов, порядков долин, пластики рельефа и др.

Карты расчлененности рельефа составляются с целью выделения новейших положительных и отрицательных структур в равнинных условиях. Интенсивность и глубина расчленения рельефа зависит от направленности тектонических движений. Интенсивность горизонтального расчленения определяется по количеству и длине эрозионных форм, приходящихся на единицу площади, а глубина расчленения определяется по абсолютным отметкам тальвегов различных эрозионных форм. Точки с одинаковыми значениями указанных параметров эрозионных форм соединяются изолиниями. Это позволяет выделить участки с аномальными значениями показателей и связать их с развивающимися структурами. Для поднимающихся участков характерны увеличенная глубина врезов эрозионных форм и большая их густота, тогда как для опускающихся участков характерны обратные соотношения.

Карта углов наклонов склонов строится на топографической основе разного масштаба с применением специальной палетки, имеющейся на каждой карте. На ней высота вертикальных линий соответствует расстоянию между горизонталями, которое, в свою очередь, определяется углом наклона склона. Чем меньше высота линии (расстояние между горизонталями), тем больше угол наклона склона. Прикладывая палетку к анализируемой карте, выделяют участки с различными углами наклонов склонов. Такие карты используются для определения и прогнозирования интенсивности современного плоскостного смыва, овражной эрозии, развития других склоновых процессов. Сочетание водоразделов и склонов различной крутизны позволяет отразить на карте особенности их морфологии и выявить участки с различными типами и динамикой склоновых процессов. Эти данные могут быть использованы и для анализа проявления современных тектонических движений.

Карта уклонов гидросети основана на анализе продольных профилей рек, форма которых является индикатором всех изменений

географической среды, влияющих на сток, в том числе и тектонических движений (Л. Н. Сетунская). На топографических картах выделяются участки и зоны аномальных падений рек. Если исключить влияние различных природных факторов, вызывающих изменения падения рек — увеличение расхода воды вследствие впадения притоков, изменение состава прорезаемых пород или местных форм рельефа, — то участки с аномально высоким падением рек можно объяснить влиянием развивающейся положительной тектонической деформации, или разрыва. Такие участки в ряде соседних рек объединяются в зоны и сопоставляются с имеющимися данными бурения или геофизики.

Существуют более сложные методики анализа продольных профилей рек (П. В. Иванов, Н. М. Волков, Ю. Е. Журенко и др.), основанные на сравнении реальных продольных профилей, построенных по абсолютным отметкам уреза воды, с теоретически вычисленными геометрическими профилями. Реальные профили изобилуют неровностями разных размеров, тогда как теоретические, или идеальные профили, построенные без учета влияния различных факторов, представляют собой плавную кривую, постепенно снижающуюся от верховьев к базису эрозии. Участки отклонения реального профиля от теоретического в ту или другую сторону могут свидетельствовать (опять же при учете влияния литологического или гидрологического факторов), о проявлении дифференцированных тектонических движений на отдельных участках.

Карта пластики рельефа (В. Р. Волобуев и др.) строится в камеральных условиях по топографическим картам среднего, крупного и детального масштабов. По рисовке горизонталей выделяются различные эрозионные формы, в том числе лишенные водотоков, и проводятся их тальвеги. Это овраги, ложбины, лощины и настолько пологие понижения, что их трудно выделить на местности. Но по «затяжениям» горизонталей они хорошо выделяются на картах (рис. 20.3).

Если провести линии водоразделов, то очертятся водосборные бассейны разных порядков, в пределах которых собирается сток как поверхностных, так и грунтовых вод. Вместе со стоком выносятся и аккумулируются полезные компоненты, которые могут формировать россыпи. Поэтому такие карты строятся для поиска коренных источников с учетом, конечно, данных металлометрии и шлихового опробования. Кроме того, такие карты могут использоваться для

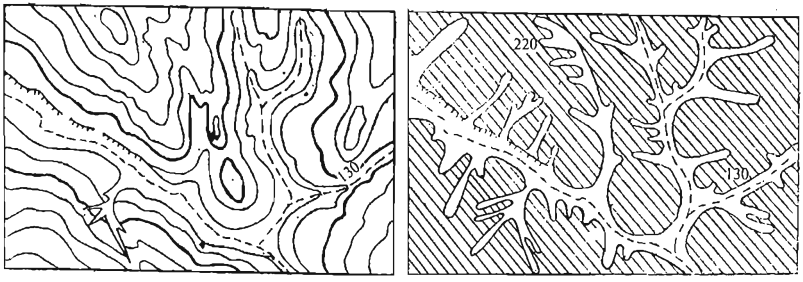


Рис. 20.3. Схематическая карта пластики рельефа с выделенными эрозионными формами (справа), исходная топографическая карта (слева) (по У. К. Абдуназарову и др.)

прогнозирования участков возможного появления и развития суффозионно-карстовых форм (см. гл. 11, рис. 11.13).

Карта основных этапов развития рельефа составляется для определения характера развития и расчленения структурно-орографических форм, последовательного их роста, оформления в рельефе и расчленения, определения возраста рельефа, вычисления скоростей поднятия за отдельные стадии и общей реконструкции рельефа в отдельные циклы. Ее основой являются топографические карты преимущественно среднего и крупного масштабов, а также геолого-геоморфологические профили.

Основными формами, выделяемыми на таких картах, являются цикловые врезы — эрозионно-денудационные и эрозионно-аккумулятивные ступени, выделяемые на склонах растущих хребтов и платформенных возвышенностей и сопряженных с ними впадин и речных долин. Они отражают неравномерный импульсный характер проявления тектонических движений на протяжении новейшего этапа, а также изменяющиеся климатические условия, влияющие на генезис и интенсивность экзогенных процессов. Каждый цикловый врез или ступень состоит из вреза (склона) и прилежащей к нему площадки (поверхности) — денудационной (педимента, педиплена или другого типа) или аккумулятивной — фрагмента дна речной долины или террасы — бывшей поймы (см. гл. 6 и 13). Эти элементы хорошо выделяются на картах в рисовке горизонталей рельефа. Врезу соответствуют сгущения горизонталей, а площадке — их разрядка (рис. 20.4).

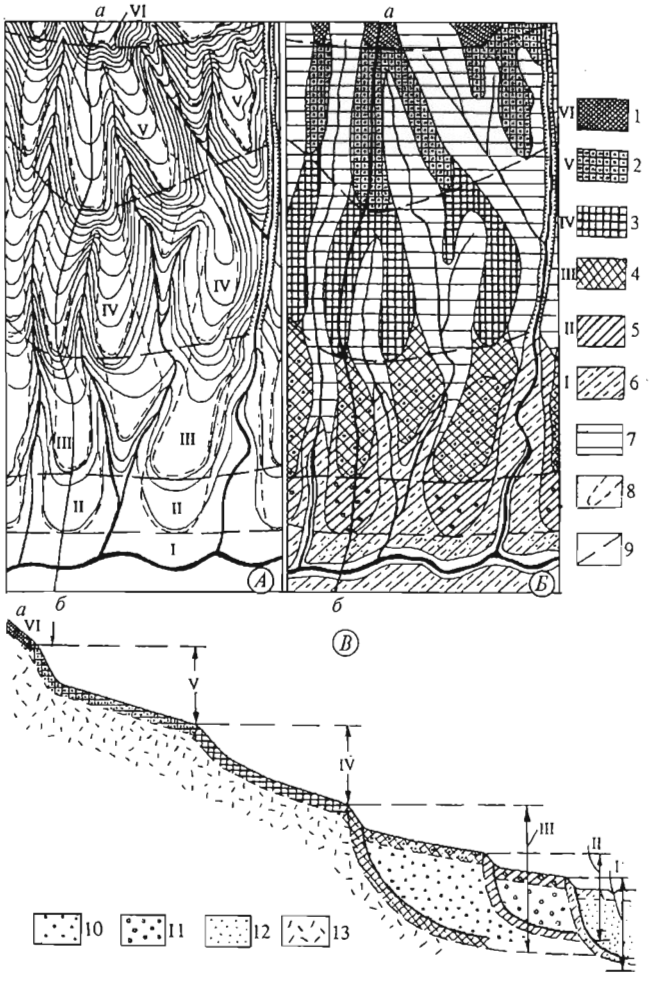


Рис. 20.4. Принцип составления карты этапов развития рельефа:

А — фрагмент топографической карты с горизонталями; *Б* — тот же участок карты с выделенными ступенями рельефа; *В* — геоморфологический профиль по линии *а–б*;1–5 — разновозрастные цикловые врезы — ступени рельефа; 6–7 — склоны; 8 — контуры ступеней — вреза (склона) и прилежащей поверхности на топографической карте; 9 — границы выделенных ступеней рельефа; 10–12 — аккумуляция (10 — среднеплейстоценовая, 11 — позднеплейстоценовая, 12 — голоценовая); 13 — склоны, по возрасту не расчлененные; I–IV — реликты разновозрастных цикловых врезов-ступеней

Обычно эти элементы сохраняются на водоразделах. Последние разделяют долины рек или временных потоков, расчленяющих склоны возвышенностей или хребтов. Поскольку врез-склон и прилежащая к нему площадка или поверхность формируются в один этап поднятия и расчленения развивающейся структурно-орографической формы, т. е. являются одновозрастными, они показываются одним цветом (или штриховкой) (см. рис. 20.4). На склонах растущих платформенных возвышенностей и хребтов в горах выделяется лестница таких эрозионно-денудационных и эрозионно-аккумулятивных врезов, или ступеней рельефа. Как правило, эрозионно-денудационные врезы, или ступени, в пределах поднятий развиты на склонах, прилежащих к впадинам, а эрозионно-аккумулятивные — на склонах речных долин. Эрозионно-денудационные поверхности, входящие в цикловые врезы, или ступени, представляют собой фрагменты педиментов, некогда широко развитых у подножий возвышенностей и хребтов, а затем поднятых и расчлененных. В долинах рек, прорезающих поднятия, педименты сопрягаются с эрозионно-аккумулятивными и аккумулятивными террасами. На этом основании, а также корреляции их с комплексами отложений в прилежащих впадинах, может быть определен их возраст. Цветом (или штриховкой) показывается весь цикловый врез — склон и прилежащая к нему поверхность.

Выделенные по топографическим картам в пределах разных структурно-орографических форм ступени рельефа уточняются и коррелируются между собой по сети геолого-геоморфологических профилей, описание которых приводится ниже. Фрагменты одновозрастных и часто одновысотных (если нет влияния локальных тектонических структур) ступеней, сохранившиеся на разных водоразделах, соединяются границами, и таким образом восстанавливается их прежнее более широкое до расчленения распространение на склонах развивающихся возвышенностей, хребтов и сопряженных впадин. На основании этого восстанавливаются последовательные этапы развития и оформления в рельефе структурно-орографических форм на конэрозионном этапе, от появления их в рельефе до настоящего времени. При этом характеризуется сам процесс развития по отдельным возрастным этапам: увеличение или уменьшение скорости поднятия, глубины расчленения, ширины поверхностей, сужение или расширения

речных долин, в том числе отмирание их на отдельных участках. Последние используются при поисках россыпей в древних, часто поднятых и отмерших речных долинах.

Структурно-геоморфологическая карта. Ее содержание основано на том, что в рельефе находят отражение новейшие тектонические структуры. Цель такой карты — по геоморфологическим признакам выделить новейшие положительные и отрицательные структурно-орографические формы разных порядков, в том числе не имеющие четкого отражения в рельефе, определить их границы, морфологию и характер современного развития и получить необходимые данные для решения различных прикладных задач — поисков полезных ископаемых, прогнозирования изменений геологической среды в районах строительства различных объектов и многих других задач. При составлении структурно-геоморфологической карты используются имеющиеся геоморфологические карты разных масштабов, как общие, так и специальные, а также карты четвертичных отложений, геологические, аэрофотоматериалы и др. Основным же материалом для составления структурно-геоморфологической карты любого масштаба являются топографические карты и геолого-геоморфологические профили, строящиеся по этим картам.

На топографических картах по гипсометрии выделяются контуры основных положительных и отрицательных структурно-орографических форм, а в их пределах формы более высоких порядков — относительно поднятые и опущенные участки или зоны, имеющие складчатый или блоковый характер. Границами основных форм в горных областях часто являются зоны разрывов. В равнинных областях сопряжение форм друг с другом чаще всего плавное; или границами являются пологие флексуры и разрабатываемые долинами рек зоны повышенной трещиноватости. Последние, как указывалось в главе 19, представляют собой «слабые» зоны (Н. П. Костенко), возможно, отражающие погребенные разрывы, в рельефе проявленные линеаментами. Выделение и оконтуривание положительных и отрицательных форм более высоких порядков в пределах крупных форм также основано на гипсометрии: в зависимости от общей амплитуды рельефа выделяются разновысотные ступени или относительно повышенные и пониженные участки, соответствующие водоразделам возвышенностей и днищам различно

поднятых долин и впадин. Границами их иногда являются разрывы или линеаменты (рис. 20.5 *А*).

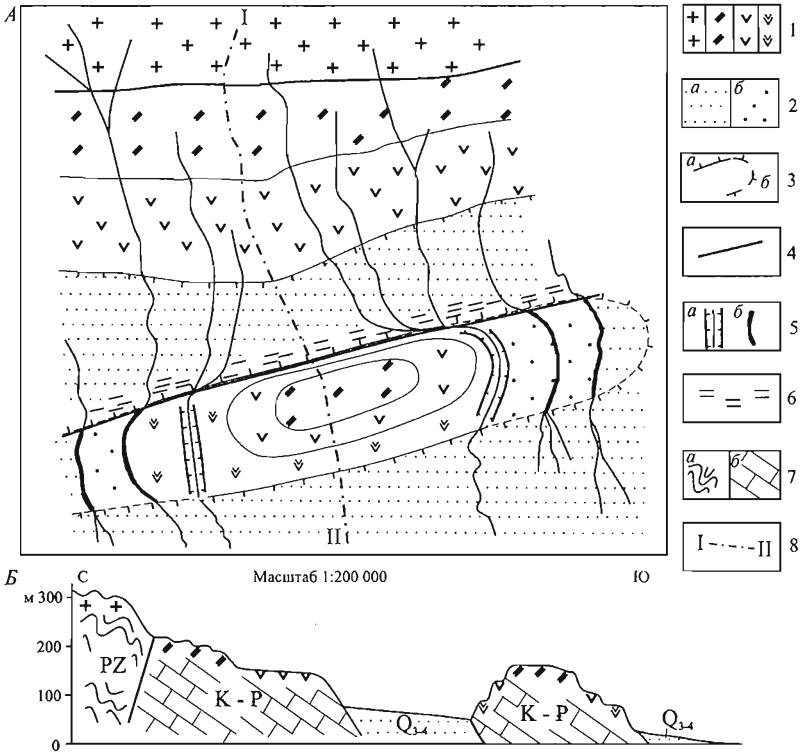


Рис. 20.5. Пример структурно-геоморфологической карты (*А*) и геолого-геоморфологического профиля (*Б*):

1 — эрозионно-денудационный рельеф (разновысотные и разновозрастные ступени рельефа); 2 — аккумулятивный рельеф: позднеплейстоцен-голоценовый (*а*), среднеплейстоценовый (*б*); 3 — контуры поднятия: выраженного в рельефе (конэрозионного) (*а*), не выраженного в рельефе (конденудационного) (*б*); 4 — разрывы; 5 — антецедентные участки долин (*а*), врезанные русла (*б*); 6 —участки подпруживания и заболачивания; 7 — коренные породы (на профиле): палеозойские (*а*), мел-палеогеновые (*б*); 8 — линия геолого-геоморфологического профиля

В закрытых районах для выделения развивающихся структурно-орографических форм, в том числе конденудационных, исполь-

зуются все возможные, прямые и косвенные, геоморфологические признаки, показатели новейших, в том числе современных, тектонических движений и структур, представленные в главе 19: слияние водотоков перед поднятием, спрямленные отрезки речных долин при их пересечении (антецедентные), морфология речных долин (сужение, расширение) и т. д.

Выделенные по топографии и геоморфологическим признакам разнопорядковые формы, как в горных, так и в равнинных областях, подтверждаются всеми имеющимися геологическими, геофизическими, а также буровыми данными: анализом распределения в их пределах новейших отложений и их фаций и мощностей, в том числе генетических типов четвертичных отложений. Учитываются и показываются участки долин, где отмечаются деформации террас и более высоких уровней и поверхностей выравнивания, выявленные полевыми исследованиями или на геолого-геоморфологических профилях. На основании многих геоморфологических признаков (заболачивание, подпруживание и т. д.), повышенной или пониженной аккумуляции аллювия и других отложений выделяются участки, испытывающие поднятие или прогибание. Такие участки важны при поисках россыпей, прогнозировании положения древних тальвегов в пределах современных долин, а также для многих других целей (строительства различных объектов и др.). Большое значение имеет анализ пространственного развития различных генетических типов рельефа и четвертичных отложений и их возрастных генераций, позволяющий выделить конденудационно развивающиеся структурные формы, слабо или практически не выраженные в рельефе. Как правило, растущие положительные формы оконтурены сначала древними генерациями четвертичных отложений и соответствующими им формами рельефа, сменяющимися к периферии или центральным частям впадин более молодыми. Выделяются участки проявления современных опасных экзогенных процессов и форм рельефа: оползневых, карстовых, суффозионных, подтопления и др., причинами развития которых часто являются современные деформации.

Различная абсолютная высота разнопорядковых структурно-орографических форм отражает суммарные их поднятия за конэрозионный этап развития (Н. П. Костенко) и может быть показана в цветовой гамме или штриховкой. Таким образом, струк-

турно-геоморфологическая карта является основой для изучения новейших тектонических деформаций.

Информация, полученная при анализе топографических карт с использованием имеющихся геологических материалов, дополняется данными геолого-геоморфологических профилей.

20.2. ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОФИЛИ

При составлении структурно-геоморфологической карты и карты основных этапов развития рельефа обязательно используются *геолого-геоморфологические профили.* Основой их являются топографические профили. Они строятся поперек и вдоль простирания основных структурно-орографических форм: поднятий — возвышенностей, хребтов и прогибов — впадин (см. рис. 20.5 *Б*).Продольные профили проводятся по главным водоразделам, а поперечные — по второстепенным водоразделам, отходящим от главных и разделяющим речные долины или другие эрозионные формы, расчленяющие склоны поднятий. Линии профилей в плане обычно изогнуты, в отличие от линий геологических разрезов. Это объясняется тем, что профиль должен идти по водоразделам (а они обычно извилистые), т. к. именно на них сохраняются цикловые врезы, или ступени, состоящие из склонов и прилежащих к ним поверхностей или их фрагментов.

Горизонтальный масштаб профилей соответствует масштабу карты, а вертикальный обычно увеличивается в несколько раз по сравнению с горизонтальным, особенно для платформенных территорий, где амплитуды рельефа небольшие. Это делается для того, чтобы как можно больше элементов рельефа — ступеней (эрозионно-денудационных и эрозионно-аккумулятивных) — нашло отражение на профиле. На этот же профиль наносятся геологические данные с показом залегания пород (с учетом искажения вертикального масштаба) и их литологии. Или геологический профиль строится отдельно под геоморфологическим в масштабе 1:1. Геологические данные необходимы для сопоставления с ними элементов рельефа. Они дают представление о том, на каких породах выработаны ступени рельефа или поверхности выравнивания, что необходимо при определении возраста последних, а также оценки влияния вещественного состава пород на морфологию ступеней. По профилям сопоставляются разрывы, выделенные по

геоморфологическим данным, с разрывами, имеющимися на геологических картах и разрезах, и определяется степень унаследованности новейших разрывов от древних или ее отсутствие.

Геолого-геоморфологические профили позволяют выделить основные структурные формы, охарактеризовать их современное положение в рельефе, определить их морфологию в поперечном и продольном сечениях, складчатое или блоковое строение, асимметрию и направление перекосов. На профилях, так же как на картах основных этапов развития рельефа, выделяются поверхности выравнивания (см. рис. 13.10), эрозионно-денудационные, эрозионно-аккумулятивные и аккумулятивные ступени на сопряженных склонах поднятий, впадин и речных долин вплоть до самых молодых и низких, определяется их превышение друг над другом или глубина вреза, проводится их корреляция в пределах одной или нескольких структурно-орографических форм.

В горных областях на геолого-геоморфологических профилях, проведенных вдоль и поперек простирания хребтов, выделяется зона плоскостной, или *водораздельной, денудации* (Н. П. Костенко) (рис. 20.6), представляющая собой неровности, созданные эрозией, экзарацией, нивацией или другими процессами, зависящими от климатических условий исследуемых территорий.

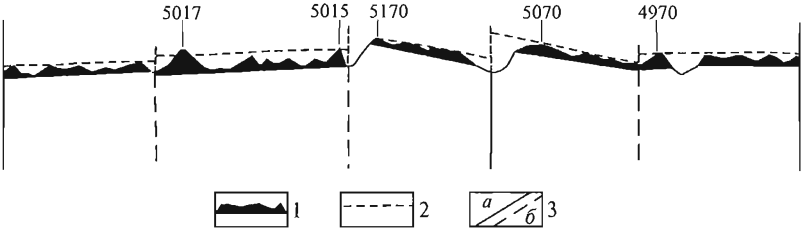


Рис. 20.6. Зона плоскостной денудации в осевой части одного из хребтов Тянь-Шаня:

1 — зона плоскостной денудации; 2 — линия наклона блоков; 3 — разрывные нарушения (*а* — установленные, *б* — предполагаемые)

Эту зону ограничивают две линии, проведенные соответственно по вершинам и в основании отрицательных форм. Положение этой зоны позволяет выявить различные деформации структурных форм, наклоны или перекосы отдельных блоков, а также оценить

активность движения по разрывам и их амплитуды. Сеть профилей позволяет выделить участки деформаций разновозрастных поверхностей, в том числе террас.

Вместе со структурно-геоморфологической картой геолого-геоморфологические профили являются основой для построения карт новейшей, в том числе четвертичной, тектоники. Они позволяют определить морфологию новейших структурных форм, характер их развития, амплитуды деформаций и сделать выводы о геодинамических условиях формирования структур и рельефа.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рельеф земной поверхности представляет собой геологическое образование. Он является результатом тектонических движений и созданных ими структур, преобразованных экзогенными процессами. Рельеф, таким образом, отражает взаимодействие литосферы (эндогенных процессов) с гидросферой, атмосферой и биосферой (экзогенными процессами).

Действием тектонических сил созданы основные формы рельефа. Через экзогенные процессы и формы, созданные ими, он прямо или опосредованно проявляет тектоническую структуру, состоящую из древних и современных элементов. Рельеф, таким образом, является индикатором тектонических движений и созданных ими структур. Климат обусловливает распределение экзогенных процессов и форм на земной поверхности, поэтому индикаторы тектонических движений и структур в каждой климатической зоне свои.

Рельеф земной поверхности представляет собой сложный комплекс форм разного ранга, генезиса и возраста. В современном рельефе одновременно сосуществуют формы, образовавшиеся в различное время и в разных условиях.

Рельеф не есть что-то застывшее. Он постоянно изменяется. Многие формы, образовавшиеся миллионы лет назад под действием одних процессов и в определенных структурных и климатических условиях, попадая в другие условия, преобразуются под действием других процессов. Все это отражается в той или иной специфике форм рельефа.

Поскольку изменение тектонических и климатических условий происходит циклично и/или ритмично (тектоно-магматические циклы, непрерывный, но изменчивый характер движений, ритмичные похолодания и потепления), цикличность и ритмичность развития характерны и для форм рельефа. Наиболее ярко они проявляются в формировании речных долин, морских террас, ледникового рельефа. Цикличность и ритмичность проявлены в развитии поверх-

ностей выравнивания разного типа и возраста, обусловливающих ступенчатое строение рельефа, в карстовых, эоловых формах, не только развитых на поверхности, но и погребенных. Последние отражают древние эпохи рельефообразования. Таким образом, рельеф является носителем информации об истории Земли.

Формы рельефа одного генезиса в различных климатических и структурных условиях меняют свою морфологию, приобретают черты, отражающие эти условия. Так, на строение речных долин в тундре влияют криогенные процессы, а в пустынях — процессы аридных условий. Различную морфологию речные долины, ледниковые и другие формы имеют в горных и равнинных областях.

Формирование рельефа сопровождается образованием коррелятивных (одновозрастных) ему отложений, так же, как и рельеф, отражающих условия их формирования. Практически каждой форме рельефа соответствует свой одновозрастный тип отложений, который или слагает эту форму (пойма, конус выноса и др.), или находится в непосредственной близости от нее, или удален на некоторое расстояние. Одной из задач геоморфологии является установление этой связи и использование ее при определении возраста рельефа, при поисках полезных ископаемых и решении других практических задач.

Формы рельефа разного генезиса взаимосвязаны друг с другом. Образование одних форм влечет за собой образование других. На этом основано выделение пространственно-временных рядов, или цепочек, в которых взаимосвязаны основные формы рельефа — ледниковые, аллювиальные и морские и соответствующие им отложения. С этими формами рельефа увязываются и все остальные — склоновые, эоловые и др. Такие ряды имеют значение для определения возраста рельефа, коррелятивных отложений и восстановления истории преобразования земной поверхности.

Рельеф является важным компонентом среды обитания человека и используется или учитывается во всех видах его деятельности. Он является источником минерального сырья. Практически все формы рельефа являются вместилищем тех или иных полезных ископаемых, в том числе воды. Полезные ископаемые образуются одновременно с формами рельефа, представляя собой коррелятивные отложения. Это, например, аллювиальные и морские пески, гравий и галечники как строительные материалы, и другие. Некоторые полезные

компоненты россыпей перемещаются вместе с коррелятивными отложениями, например, с аллювием, или сосредотачиваются в уже существующих формах рельефа (бокситы в карстовых воронках, нефть в погребенных барах, дельтах и др.). Эрозионные или другие денудационные формы вскрывают рудные тела, водоносные горизонты, находящиеся на разных глубинах.

Рельеф учитывается человеком при выборе и планировке мест поселения. При этом немаловажное значение имеет эстетическая сторона рельефа.

РЕКОМЕНДУЕМАЯ ЛИТЕРАТУРА

Ананьин Г. С., Симонов Ю. Г., Спиридонов А. И. Динамическая геоморфология. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 1992. — 448 с.

Костенко Н. П. Геоморфология. — 2-е изд. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 1999. — 383 с.

Костенко Н. П., Макарова Н. В., Корчуганова Н. И. Выражение в рельефе складчатых и разрывных деформаций. Структурно-геоморфологическое дешифрирование аэрофотоснимков, космических снимков и топографических карт. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 1999. — 118 с.

Леонтьев О. К., Рычагов Г. И. Общая геоморфология. — 2-е изд. — М.: Изд-во Высш. шк., 1988. — 318 с.

Щукин И. С. Общая геоморфология. — М.: Изд-во Моск. ун-та, Т. I, 1960. — 615 с.; Т. II, 1964. — 563 с.; Т. III, 1974. — 382 с.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

Абиссальная котловина 354
Абразионный уступ 152
Абразионная ниша 151
Абразия 142
— механическая 151
— термическая 151
— химическая 151
Авандельта 163
Адыры 329
Аккумуляция 22
Алласы 210
Альпийский рельеф 64
Аллювий 91
— инстративный 105
— констративный 107
— перстративный 107
— пойменный 98
— русловой 94, 97
— старичный 100
— субстративный 106
Апвеллинг 360
Арройо 125
Асимметрия
— долин 119
— оледенения 72
— хребтов 323
Атоллы 358

Базальный горизонт 106
Базис
— денудации 176
— эрозии 92
Байджерахи 210
Балка 136
Банка 340
Бараний лоб 79, 170
Барханы 221
Бары 145
Бедленд
Бенч 153
Берега
— биогенные 170
— далматинского типа 171
— лиманные 171
— риасовые 171
— термоабразионные 170
— фьордовые 169
— шхерные 170
Береговая линия 160
Бифуркация 374
Блочный рельеф 206
Блюдце суффозионное 246
Бордерленд 347
Бровка террасы 101
Бугор пучения 208
Булгуннях 208

Вади 125
Вал
— береговой 145
— подводный 145
Ватты 154
Ветрогранники 217
Взбросы
Взморье 142
Внутренняя зона шельфа 336
Внешняя зона шельфа 336
Возраст рельефа 284

— абсолютный 284
— относительный 284
Волноприбойная ниша 152
Воронки
— карстовые 236
— карстово-суффозионные 247
— коррозионно-гравитационные 237
— поверхностного растворения 236
— провальные 237
— просасывания 237, 246
— термокарстовые 209
Впадины
— внутригорные 327
— компенсированные 40
— межгорные 326
— некомпенсированные 39
— перекомпенсированные 40
— предгорные 326

Гайоты 357
Гамады 312
Генетический тип рельефа 386
Геоморфологический этап 279
Гидролакколит 208
Глубоководный конус 345
Гляциодислокации 88
Гляциоизостазия 90
Гребень волны 142
Грива 97, 226
Гряды барханные 222
Грязевой вулканизм 341

Делли 191, 197
Дельта 160
— выдвижения 161
— выполнения 161
— клювообразная 161
— лопастная 161
— наземная 127, 128
— субаэральная 127, 128
— сухая 128
Делювий 196
Деляпсий 184
Денудационный срез 184
Денудация 21
Дерупций 180
Десерпция 196
Десквамация 216
Десперсий 178
Дефлюкционные склоны 195
Дефлюкция 195
Дефляция 217
Деятельный слой 202
Динамические фазы аллювия 92
Дислокации постседиментационные 43
Длина волны 142
Долина
— антецедентная 123
— переуглубленная 122
— погребенная 122
— речная 91
— сквозная 123
— слепая 238
— субсидентная 122
— эпигенетическая 123
Друмлины 87
Дюны 226
— ветровой тени 223
— параболические 226
— циркульные 227
Емкость потока наносов 144

Желоба
— выдувания 219
— глубоководные 348
— осыпей

«Загораживающие» хребты 49
Закон Бэра-Бабинэ 149

Зандры
— долинные 69, 89
— равнинные 69, 88
Зона
— аэрации 232
— вершинная 128
— застойно-водная 129
— передняя 129
— перигляциальная 78, 88
— периферическая 129
— плоскостной денудации 400
— полного водонасыщения 233
— сезонного колебания уровня грунтовых вод 233
— центральная 128

Камы 84
Каменные моря 195
Каменные реки 195
Каньон
— погребенный 291
— подводный 343
Кар 60
Карлинг 64
Карст 230
— восточно-европейский 234
— голый 230
— закрытый 245
— погребенный 302
— покрытый 234, 245
— средиземноморский 233
Карры 235
Карты
— аналитические 388
— геоморфологическая 387
— расчлененности рельефа 391
— общие 387
— основных этапов развития рельефа 393
— пластики рельеф 392
— синтетические 387
— специальные 389
— структурно-геоморфологическая 396
— углов наклона склонов 391
Клиноформы 342
Клиф 152
Коллювий 174
Колодцы карстовые 238
Кольцевые структуры 305
Континентальные окраины 334
— активные 346
— пассивные 334
Континентальный склон 341
— аккумулятивный 341
— денудационный 342
Конусы
— выноса 138
— осыпей 178
— пролювиальные 138
— флювиогляциальные 70
Кордильеры 347
Кориолиса сила 119
Корразия 217
Коррелятивные отложения 14
Коррозия 231
Котловины
— абиссальные 354
— выдувания 218
— выпахивания 79
— карстовые 237
— океанские 354
— окраинных морей 347
Краевой вал 349
Крики 125
Криолитозона 200
Крип 195
Курумы 193
Курчавые скалы 79, 170
Куэста 27

Лагуна 151, 161
Лавины 184
Лахары 141

Ледники 58
— дендритовые 61
— долинные 61
— звездчатые 63
— кальдерные 63
— каровые 60
— карово-долинные 61
— плоских вершин 61
— предгорные 63
— подпора 72
— типа Маласпина 63
Ледниковый щит 60
Ледораздел 80
Ледяные шапки 77
Лиман 171
Лимнокам 86
Линеамент 118, 384
Ложбина
— волны 137
— стока 142
— эрозионная 137
Ложе океана 350
Лощина 137
Луч волны 142

Макроформы 14
Марши 156
Материковый склон 341
Меандры врезанные 373
Меандровый пояс 95
Мегаформы 14
Мезоформы 14
Мерзлота постоянная 200
Метод
— батиметрический 365
— картографический 363
— морфометрический 364
— палеогеоморфологический 365
— сравнительно-планетологический 365
Микроконтиненты 358
Микроформы 14
Многолетнемерзлые породы 200
Моготе 243
Моласса 324
Молассовые отложения 326
Морена 67
— абляционная 67
— боковая 68
— внутренняя 67
— движущаяся 67
— донная 67
— конечная 68, 88
— краевая 88
— напора 88
— насыпная 88
— основная 67
— отложенная 67
— поверхностная 67
— срединная 67
Морозная сортировка 205
Морозобойные трещины 205
Морфология рельефа 14
Морфометрический анализ 364
— метод 364
Морфоструктура 38
Морфоструктурный анализ 362
Мочажины 191, 210
Мощность потока наносов 144

Нагорные террасы 211
Наледи грунтовые 206
— речные 206
Наноформы 14
Насыщенность потока наносов 144
Нивация 64
Новейший тектонический этап 35
Нунатак 77

Обвал 179
Область
— аккумуляции 80
— экзарации 79 135

Овраг 134
— водораздельный 135
— донный 135
— склоновый 135
Озы маргинальные 83
— радиальные 83
Окраины континентальные 334
— активные 346
— пассивные 334
Оледенение 58
— валдайское 77
— долинное 61
— днепровское 77
— московское 77
— покровное 62
— полупокровное 62
— сетчатое 62
Олистостромы 182
Оплывины 190
Оползни 184
— асеквентные 188
— блоковые 188
— детрузивные 188
— деляпсивные 188
— инсеквентные 188
— консеквентные 188
— оползни-обвалы 190
— оползни-потоки 189
— оползни-сплывы 190
— оползни течения 189
— погребенные 303
Орогены 316
— внутриконтинентальные 317
— коллизионные 317
— межконтинентальные 317
— окраинно-континентальные 317
— растяжения 329
— субдукционные 317
— эпиплатформенные 317
Осовы 184
Островная дуга 347
Осушка 154
Осыпь древовидная 179
Отмостка 153
Отторженцы 88

Палеогеоморфология 289
Палеоканьон 291
Палеорельеф 289
Педимент 199, 268
— долинный 275
— предгорный 268
Педиплен 276
Пенеплен 263
Перейма 147
Перекат 94
Перемычка 116
Перехват речной 124
Перигляциальная зона 78, 88
Песчаная рябь 94
Пещеры 238
Пинго 208
Плато 27
Плечи трога 65
Плёс 95
Плотик 126
Пляж 145
— полного профиля 145
— прислоненный 145
Побережье приливно-отливное 154
Поверхность
— выравнивания 259, 261
— полигенетическая 260
— эрозионно-денудационная 273
Подземные карстовые формы 238
Подножие континентального склона 344
Поднятие
— конденудационное 41
— конседиментационное 41
— конэрозионное 42
Пойма 98
— высокая 98
— низкая 99

— обвалованная 100
— параллельно-гривистая 100
— прирусловая 98
— притеррасная 100
— проточно-островная 100
— сегментная 100
— сегментно-гривистая 100
— центральная 99
Покровная толща 11
Полигональные грунты 205
Польдеры 173
Полье 237
Понор 236
Поток наносов
Приморье 142
Прирусловая отмель 97
Прирусловой вал 99
Провалы карстовые 237
Продольный профиль 94
— выработанный 94
— не выработанный 94
Пролювий 91
Профиль
— геолого-геоморфологический 399
— продольный реки 93
Процессы
— биогенные 22
— космогенные 22
— рельефообразования 18
— техногенные 22
— экзогенные 21
— эндогенные 19
Псевдокарст 251
Пуллапарт (pull apart) 328, 332
Пустыни
— глинистые 216
— горные 216
— денудационные 216
— ископаемые 305
— каменистые 216
— песчаные 219
— равнинные 216
Пучение 208

Равнина
— аккумулятивная 313
— аллювиальная 308
— денудационная 310
— зандровая 88
— моренная 81
Разломы
— океанические 352
— трансформные 351
Рельеф 13
— грядовый 30
— обращенный 32, 313
— погребенный 288
— блочный 206
— прямой 32
Речная долина 91
Риасы 171
Рисунок эрозионной сети 380, 381
— центробежный 369
— центростремительный 378
Рифы 170
— барьерные 340
— береговые 171
— внутрилагунные 171
Рифтовая долина 350
Россыпь 126
— долинная 126
— русловая 126
— погребенная 127
— террасовая 127
Русло реки 192
— меандрирующее 92
— прямолинейное 92
— разветвленное 92
— фуркирующее 92

Сай 137
Сбрасообвалы 182

Сейсмооползни 180
Сель 140
Сизигии 154
Силы Кориолиса 119
Сифоны 239
Склоны
— вогнутые175
— выпуклые 175
— гравитационные 177
— лавинные 184
— обвальные 179
— осыпные 178
— первичные 175
— плоскостного смыва 196
— преобразованные 175
— прямые 175
— ступенчатые 175
— экзогенные 176
— эндогенные 175
Снеговая граница 58
Солифлюкционные
— натеки 192
— потоки 191
— террасы 191
Солифлюкция 191
— болотная 191
— быстрая 191
— медленная 191
— тропическая 195
Срединно-океанический хребет 350
— атлантического типа 350
— тихоокеанского типа 351
Стадии
— аккумуляции 106
— врезания 104
— детства 258
— динамического равновесия 107
— дряхлости 259
— зрелости 259
— расширения долины 106
— старости 259
— юности 259
Сталагмиты 240
Сталактиты 240
Старица 95
Старичная фация 100
Структуры 30
— древние 30
— неразвивающиеся 30
— новейшие 36
— пассивные 30
— развивающиеся 36
— складчатые 31
Структурно-орографическая форма 38
Стрэндфлэт 170
Суффозия 135, 246

Такыры 383
Талик 204
Тальвег 92
Тарын 206
Термоабразионная ниша 152
Термокарстовая воронка 209
Терраса 101
— абразионная 159
— абразионно-аккумулятивная 159
— аккумулятивная 108
— вложенная 108
— врезанная 108
— локальная 104, 158
— морская 156, 157
— нагорная 211
— погребенная 110
— подводная 152
— примкнувшая 151
— солифлюкционная 191
— структурная 27
— цикловая 104, 157
— цокольная 159
— эрозионно-аккумулятивная 108

Террасоувал 113
Тиллиты 59
Томболо 147
Трещины морозобойные 205
Трог 64
Турбидитовые потоки 343

Угол естественного откоса 175

Фасеты 330
Фация 97
— пойменная 98
— русловая 97
— старичная 100
Флювиокам 87
Формы рельефа 13
Фронт волны 142
Фуркация 92
Фьорд 80, 169

Хионосфера 58
Цикл
— геоморфологический 259
— эрозионно-аккумулятивный 102
Цикличность 257
Цирк 64

Шельф 334
«Шнурковая» залежь 299
Шхеры 170

Эволюция рельефа 279
Эвстатические колебания 141
Экзарация 22, 66
Эоловый рельеф
Эрозионно-денудационные поверхности 273
Эрозия 22
— боковая 92
— временных потоков 133
— глубинная 92
Эскер 83
Эстуарий 156
Этаж рельефа 269

Ярданги 219

Учебное издание

Наталия Валентиновна Макарова
Татьяна Владимировна Суханова

Геоморфология

Учебное пособие

Зав. редакцией *Игнатова Е. С.*
Ведущий редактор *Климкин М. С.*
Редактор *Кандинова Г. В.*
Корректоры *Федотова А. Л., Чудинова Е. В.*
Художник *Новикова В. М.*
Компьютерная верстка *Деева А. Д.*

Директор издательства *Чепыжов В. В.*

Подписано в печать 06.04.2009
Формат 60×84/16. Бумага офсетная
Гарнитура «Петербург». Печать цифровая.
Усл. печ. л. 24,18. Тираж 1000 экз. Заказ № Т-086

ООО «Издательство «КДУ»,
119234, г. Москва, а/я 587
Тел./факс: (495) 939-57-32, 939-40-51
Http://www.kdu.ru. E-mail: kdu@kdu.ru.

Отпечатано в типографии КДУ
Тел./факс: (495) 939-40-36. E-mail: press@kdu.ru



Н.В. МАКАРОВА, Т.В. СУХАНОВА

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

В учебнике изложены основные сведения о строении, условиях образования, возрасте рельефа поверхности Земли в связи с коррелятивными отложениями и полезными ископаемыми. При характеристике экзогенных типов рельефа рассматривается влияние на его формирование климатических условий, геологической структуры, новейших тектонических движений и антропогенного фактора. Подробно охарактеризованы флювиальный, ледниковый, карстовый и другие типы рельефа суши, генетические типы рельефа шельфа, континентального склона и ложа океанов, погребенные формы рельефа. Освещается цикличность в развитии рельефа, описаны типы поверхностей выравнивания и их значение для изучения новейшей тектоники. Приведен комплекс геоморфологических признаков развивающихся складчатых и разрывных структур.

Для студентов и аспирантов геологических специальностей университетов и других высших учебных заведений, а также географов и специалистов, деятельность которых требует знания рельефа и проявления в нем новейших, в том числе современных тектонических деформаций.



ISBN 978-5-98227-644-5