



**формирование
современного рельефа
земной поверхности**

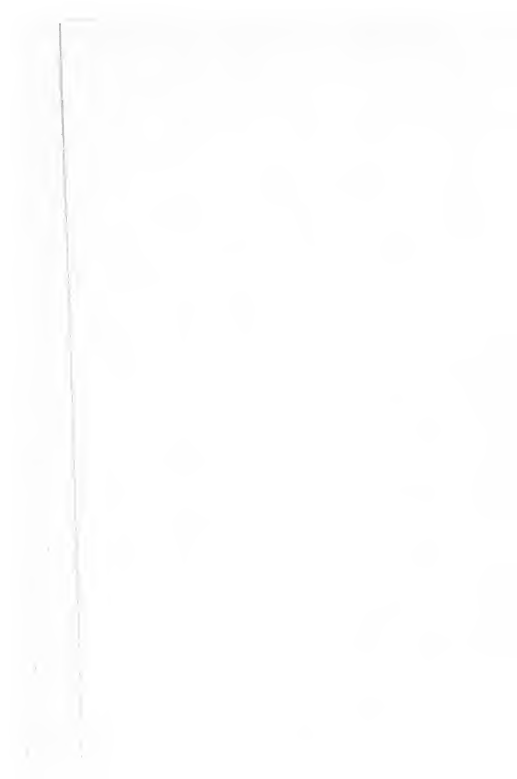
1309915

ЛИСТОК С

ВОЗРА

1941

A24-955



Н. В. БАШЕНИНА

[3100]

55(02)

Б331

он

**ФОРМИРОВАНИЕ
СОВРЕМЕННОГО
РЕЛЬЕФА
ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ**
(Общая геоморфология)

*Допущено
Министерством высшего и среднего
специального образования СССР
в качестве учебного пособия
для географических
специальностей университетов*



ИЗДАТЕЛЬСТВО «ВЫСШАЯ ШКОЛА» МОСКВА 1967

2
309185

Специальная библиотека
Разрешено к продаже
Лет 24 от 24.4.90
Подпись

Нина Викторовна Башенина
ФОРМИРОВАНИЕ
СОВРЕМЕННОГО РЕЛЬЕФА
ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

Редактор И. М. Шагирова
Худож. редактор Э. А. Марков
Технический редактор С. П. Передерий
Корректор В. И. Клиеник

T-15406 Сдано в набор 6/1-1966 г.
Подписано к печати 9/XI-1966. Формат
60x90^{1/16}. Объем 24,26 печ. л. (1,31 п. л. +
+0,996 п. л. цв. вкл.) Уч.-изд. л. 28,03.
Изд. № Е1/64 Тираж 4000 экз.
Цена 1 р. 08 к. Звк. 96.

Тематический план издательств «Высшая школа» (вузы и техникумы) на 1966 год. Позиция № 186

Ярославский полиграфкомбинат Главполиграфпрома Комитета по печати при Совете Министров СССР, Ярославль, ул. Свободы, 97.

Государственная
публ. библиотека
им. В. Г. Билинского
г. Свердловск
обл. фонд

~~Государственная публичная
библиотека
им. В. Г. Билинского
г. Свердловск~~

SL66021
13099975

Книга «Формирование современного рельефа земной поверхности» предназначается в качестве учебного пособия по курсу «Общая геоморфология» для студентов-географов, геологов, картографов, обучающихся в университетах.

По разбираемым в ней вопросам она может представлять интерес и для более широкого круга читателей — аспирантов и специалистов-геоморфологов, а также геологов и географов.

Все содержание геоморфологии было бы трудно одинаково подробно осветить в одной небольшой книге. Поэтому круг вопросов, рассматриваемых в ней, несколько ограничен. В пособии рассматриваются: предмет и методы геоморфологии; систематика и классификация элементов рельефа земной поверхности, принципы геоморфологического картирования в разных масштабах; происхождение крупных элементов рельефа (мега-рельефа) Земли и связь их с процессами тектогенеза, изменение крупных черт рельефа под воздействием экзогенных факторов и элементы экзогенного рельефа в разных тектонических и климатических условиях.

Пособие состоит из трех частей. В первой части излагаются общие вопросы геоморфологии. Для того чтобы можно было судить о возрасте рельефа, методах геоморфологии, систематике и классификации элементов рельефа разного порядка, принципах составления геоморфологических карт, главам, посвященным этим важнейшим проблемам геоморфологии, предшествует краткий обзор содержания геоморфологии и основных факторов рельефообразования.

Во второй части более подробно освещаются эндогенные факторы рельефообразования, создающие главные черты рельефа Земли.

Перспективы геоморфологии как науки в настоящее время в значительной мере

связаны с развитием учения о крупных чертах рельефа и решением проблемы систематики и геоморфологической классификации. Именно изучение крупных черт рельефа Земли создает основу для исследования так называемых «малых» форм, позволяя рассматривать их в широких взаимосвязях.

В третьей части разбираются экзогенные факторы рельефообразования и формирование экзогенных элементов рельефа и коррелятных отложений. Рассмотрение экзогенных факторов подчинено объяснению изменения крупных элементов рельефа в процессе перемещения материала по земной поверхности. Поэтому оно ограничивается кратким освещением важнейших закономерностей и некоторых вопросов, менее полно освещенных в существующих учебниках и специальных курсах. Происхождение рельефа дна океанов и морей затрагивается постольку, поскольку планетарные закономерности формирования материков и океанов едины и общи.

Существенную часть пособия представляет геоморфологическая карта Мира масштаба: 1:40 000 000. На карте показаны крупные элементы рельефа — типы мегарельефа, происхождение которых объясняется в тексте книги. Цель этой карты — показать главные черты сходства и различия происхождения крупных элементов рельефа земной поверхности.

Систематика элементов рельефа дна разработана О. К. Леонтьевым. Им же составлен соответствующий раздел легенды к геоморфологической карте Мира и рельеф дна океанов на карте. Типы берегов даны группой сотрудников Института океанологии АН СССР (см. карту).

Автор будет крайне признателен всем организациям и лицам, приславшим замечания и отзывы об этой книге.

Глава I

О ПРЕДМЕТЕ ГЕОМОРФОЛОГИИ И ЕЕ СВЯЗИ
С ДРУГИМИ НАУКАМИ

СОДЕРЖАНИЕ ГЕОМОРФОЛОГИИ

Геоморфология — наука о рельефе Земли. *Рельефом* называется совокупность положительных и отрицательных неровностей поверхности Земли. Разнообразные неровности земной поверхности представляют *элементы рельефа*.

Элементом рельефа можно называть любую положительную или отрицательную неровность поверхности Земли независимо от ее происхождения и размера. Например, крупные низменные равнины — Западно-Сибирская, Амазонская и др., равнины котловин океанических платформ, крупные сложные горные хребты — Кавказский, Анды и др., хребты островных дуг, отдельные горные гряды, овраги, промоины на склоне — все это элементы рельефа¹.

Предметом изучения геоморфологии является рельеф материков и дна океанов и морей. На материках и на дне океанов и морей, как это видно на любой физической карте Мира, выделяются крупные неровности рельефа — горы и равнины.

Совокупность крупных неровностей земной поверхности называют *мега-рельефом*.

В пределах гор и равнин выделяются как крупные, так и мелкие элементы рельефа. Элементы рельефа нередко

¹ По предложению Междуведомственной геоморфологической комиссии, термин «элемент рельефа» может употребляться по отношению к любой неровности земной поверхности.

называют *формами* рельефа. Четкого определения этого понятия в литературе нет. По-видимому, возможно формами рельефа называть изолированные неровности земной поверхности, различающиеся по происхождению и отграниченные от других форм (бровкой, подошвой и др.).

К макроформам можно отнести островные горы, вулканы (в том числе и подводные), отдельные горные хребты, кузцовые гряды, крупные конусы выноса (в том числе и подводные), выраженные в рельефе тектонические впадины, подводные каньоны, имеющие, по-видимому, главным образом тектоническое происхождение (Панов, 1959, Леонтьев, 1963 и др.).

Макроформы образуют *макрорельеф*.

Мезоформы слагают *мезорельеф*. Примеры мезоформ — овраги, котловины озер разного происхождения, балки, террасы в долинах рек, дюны, моренные холмы и др.

Микроформами являются провальные воронки, промоины, эрозионные борозды на склонах и др. Еще более мелкие формы называются наноформами. К ним относятся кочки, сурчины, формы ветровой ряби и пр.

Многие авторы считают, что термин «форма» рельефа представляет понятие «свободного пользования» (Борисевич, 1950 и др.). Формой рельефа называют и такие элементы рельефа, как провальная воронка, дюна, и такие, как горный хребет, подразумевая под этим весь Кавказ или весь Урал и, наконец, крупные равнины — Западно-Сибирская или Амазонская (мегаформы).

Формы рельефа бывают сложными и простыми, или элементарными. Простые, или элементарные, формы представляют, например, речные, морские или озерные террасы. Это такие формы рельефа, которые, если их разделить на части (поверхность террасы и склон или уступ), уже не будут представлять собой целостные формы. Сложные формы состоят не только из частей, но также из элементарных форм. Например, в котловине озера можно выделить элементарные формы — террасы; аккумулятивные береговые формы и части форм — склоны, уступы террас и др. (Башенина и др., 1959).

Некоторые авторы формами рельефа называют также и речные долины. Однако трудно представить в качестве «формы» долину таких крупных рек как Волга, Амур, Обь, Лена, Миссисипи. Каждая из этих рек на протяжении своего длинного пути пересекает разные структурные элементы, в которых морфология долин резко изменяется. В качестве примера можно привести долину р. Латорицы, протекающей на территории Советского Закарпатья. В этой долине, как и в долинах других рек Закарпатья, в четвертичное время сформированы пять хорошо выраженных цокольных террас, из которых верхняя

поднимается до 150 м. Когда река попадает в продолгающую прогибаться Чоп-Мукачевскую впадину, все террасы погружаются под осадки впадины и долина утрачивает морфологическую выраженность. Даже современная пойма выражена плохо; река дробится на рукава, течет ровень с берегами; русло отведено в каналы и окружено дамбами. Вряд ли можно говорить о долине р. Латорицы, как о единой «форме» рельефа. В то же время деятельность потоков, протекающих по долинам, связывает воедино формирование разных участков долин. Поэтому долины следует рассматривать как системы форм.

Допуская различия точек зрения на понятие «форма рельефа», далее в пособии оно применяется лишь к макро-, мезо- и микроформам (Башенина, Леонтьев и др., 1959).

Каждый крупный элемент рельефа представляет сочетание более мелких. Они связаны между собой как части и целое (в философском смысле). Сочетания макро- и мезоформ нередко сложны и неодинаковы в различных геологических и климатических условиях. Например, на равнинах высоких широт могут преобладать формы, обусловленные деятельностью льда, а в низких широтах — формы, созданные ветром в песках и др. В одних и тех же широтах формы рельефа и их сочетания различны в горах и на равнинах, в разных горных породах, в неодинаковых геологических структурах, в условиях разного тектонического режима.

В настоящее время нет единого понимания содержания геоморфологии и предмета ее изучения. Поэтому нельзя ограничиться переводом слова «геоморфология» — наука о рельефе Земли¹. Рельеф можно изучать по-разному. Элементы рельефа разнообразны по своему внешнему облику и размерам. Горная гряда может быть крутосклонной, островершинной, резко расчлененной, а может иметь пологие склоны, округленные вершины и слабое расчленение. Одна горная гряда может быть длинной, узкой, а другая — широкой и короткой. Морфометрические показатели очень важны при изучении рельефа, так как они дают представление не только о внешнем облике и размерах неровностей земной поверхности (элементов рельефа), но и позволяют судить об их происхождении. Однако изучение различных элементов рельефа только с точки зрения их внешних особенностей и количественной характеристики их размеров является лишь частью геоморфологии. Чтобы изучать рельеф, необходимо разобраться в происхождении его элементов.

Как известно, разделение рельефа земной поверхности на материков и океанические впадины, а в их пределах — на горы и

¹ См. дискуссию о содержании геоморфологии в сб. «Вопросы географии», № 63, 1963.

равнины, обусловлено тектоническими процессами, происходящими внутри Земли. Разделение равнин на возвышенные — выработанные и низменные — аккумулятивные, также основано на различиях тектонического режима. Не только мегарельеф, но и элементы рельефа разных порядков обусловлены в своей основе эндогенными процессами. Последние создают отдельные хребты и впадины разных размеров, уступы рельефа, вызывают то или иное закономерное распределение тектонических структур и горных пород, определяют направленность и интенсивность развития рельефа. Однако происхождение даже самых крупных элементов рельефа определяется не только эндогенными факторами, поскольку на земную поверхность воздействуют внешние, так называемые экзогенные, факторы: текущая вода, снег, лед, ветер и др. Рельеф формируется в результате совместного воздействия эндогенных и экзогенных факторов на поверхность Земли.

Эндогенные процессы связаны с развитием так называемых внутренних оболочек Земли, образующих твердое тело планеты, экзогенные — с внешними оболочками: атмосферой, гидросферой и биосферой.

Рельеф занимает в строении планеты особое место, потому что он является поверхностью раздела и взаимодействия различающихся (хотя в своем развитии и взаимосвязанных) внутренних и внешних оболочек. Вместе с внешними оболочками он образует так называемую географическую оболочку Земли. Взаимодействие эндогенных и экзогенных процессов, проявляясь в рельефе Земли как общая закономерность, значительно изменяется, однако, в пространстве и во времени. Геоморфология и должна решать — взаимодействие каких агентов и в каких соотношениях формирует современный рельеф той или иной части земной поверхности. Так, например, в рельефе высокогорного Кавказа резко выражены островершинные хребты, одетые вечным льдом. Они поднимаются до высоты 5000 м и выше. Склоны круты, расчленение резкое; бурные горные реки, вытекающие из-под ледников, текут в глубоких узких крутосклонных долинах. Местами почти все дно занято быстрыми речками, способными передвигать огромные валуны (рис. 1). Этот рельеф образовался в результате интенсивных молодых поднятий горной страны, которые активизировали деятельность текущей воды и способствовали глубокому и резкому расчленению. Морфология вершин Кавказа обусловлена работой горных ледников.

Другим примером является рельеф Таримской котловины. Большая ее часть представляет плоскую аккумулятивную равнину, сложенную преимущественно озерными и речными отложениями, ближе к горным склонам сменяющимися выносами с гор. Блуждающие и сухие русла, слепые дельты, полу-



Рис. 1. Высокогорный рельеф Кавказа, южный склон Эльбруса
(фото А. В. Брюханова)

занесенные песком озера и разнообразные формы песчаного рельефа, созданные ветром,— таков рельеф Таримской котловины на огромном протяжении (Федорович, 1961) (рис. 2). Мощность рыхлых мезокайнозойских образований на юге Таримской котловины по геофизическим данным достигает 14 км. Продукты разрушения такой мощности могли накопиться только в условиях длительного и интенсивного прогибания. О том, что прогибание продолжается и сейчас, свидетельствует плоский аккумулятивный рельеф. Блуждающие русла, формы ветрового накопления и другие особенности аккумулятивного мезорельефа говорят о большой сухости климата. В рельефе Таримской котловины нашел отражение иной характер взаимодействия эндогенных и экзогенных факторов, чем в рельефе Кавказского хребта.

Обобщение знаний о воздействии на земную поверхность эндогенных и экзогенных процессов давно привело к выводу, что первые создают неровности земной поверхности, деятельность же вторых направлена к общему выравниванию неровностей путем сноса возвышенностей и заполнения понижений продуктами сноса. При этом снос возвышенностей часто сопровож-

дается их расчленением, т. е. также образованием элементов рельефа, но более мелких. Однако процесс расчленения является следствием тектонического режима крупных элементов рельефа. Экзогенные элементы рельефа подчинены эндогенным.

С разрушением возвышенностей и развитием выработанного рельефа неразрывно связана и аккумуляция продуктов разрушения — так называемых коррелятных отложений — в понижениях рельефа. Изучение их имеет чрезвычайно важное значение в геоморфологии и геологии, в особенности при восстановлении истории развития рельефа. Историю рельефа можно частью прочесть и по строению выработанных форм. Так, например, ряд ступеней рельефа и крутых склонов может указывать на чередование относительно спокойных этапов выравнивания и этапов тектонических движений и расчленения. Но для полного изучения истории рельефа, как правило, необходимо изучение коррелятных отложений. По составу, мощности, органическим остаткам и другим особенностям можно судить о геоморфологических и географических усло-



Рис. 2. Кашгарская аллювиальная равнина в Таримской впадине. Поля, засыпанные песками (фото Б. А. Федоровича)

виях их формирования. Из рыхлых¹ коррелятных отложений с течением геологического времени образуются осадочные породы. Изучение осадочных пород позволяет установить характер коррелятного им выработанного рельефа, даже если этот рельеф к настоящему времени уничтожен.

Рельеф является не только пассивным результатом взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов, но и сам воздействует на них. Так, снос обломочного материала с горных хребтов в тектонические впадины меняет распределение масс земной коры, созданное эндогенными процессами, и, по-видимому, влияет на ход процессов. Крупные планетарные неровности рельефа Земли влияют на климат, а тем самым и на характер экзогенных процессов. Например, горные хребты обеих Америк, протягивающиеся вдоль западного побережья, перехватывают влагу воздушных масс, идущих с Тихого океана. Поэтому природные зоны Северной и Южной Америк располагаются почти меридионально, причем аридная зона в Северной Америке проникает далеко к северу.

Распределение почвенного и растительного покровов на земной поверхности тесно связано с рельефом. Они изменяются в ходе развития и в свою очередь влияют на формирование рельефа (особенно растительность). Растительные и животные организмы почти во всех климатических условиях участвуют в химических изменениях горных пород. С другой стороны, растительность затрудняет смыв и размыв на склонах и закрепляет песчаные формы, создаваемые ветром.

Таким образом, очевидно, что рельеф необходимо изучать в связи и во взаимодействии с другими внутренними и внешними оболочками Земли.

Из вышесказанного следует, что в формировании рельефа отчетливо проявляются общие закономерности диалектического развития. Практика геоморфологического исследования приводит к необходимости диалектического анализа процессов рельефообразования и убеждает в его плодотворности.

Одна из основных особенностей диалектического метода — вскрытие в явлениях противоположных тенденций, как источника развития.

Основная противоположность в развитии рельефа — это взаимодействие, «борьба» эндогенных и экзогенных факторов. Эндогенные создают основные положительные и отрицательные элементы рельефа и определяют его контрастность. Экзогенные — сглаживают эти неровности. В процессе их действия возникает второе противоречие. Снос положительных элемен-

¹ Понятие «рыхлые» в известной мере условно. И все же этим термином приходится пользоваться за неимением более удачного. Под «рыхлыми» отложениями следует понимать те, которые не подверглись диагенезу.

тов рельефа, развитие выработанных элементов в конечном счете неразрывно связано с противоположным процессом — повышением впадин рельефа путем аккумуляции коррелятивных отложений и образованием аккумулятивных форм. Изучение развития рельефа вскрывает и много других движущих противоречий, имеющих уже более частный характер.

Суммируя сказанное о том, как изучается рельеф, можно дать следующее определение геоморфологии: *геоморфология — наука о рельефе, изучает рельеф Земли и коррелятивные ему отложения, рассматривая их как результат воздействия эндогенных и экзогенных факторов на земную поверхность*. Рельеф изучается в развитии и во взаимодействии земной коры с другими компонентами географической оболочки.

Геоморфология, следовательно, имеет ясно очерченный предмет исследования.

Вышеприведенное определение относится к так называемой общей геоморфологии. Общая геоморфология изучает закономерности происхождения и развития рельефа земной поверхности от элементов планетарного порядка, таких как материки и океанические впадины, до микроформ. Изучение рельефа в развитии предполагает исследование и древнего рельефа. Таким образом, важной составной частью геоморфологии является палеогеоморфология.

Поскольку учение о мегарельефе органически вошло в общую геоморфологию, она включает в себя и геоморфологию материков и океанических впадин, т. е. так называемую планетарную или «геоморфологию Мира». Общепланетарный характер тектогенеза, обуславливающий образование крупных черт рельефа земли, дает возможность изучения основных закономерностей формирования мегарельефа в целом.

Выделяют региональную геоморфологию, изучающую рельеф какой-либо определенной части земной поверхности, — материка в целом, отдельных стран (Европы, Азии, Советского Союза), любого района каждой страны. Между общей и региональной геоморфологией существует тесная связь; общая геоморфология пользуется результатами обобщений материала региональных исследований. С другой стороны, изучение общей геоморфологии, основных законов формирования рельефа представляет необходимый этап перед исследованием рельефа какой-либо части земной поверхности. Поскольку общая геоморфология обогащается новым материалом в результате исследования определенных территорий, примеры, на которых базируется ее теория, представляют конкретные примеры закономерностей развития рельефа тех или иных участков земной поверхности. Теория общей геоморфологии дополняется материалом региональных исследований, а чем далее развивается теория, тем конкретнее и целеустремленнее ста-

новятся региональные исследования рельефа. Только правильное понимание законов геоморфологии, ее задач, методов исследования может поднять региональное изучение рельефа на надлежащую высоту.

ФОРМА ЗЕМЛИ, ЕЕ ВНУТРЕННИЕ ОБОЛОЧКИ И СВЯЗЬ ИХ СТРОЕНИЯ С РЕЛЬЕФОМ

Форма Земли в целом отражает ее внутреннее строение. Неровности поверхности Земли также обусловлены ее внутренним строением и тесно связаны с процессами, определившими ее форму.

Неоднородное строение Земли и различие крупных черт рельефа ее поверхности обусловлены историей развития планеты и ее формой, которая представляет результат двух факторов: 1) вращения Земли вокруг своей оси с определенной угловой скоростью, 2) притяжения частиц массы планеты. Земля приобрела форму так называемого трехосного кардиоидального эллипсоида вращения — геоида.

Размеры геоида (по Ф. И. Красовскому) указывают на некоторую сплюснутость его у полюсов:

Экваториальный радиус	— 6378,245 км
Полярный радиус	— 6356,863 км
Длина окружности экватора	— 40075,7 км
Длина окружности меридиана	— 40008,550 км
Сжатие земли	— $\frac{1}{298,3}$

Разница в длине полярного и экваториального радиусов — около 21 км. Неодинаковы, таким образом, экваториальная и полярная оси Земли. Неодинаковы и экваториальные оси. Различие в размерах трех осей Земли обуславливает ее «трехосность». Несколько меньшая величина южной полярной полуоси по сравнению с северной придает эллипсоиду слегка «кардиоидальную» (сердцевидную) форму.

Поскольку Земля — часть солнечной системы, представления о связи ее развития с развитием солнечной системы возникли давно. На этом основаны и первые научные космогонические гипотезы о происхождении Земли — Канта, Лапласа и др. В каждой из этих гипотез Земля рассматривалась как постепенно охлаждающееся тело. В настоящее время преобладает иная точка зрения, выраженная в теории О. Ю. Шмидта и В. Г. Фесенкова. Согласно этой теории, Земля, как и другие планеты, образовалась из холодных твердых частиц и не была раскаленной. Частицы различного химического состава объединялись в процессе вращения вначале беспорядочно и поэто-

му материал, из которого состояла Земля в период своей догеологической истории, был в общем однороден. В процессе становления планеты происходила дифференциация вещества, обусловленная вращением и силой притяжения, способствовавшей уплотнению частиц. Дифференциация вещества сопровождалась разогревом, начавшимся с ранних стадий развития Земли в результате распада радиоактивных элементов. В настоящее время теория разогрева планеты находит все большее признание и позволяет объяснить современное строение Земли и процессы, происходящие в ней, а следовательно, и крупные черты рельефа поверхности.

Земля состоит из ряда оболочек или «сфер».

1. Земная кора — верхняя твердая оболочка Земли (слой «А»). В разных частях планеты ее мощность и состав различны. Верхний слой коры состоит преимущественно из осадочных пород, средний — главным образом из пород гранитного состава, а самый нижний — из основных пород — преимущественно базальтов. Мощность земной коры колеблется в пределах от 5 км под океанами до 84 км под горными сооружениями на материках. Как было доказано многочисленными исследованиями и в СССР, и за рубежом, кора материковая и океаническая различаются не только по мощности, но и по составу: в океанической коре гранитный слой большей частью отсутствует. Между тем, в районах крупных горных сооружений мощность только гранитной коры достигает 30 и более километров (Деменецкая, 1961). Так же резко изменчива и мощность осадочного слоя коры — от 0,5 км (в некоторых местах дна океана) до 25 км (в районе Апшеронского полуострова).

Названия «осадочный», «гранитный» и «базальтовый» слои условны. «Гранитный» слой, например, включает и древний гранито-гнейсовый фундамент архейского возраста, и глубоко метаморфизованные породы разного возраста (Белюсов, 1962). Он состоит не только из гранита; там присутствуют кристаллические сланцы, гнейсы и другие породы, но их плотность и физические свойства более или менее близки друг к другу. Под «базальтовым» понимается слой, по плотности и физическим свойствам сходный с базальтом (Гурарий и Соловьева, 1963), но состоящий, видимо, и из других основных пород. Условны и границы между этими слоями. От подкоровой оболочки земная кора отделяется, как известно, поверхностью Мохоровичича; «гранитный» слой от базальтового — поверхностью Конрада¹.

¹ Нередко понятие «земной коры» отождествляется с понятием литосферы. Однако эти понятия не совпадают. Литосфера — верхняя оболочка Земли, имеющая мощность около 100 км и характеризующаяся тем, что

2. Подкорковая оболочка или мантия Земли. Она состоит из нескольких «слоев», различающихся по своему составу (Магницкий, 1960, Белоусов, 1962 и др.). Верхний слой мантии «В» располагается до глубины 400 км и, как предполагают, состоит из пород ультраосновного состава — перидотитов, пироксенитов.

Многие считают, что мантия имеет эклогитовый состав. Ее средний слой «С» протягивается до 900 км в глубь Земли. Самый нижний слой «Д» располагается до глубины 2900 км. Установленное в последнее время различие мантии под океанами и материками позволило предположить, что под океанами она не может иметь эклогитового состава, а состоит из ультраосновных пород, так как в подошве океанической коры слишком мало давление для перехода базальта в эклогит (Хаин, 1964). По геофизическим данным, все вышеперечисленные слои, как в коре, так и в подкорковой оболочке, не представляют правильных сфер. Поверхности раздела между слоями обладают сложным рельефом.

3. Ядро Земли. Оно также не является однородным по составу. Предполагают, что внешнее ядро, примерно до 5100 км в глубь Земли, находится в раскаленном и расплавленном состоянии, а внутреннее — твердое. Внутреннее ядро занимает всю центральную часть Земного шара — от 5100 км до центра Земли. Предполагают также, что по составу ядро является металлизированным, но не железным (хотя между физиками спор продолжается).

Изучение внутреннего строения Земли осуществляется преимущественно геофизическими методами. Геологическим методам пока доступно лишь изучение верхних слоев коры. Еще ни одна скважина не прошла толщу коры, хотя такие скважины запроектированы и в СССР и в Америке в тех местах, где мощность коры наименьшая (Проект Верхней Мантии).

Основной метод изучения внутреннего строения Земли — *сейсмический*. Сейсмические волны, распространяющиеся в результате землетрясений, имеют разную скорость в зависимости от плотности среды, через которую они проходят. Установлены три типа сейсмических волн: 1) продольные волны, которые могут распространяться в твердой, жидкой и газообразной среде; 2) поперечные, проходящие только через твердую среду; 3) поверхностные, распространяющиеся на границе твердой среды и жидкой или газообразной.

В гранитном слое скорость продольных сейсмических волн достигает 5,5 км/сек, в базальтовом — 6—6,5 км/сек. У поверх-

в ее пределах идут все известные химические реакции, подчиняющиеся периодическому закону Менделеева. Это, таким образом, зона нормального химизма.

ности Мохоровичича скорость возрастает до 8 км/сек. Ниже скорость увеличивается еще более. На глубинах от 400 до 900 км происходит некоторый перелом кривой скоростей, увеличение идет медленнее, а с глубины 900 и до 2900 км заметных изменений не наблюдается. На глубине 2900 км (на границе между оболочкой и ядром) скорость продольных волн падает с 13,6 до 8,0 км, а поперечные волны далее не распространяются. Это и явилось основой для предположения об особом фазовом состоянии внешнего ядра. Ближе к центру Земли скорость продольных волн вновь увеличивается до 11,3—11,5 км/сек.

Другим геофизическим методом изучения состава земных оболочек является *гравиметрический*. Он основан на неравномерном распределении силы тяжести на поверхности Земли. Сила тяжести увеличивается там, где породы более плотные и тяжелые и уменьшается в тех районах, где они более легкие и менее плотные. Этого бы не происходило, если бы земная кора была однородна. Отклонения силы тяжести от ее теоретической величины, которая была бы при однородном составе коры, представляют гравитационные аномалии.

В горных странах, где мощность верхнего более легкого и менее плотного слоя земной коры больше, аномалии силы тяжести (в редукции Буге)¹ резко отрицательны: под океанами, там, где нет гранитной коры, гравитационные аномалии положительные. Менее резко меняются аномалии силы тяжести на равнинах материковых платформ. Они слабо отрицательны в областях платформенных поднятий и слабо положительны в пределах низменных равнин.

Наиболее надежные выводы о составе и мощности земной коры и о строении земных оболочек получены на основании интерпретации гравиметрических и сейсмических данных и их сопоставления с высотами рельефа (Гурарий и Соловьева, 1963).

Другие геофизические методы — изучение элементов магнитного поля Земли, геотермический метод и пр. Все они позволяют судить о строении планеты, а вместе со сведениями, которые дают геологические методы, о составе земных оболочек, о процессах, происходящих внутри Земли и меняющих рельеф ее поверхности.

В познании строения земных оболочек играет роль также изучение химического состава горных пород и процессов изменения вещества планеты.

¹ Определение аномалий силы тяжести в редукции Буге представляет вычитание из наблюдаемого значения силы тяжести притяжения слоя коры, лежащего между пунктом наблюдения и уровнем моря. Этому слою приписывается некоторая средняя плотность, равная плотности гранита.

Взаимосвязи рельефа с оболочками Земли обуславливают и связь геоморфологии с рядом наук.

Твердые оболочки планеты и историю их формирования в основном изучает геология. В процессе развития из нее выделился ряд отраслей: геотектоника, структурная геология, историческая, региональная геология, геология моря, гидрогеология, инженерная геология и др.

Внешние оболочки Земли во взаимосвязи с рельефом изучаются географическими науками: физической географией, климатологией, океанологией, гидрологией суши, геоботаникой, зоогеографией, географией почв, региональной географией, или страноведением.

Изучением как внутренних, так и внешних оболочек Земли занимаются также геофизика и геохимия. Геофизика изучает физические процессы превращения энергии, которые лежат в основе геологических явлений; физические свойства горных пород и физические условия, влияющие на эти свойства, — температуру, давление. Только геофизические методы, как указано выше, дают возможность судить о внутреннем строении Земли и причиной связи между этим строением, структурой земной коры и рельефообразованием. Геофизика изучает также внешние оболочки. Большое значение для всего круга географических наук имеет исследование теплового баланса земной поверхности. С распределением тепла по земному шару связаны и различия экзогенных процессов (Будыко, 1956). Изучение теплового баланса весьма перспективно для познания законов развития внешних оболочек Земли.

Геоморфология связана с геохимией потому, что геохимия изучает вещественный состав внутренних оболочек Земли.

Геоморфология исторически возникла на базе двух основных наук о Земле — геологии и географии, что объясняется положением рельефа, как поверхности раздела между внутренними и внешними оболочками Земли. Рельеф земной поверхности представляет результат динамики вещества Земли, обусловленной процессами, происходящими как в земной коре и подкоровой оболочке, так и в географической оболочке.

До сих пор организационно геоморфологические исследования осуществляются или геологическими, или географическими учреждениями. Однако геоморфология является самостоятельной наукой, в которой геология и география смыкаются и по существу, и по методике исследования. Попытки ограничить ее развитие только «географическим» или «геологическим» направлениями лишь задержали бы ее развитие.

5166081



В настоящее время дифференциация науки на отдельные отрасли и одновременно развитие глубоких связей между ними приводят к становлению науки о Земле в широком смысле слова. Ф. Энгельс в «Диалектике природы» (1952, стр. 198) писал о том, что «Классификация наук, из которых каждая анализирует отдельную форму движения или ряд связанных между собой и переходящих друг в друга форм движения, является вместе с тем классификацией, расположением, согласно внутренне присущей им последовательности, самих этих форм движения, и в этом именно и заключается ее значение». Энгельс писал о существовании помимо основных форм движения — физической, химической и механической — еще и сложных форм движения — например, биологической, включающей эти три формы движения. В настоящее время многие исследователи выдвигают мысль о сложной геологической или геолого-географической форме движения материи (Кедров, 1963, Шанцер, 1963). Очевидно, наука о Земле изучает эту форму.

Как можно судить уже сейчас, существенное место в науке о Земле займет изучение космических связей Земли, в частности, тектогенеза и рельефообразования с движением планеты, а также сравнение ее с другими небесными телами.

В науке о Земле отдельные вновь развивающиеся ее отрасли не должны непременно «втискиваться» в рамки существовавших ранее. Например, геоморфология должна рассматриваться, несмотря на свои глубокие связи с геологией и географией, как самостоятельная наука, поскольку рельеф земной поверхности и процессы его формирования не повторяются ни в какой другой оболочке планеты. Что касается того, что геоморфология тесно соприкасается с другими науками о Земле, то разные науки, изучая нередко одни и те же явления, притом сходными или даже одинаковыми приемами, имеют разные общие задачи, и в целом предметы их различны. Геоморфология и четвертичная геология, например, изучают и рельеф, и рыхлые отложения. Но геоморфология изучает четвертичные и более древние коррелятные отложения для познания строения и развития рельефа. Четвертичная геология, наоборот, изучает рельеф для познания строения, распространения, происхождения и возрастных соотношений четвертичных отложений, связанных со специфическими условиями четвертичного периода.

Процесс сближения наук геологического и географического круга в единой науке о Земле отражает исторический путь развития географии. Это удачно показано И. В. Блаубергом (1960).

С давних времен в географии развивались два направления: 1) страноведение, или региональная география, изучающая

природу отдельных стран, 2) землеведение, которое во времена расцвета античной науки представляло учение о Земле в целом, о ее форме, размерах и т. д. Оба эти направления существуют в географии и в настоящее время, причем они тесно связаны между собой. Страноведческие работы не могут проводиться в отрыве от общего землеведения, так как для того, чтобы они были плодотворны и отвечали уровню современной науки, такое территориальное изучение следует проводить на базе теоретических достижений. Общее землеведение не может развиваться без конкретного материала региональных исследований. Однако, как следует из вышесказанного, общее землеведение приобрело иное содержание. Предметом его изучения, как и ранее, является Земля. Но изучение Земли и ее внутренних и внешних оболочек качественно изменилось. Поскольку процессы, происходящие внутри планеты, приводят к изменению рельефа, а тем самым и к изменениям климата и органического мира, изучение рельефа материков и дна океанов и морей, внутренних оболочек планеты — также входит в общее землеведение. Новое содержание науки о Земле, как широкого комплекса геологических и географических наук, знаменует новую ступень в историческом процессе нашего познания природы.

Геоморфология, как часть науки о Земле, представляет в этом отношении особый интерес, так как через рельеф осуществляется связь развития внешних и внутренних оболочек планеты.

ГЛАВА II

ЭНДОГЕННЫЕ ФАКТОРЫ РЕЛЬЕФОБРАЗОВАНИЯ

Тектонические движения проявляются на земной поверхности непрерывно. Но в некоторые периоды геологической истории Земли, известные под названием тектонических циклов, они особенно активизировались.

Чтобы представить значение эндогенных факторов в формировании рельефа Земли, необходимо кратко осветить вопросы об источниках энергии эндогенных процессов, о механизме этих процессов, о типах тектонических движений и об их роли в формировании рельефа.

ИСТОЧНИКИ ЭНЕРГИИ ЭНДОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ

Несмотря на быстрое развитие геофизических и геохимических методов исследования земных оболочек, пока еще почти ни на один из поставленных выше вопросов нет исчерпывающего ответа.

В качестве основных источников тектонических движений известны следующие: механическая энергия вращения Земли, космическая энергия, энергия Луны и Солнца, гравитационная энергия, распад радиоактивных веществ, сопровождающийся выделением тепла, энергия химических изменений и процессов кристаллизации внутри планеты.

Роль механической энергии вращения Земли в ее тектонической жизни в настоящее время почти не вызывает сомнений, хотя удельный вес этого фактора по сравнению с другими оценивается неодинаково. Правильное понимание этой роли «...является естественной и единственной основой теории тектонических движений» (Бондарчук, 1961). Причем имеет значение не только самый факт непрерывного вращения в периоды как геологической, так и догеологической истории жизни Земли, но и непостоянство скорости вращения. Изменение скорости влияет на фигуру Земли, вызывает перемещение масс в земной коре и подкоровой оболочке. Поэтому планетарные деформации земной коры закономерны в своем расположении по отношению к осям эллипсоида вращения во все периоды геологической истории Земли.

Процессы, происходящие внутри Земли, многие ученые ставят в связь с космическими причинами, хотя при современном состоянии знаний еще нельзя считать вполне доказанной связь процессов, происходящих в космосе, с процессами земными. Однако, очевидно, что крупные изменения в лике Земли (образование гор, оледенения) нельзя рассматривать изолированно от солнечной системы, от той части Вселенной, где расположена солнечная система. Ряд фактов указывает на «...существование определенного резонанса между чисто земными и внеземными астрономическими явлениями; последние вызывают активизацию процессов внутреннего развития Земли, дифференциации и уплотнения вещества в ее глубоких недрах, а также перестройку формы Земли» (Хаин, 1960).

Многие ученые считают, что скорость и форма вращения Земли, а следовательно, и дифференциация вещества внутри нее, обуславливающая тектогенез, изменяются в зависимости от лунного притяжения (Личков, 1960, Каттерфельд, 1962 и др.). Лунное притяжение вызывает приливное торможение в твердых оболочках Земли, которое замедляет скорость земного вращения. С циклами солнечной активности и фазами Луны В. Е. Хаин (1960) и др. связывают второстепенные (короткопериодические) тектонические циклы.

Солнечная энергия — основное условие существования всех экзогенных процессов; наряду с силой тяжести оно вызывает разрушение горных пород на поверхности Земли, обуславливает перемещение продуктов разрушения и накопление

мощных толщ осадочных пород в верхнем горизонте коры. С течением времени это приводит к нарушению изостатического равновесия и перемещению вещества земной коры. Некоторые ученые с солнечной энергией связывают изменения скорости вращения Земли.

По представлениям Г. Ф. Лунсгергаузена, солнечная система недавно вышла из тех частей мирового пространства, где много темных туманностей (в созвездии Ориона). Это вызвало (как уже было не раз в геологическое время) изменение режима Солнца, а поэтому — изменение геофизических процессов на Земле, перемещение ее вещества и, следовательно, перестройку ее тектонического плана.

Г. П. Тамразян, Г. Ф. Лунсгергаузен (1956, 1963) и др. считают, что изменение перемещения материала внутри планеты обусловлено и тем, что при подходе к галактической плоскости Земля изменяла фигуру равновесия. При прохождении через эту плоскость планета была в наибольшей степени деформирована, а после — восстанавливала прежнюю форму. Следствием перемещения вещества Земли явились периодические усиления тектогенеза.

По представлениям В. Е. Хаина (1957), Р. Ван-Беммелена (1957) и др., одним из основных источников энергии тектогенеза был радиоактивный распад. К концу докембрия роль его уменьшилась. В настоящее время удельный вес гравитационной энергии преобладает над энергией радиоактивного распада. Гравитационная энергия наряду с другими факторами обуславливает дифференциацию вещества Земли и вызывает деформации земной коры. Дифференциация вещества планеты представляет сложный и еще мало изученный процесс, который заключается не только в химических изменениях, но и в глубоких фазовых превращениях.

Известно, что энергия химических реакций и процессов кристаллизации превращается в тепловую, которая вызывает разогревание горных пород и, следовательно, изменение их объема. Это также приводит к деформациям земной коры, хотя вряд ли значительным.

Таким образом, все указанные источники энергии эндогенных процессов в той или иной мере определяют тектоническую жизнь Земли и ее рельеф. Эти источники неравноценны и одни обуславливают другие. Вероятно, и гравитационная энергия, и радиоактивные процессы, сопровождающиеся выделением тепла, и вообще весь комплекс сложных термодинамических и геодинамических изменений вещества Земли причинно обусловлены механической энергией вращения планеты, космическими влияниями и солнечной энергией.

Поскольку процессы, происходящие внутри Земли, отражаются на ее поверхности изменениями рельефа, геологическая

история планеты представляет также историю развития рельефа. В современном рельефе сохранились многие черты, унаследованные от древнего.

Дифференциация вещества Земли — длительный процесс, протекавший в течение всего геологического развития планеты. В результате образованы материки и океанические впадины, разделенные так называемой зоной перехода. Предполагают, что особенности строения и состава коры обусловлены строением подкоревой оболочки (Деменицкая, 1960 и др.). Оболочка, как и кора, различна под материками и океанами. Предполагают также, что земная кора выделилась из оболочки вследствие выплавления менее плотных компонентов и что процесс дифференциации вещества под океанами продвинулся гораздо меньше, чем под материками.

Земная кора на больших участках находится в состоянии изостатического равновесия, которое нарушается местами как в результате глубинных процессов, так и экзогенных. Так, крупные материковые оледенения неоднократно приводили к нарушению изостатического равновесия. Эти нарушения вызывали некоторое (в геологическом смысле кратковременное) увеличение тектонической активности и изменение рельефа (Магницкий, 1961 и др.).

Каковы бы ни были причины тектонических движений, очевидно, что количественное перераспределение разных видов энергии внутри Земли приводит к глубоким качественным изменениям, вызывает нарушение соответствия (равновесия) между отдельными видами вещества и энергии внутри планеты, а тем самым — периодическое усиление тектонической активности.

О МЕХАНИЗМЕ ЭНДОГЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ

Механизм движений земной коры изучен пока еще недостаточно.

П. Н. Кропоткин, В. В. Белоусов, В. А. Магницкий рисуют его следующим образом: наиболее тяжелое вещество Земли находится в ее нижних оболочках, а самое тяжелое — в ядре. Более легкое вещество слагает верхнюю оболочку земной коры. Внутри планеты происходит непрерывная дифференциация материала: легкие частицы как бы «всплывают» наверх, а тяжелые — погружаются. Эти движения объединяются в вертикальные течения. Там, где тяжелый материал направляется вниз, земная кора опускается, а где легкие частицы направляются вверх, происходит поднятие земной коры. Движения сопровождаются перемещением радиоактивных элементов наверх. Их распределение в земной коре неравномерно. В местах

концентрации радиоактивных элементов выше температура и больше выделяется тепла. Вещество Земли по мере нагревания расширяется, а при охлаждении — сжимается. Там, где происходит расширение и, следовательно, растягивание, образуются разломы, а где сжатие — вещество Земли сминается в складки. Разрывные и складкообразующие дислокации земной коры причинно связаны как в пространстве, так и во времени.

От глубины образования более нагретых и соответственно растягивающихся участков подкорковой оболочки зависит глубина формирования разломов. По данным В. В. Белоусова (1960) и др., в настоящее время разогревание происходит в нижних горизонтах подкорковой оболочки. Выше 500 км оболочка мало теплопроводна, и радиоактивное тепло наружу не выделяется. Разогревание приводит к плавлению части оболочки и гравитационной дифференциации. В этой части оболочки сосредоточивается наибольшая тектоническая активность, зарождаются наиболее глубокие (сверхглубинные) разломы, здесь находятся очаги глубокофокусных землетрясений и области наиболее интенсивного вулканизма.

Разломы Земли представляют единую общепланетарную систему.

Глубинные разломы находят свое выражение на земной поверхности в виде геосинклиналей и зон максимальных тектонических напряжений (Шейве, 1945 и др.).

Внутренняя активность Земли проявляется в таких зонах наиболее ярко. Выход глубоких разломов на земную поверхность начинается с растягивания коры и верхней мантии, интенсивного прогибания, сопровождающегося морским режимом и осадконакоплением. В процессе дальнейшего развития геосинклинали погружения чередуются с поднятиями, активизируется подводный вулканизм и землетрясения. Геосинклинальные моря, глубоководные желоба и островные дуги — основные тектонические элементы развивающейся геосинклинальной зоны. С течением времени поднятия начинают преобладать над опусканиями и во времени и в пространстве; породы подвергаются деформациям. На месте геосинклинали возникает горная страна.

Дальнейшее развитие горной страны может пойти по-разному. Если тектонические напряжения ослабевают, то в процессе длительного снижения горная страна переходит в платформу. Если разломы продолжают быть активными, тектонически активной остается и горная страна, представляя подвижный пояс.

Понятие «подвижный пояс» шире понятия «геосинклиналь». Поэтому именно подвижным поясам, а не геосинклиналям противопоставляются платформы, отличающиеся меньшим

разнообразием и слабой интенсивностью тектонических движений, ярусным строением: складчатым фундаментом и недислоцированным (или слабо дислоцированным) осадочным покровом, менее контрастным рельефом (см. подробнее во II части).

ТИПЫ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ И ИХ РОЛЬ В РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИИ

Общепринятой классификации тектонических движений в настоящее время нет. Большая часть из них учитывает какой-либо один признак — характер нарушений, глубину, на которой зарождаются движения, причины, их обуславливающие. Классификация движений с учетом нескольких признаков разработана Н. И. Николаевым (1962). Отсылая интересующихся к первоисточникам, рассмотрим здесь наиболее простую классификацию, в основу которой положен характер деформации. По этому признаку выделяются следующие типы движений: разрывные, складчатые, вертикальные, магматизм и сейсмические явления.

Эти движения приводят к деформациям земной коры и нарушению первоначального горизонтального залегания горных пород. Проявляются они всюду на земной поверхности, различаясь по характеру проявления и по интенсивности.

Главная роль принадлежит движениям разрывного характера, обуславливающим возникновение сверхглубинных разломов, определяющих образование геосинклиналей и подвижных поясов. Помимо сверхглубинных, в более высоких структурных этажах подкоровой оболочки и земной коры образуются разломы соответственно второго, третьего и т. д. порядков, которые тоже выходят на поверхность Земли, вызывая образование структур меньшего размера и меньшей генетической сложности. По ним происходит относительное смещение пластов пород, слагающих верхние горизонты коры. Разломы, разрывы и трещины разного порядка и разной генетической и морфологической сложности объединяются под названием разрывной тектоники.

Рельефообразующая роль разрывных нарушений всех порядков, вплоть до трещин, очень велика. В таких районах, как Восточная Африка, Передняя Азия, Китай, Восточная Сибирь, не только крупные элементы рельефа — речные долины, котловины озер, горные хребты, но и мелкие — ложбины, незначительные изгибы долин и пр. — предопределены разрывной тектоникой (рис. 3).

Складкообразованию также принадлежит немалая роль в формировании неровностей земной поверхности разного по-

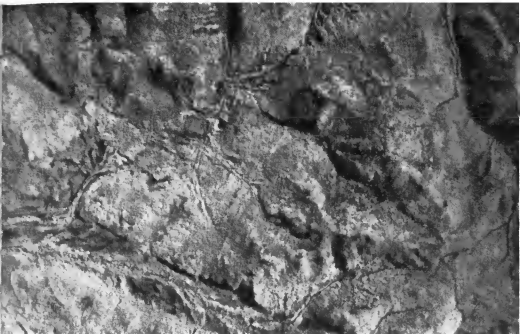


Рис. 3. Выражение разломов и трещин в рельефе (аэрофотоснимок)

рядка. Господствовавшая ранее точка зрения о складкообразовании, как о глубинном процессе, результаты которого могут не выражаться в рельефе, в настоящее время не разделяется. Данные ряда работ по геотектонике свидетельствуют о том, что смятие горных пород в складки всегда есть и процесс рельефообразования (Хаин, 1957 и др.).

Вертикальные движения закономерно сочетаются с глубинными и сверхглубинными разломами. Эти движения представляют собой поднятия и опускания, сменяющие друг друга в пространстве и во времени. Они проявляются всюду, но их амплитуда зависит от того, где они происходят: в подвижных зонах или на платформах. Интенсивные вертикальные движения в подвижных поясах приводят к формированию высоких гор.

Особое место среди тектонических движений занимает магматизм. Явления магматизма взаимосвязаны с глубинными разломами. Магматические очаги находятся в подкоровой оболочке. Перемещение материала по разломам приводит к образованию магматических тел, созданию неровностей земной

поверхности. Однако специфичность магматических явлений и большая роль в них физико-химических процессов, изменяющих горные породы, заставляют противопоставлять их собственно тектоническим движениям, которые представляют явление механическое. При излиянии магмы не только формируется особый вулканический рельеф, но и появляются новые горные породы, изменяются прежние осадочные образования в результате соприкосновения с расплавленной магмой (контактовый метаморфизм).

С зонами разломов связаны сейсмические явления. Глубина сейсмических очагов различна и зависит от глубины формирования разлома. Сейсмические явления обусловлены быстрым перемещением масс вдоль тектонических разрывов (Горшков и Якушова, 1962). На земную поверхность разрывы выходят в виде трещин, тянущихся иногда на сотни метров вне связи с рельефом, который они пересекают, и смещений пластов горных пород относительно друг друга. Смещения масс могут достигать нескольких метров. Они сопровождаются трещинами более мелких порядков, вызывающими по бортам главных обвалы и оползни.

Сейсмические явления и вулканизм в отличие от других тектонических процессов происходят на глазах людей и вносят изменения в рельеф в момент своего проявления.

Иную категорию явлений представляют движения псевдовулканические. Они условно помещены в раздел эндогенных движений, так как природа их отлична от природы движений тектонических. Но так как эти явления происходят внутри земной коры, то по отношению к рельефу являются эндогенными. С ними связано образование грязевых сопков (или грязевых вулканов). Грязевые извержения происходят при низкой температуре. Грязь представляет собой пропитанную водой рыхлую глинисто-песчаную массу. Она поднимается на поверхность Земли под действием газов, нередко содержащихся в нефти. Поэтому грязевые сопки обычно приурочены к залежам нефти, как, например, на Апшеронском и Керченском полуостровах и др.

Размеры сопков невелики, они редко достигают 300 м высоты.

На протяжении геологической истории неоднократно происходило то усиление, то ослабление тектонических движений. Менялись крупные черты рельефа, а более мелкие стирались. И все-таки, по-видимому, можно говорить о направленном процессе тектонического развития Земли и рельефа земной поверхности.

Существенные перемены в тектонической жизни Земли и в ее рельефе произошли в неотектонический период. Принято считать, что неотектонический этап развития начался с неогена и продолжается в настоящее время. По данным С. С. Шульца, В. Е. Хаина, А. А. Богданова, Н. И. Николаева и др., в неотектоническую и современную эпоху проявляются все типы

тектонических движений, причем настолько энергично, что возникло предположение о новейшей тектонической активизации Земли. Размах движений весьма значительный. Центральный Кавказ и Корякский хребет за неотектоническое время поднялись не менее чем на 5000 м, Тянь-Шань — еще более. Некоторые горы молодых островных дуг родились в четвертичное время (см. геоморфологическую карту).

Структурные элементы земной коры различны на платформах и в подвижных поясах. В подвижных поясах материков выделяются мегантиклинории и мегасинклинории — сложные складчатые зоны, в строении которых участвуют и «гранитный», и «осадочные» горизонты земной коры. В их пределах выделяются более мелкие антиклинории и синклинории (прогибы), слагающиеся из отдельных крупных антиклинальных и синклинальных складок, которые нередко также осложнены более мелкими складками. Разрывная тектоника и магматизм усложняют строение мегантиклинориев и мегасинклинориев. Несмотря на сложное строение больших структур, они выделяются в рельефе благодаря общему сводовому характеру поднятия (рис. 4, а и б).

Горным поднятием в рельефе могут быть выражены не только мегантиклинории, но иногда и мегасинклинории (Арденны). Образование инверсионного (обращенного) рельефа происходит и в пределах более мелких структур. Инверсии рельефа нередко обуславливаются большой твердостью пород, слагающих синклинории (рис. 4, б).

На платформах структуры более пологи, проще построены и развиваются медленнее. Наиболее крупными и сложными платформенными структурами являются мегантеклизы и мегасинеклизы, в пределах которых выделяются антеклизы и синеклизы. Примером мегасинеклизы может служить Западная Сибирь (Шульц, 1962), мегантеклизы — Африка, Средняя Сибирь и др.

Антеклизами являются Алданский, Анабарский и Гвианский щиты, Средне-Русская возвышенность и др., синеклизами — Северо-Каспийская впадина, Польско-Германская и др.

Антеклизы могут образоваться не только в результате поднятий, но и вследствие быстрого опускания примыкающих синеклиз (Богданов, Муратов, Хаин, 1963).

Платформенные структурные формы в большинстве своем пережили сложную историю. Многие синеклизы представляют обращенные или инверсионные структурные формы. Антеклизы и синеклизы усложняются более мелкими структурами — сводами и впадинами разного происхождения, характер выражения которых в рельефе зависит от того, являются они прямыми или обращенными (см. Мещеряков, 1960).

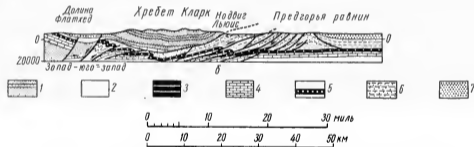
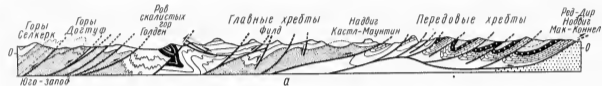


Рис. 4. Сложная с разрывами складчатость Скалистых гор (из Ф. Кинга):

1 — докембрий, 2 — кембрий, 3 — ордовик и силур, 4 — верхний палеозой, 5 — триас и юра, 6 — мел, 7 — третичные отложения

Подвижные пояса и платформы являются основными структурными элементами и дна океанов. Однако они качественно отличны от материковых структур. Степень различия зависит от того, к каким крупным планетарным структурным элементам океанического дна они принадлежат: подводной окраине материков, зоне перехода между океанами и материками или ложу океана.

Структуры подводной окраины материков не имеют принципиальных отличий от платформенных структур материков. Среди древних щитов и молодых платформ разного возраста там выделяются антеклизы, синеклизы и другие структурные элементы, в большинстве своем представляющие продолжение материковых структурных форм.

К зоне перехода приурочены вышперечисленные структурные элементы «живых» геосинклиналей. Однако зона перехода разнообразна по своему строению и не везде представляет современную геосинклиналь. Например, в западной части Индийского океана выделяются в основном крупные горсты и грабены, выраженные в рельефе подводными хребтами и впадинами.

В пределах ложа океана на океанических платформах развиты огромные структурные формы, представляющие глубоководные котловины. Их тектоническая природа еще недостаточно ясна. Условно их называют опущенными океаническими платформами (Удинцев, 1960, Леонтьев, 1963 и др.). Они разделяются поднятиями дна то более, то менее обширными. Менее обширные называют (также условно) «порогами».

К системе океанических разломов приурочены крупнейшие подводные хребты.

Разноразмерность структурных форм Земли отражает неодинаковость, «разномасштабность» тектонических движений, обусловленную причинами их вызывающими. Одной из основных причин разнообразия структурных форм является проявление их в коре разного состава.

Структурные формы, измененные экзогенными факторами рельефообразования, называют морфоструктурами (Герасимов, 1959; Мещеряков, 1960). Границы морфоструктур и тектонических структур не совпадают полностью. Так, в синеклизах, не испытавших инверсии и непосредственно выраженных в рельефе, границы нередко погребены под отложениями, выполняющими их. Границы антеклиз часто размыты, а иногда также погребены под продуктами размыва этих структурных форм. Таким образом, крупные черты рельефа Земли не имеют абсолютного соответствия с крупными структурными формами.

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ ОБ ЭКЗОГЕННОМ РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИИ

Экзогенные процессы на материках. К экзогенным процессам, преобразующим рельеф материков, как известно, относятся: выветривание, различные склоновые процессы, деятельность руслового стока, деятельность океанов и морей, озер, льда и снега, мерзлотные процессы, деятельность ветра, подземных вод, процессы «техногенные», обусловленные деятельностью человека, биогенные процессы.

Деятельность экзогенных агентов заключается в разрушении горных пород, слагающих рельеф, в перемещении продуктов разрушения по поверхности Земли, в образовании новых элементов рельефа и новых коррелятных рыхлых отложений. Совокупность процессов разрушения и переноса продуктов разрушения земной поверхности экзогенными агентами представляет *денудацию*.

Значение перечисленных экзогенных процессов в формировании рельефа материков неодинаково. Наибольшее рельефообразующее значение имеют выветривание, подготавливающее главную массу продуктов разрушения суши, разнообразные склоновые процессы, текучая вода, океаны и моря — главные вместилища продуктов разрушения материков, и, наконец, снег и лед.

Выветривание. В процессе выветривания происходит механическое разрушение и химическое изменение горных пород на месте их залегания. Изменение пород обусловлено тем, что верхняя часть земной коры непрерывно взаимодействует с атмосферой, гидросферой и биосферой. Горные породы, образовавшиеся в иных условиях, на земной поверхности и вблизи нее находятся в известном противоречии с географической обстановкой, которое и вызывает их разрушение.

Физическое выветривание представляет механическое разрушение горной породы. Обломки, образовавшиеся вследствие выветривания, представляют или ту же горную породу, что и материнская, или отдельные минералы, из которых горная порода состояла. Порода раскалывается на обломки под влиянием изменения объема от периодического нагревания и охлаждения, от воды, замерзающей в трещинах, и т. д. (рис. 5).

Химическое выветривание заключается в изменении состава горной породы, разложении первичных минералов, т. е. в качественном изменении породы. Продукты химического разрушения представляют иную горную породу, состоящую из других минералов, более устойчивых в данных условиях. Оба типа выветривания взаимосвязаны.

Рис. 5. Скалистые останцы выветривания



Изменения, происходящие в горных породах в результате жизнедеятельности организмов, представляют механические или химические изменения.

Несмещенные продукты выветривания, как физического, так и химического, образуют *кору выветривания* (рис. 6).

Выветривание происходит в самой верхней части земной коры, называемой *зоной выветривания*. Нижней границей зоны выветривания является уровень застойных грунтовых вод. Атмосферная вода, проникающая по трещинам в горные породы, насыщена кислородом. Под воздействием растворенного в воде кислорода происходит окисление и изменение состава пород. По мере проникновения в толщу породы вода постепенно теряет кислород, который вступает в химические реакции с различными минералами. Теряя кислород, вода насыщается солями и другими соединениями, которые также могут вступать в химические реакции с минералами, составляющими горные породы. Нижние горизонты подземных вод, где уже не происходит активной циркуляции по трещинам, носят застойный характер. Они не обладают свободным кислородом и активно на породу не воздействуют. Мощность зоны выветривания не везде одинакова, но не превышает 100—200 м.

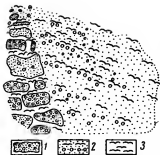


Рис. 6. Кора выветривания (постепенный переход коренных пород, разрушенных физическим выветриванием, в глинистый элювий):

1 — разрушенные коренные породы, 2 — песчаноглинистая кора выветривания с неразоложенной галькой кварца, 3 — кора выветривания преимущественно глинистого состава

Оптимальными условиями для сохранения коры выветривания обладают равнинные участки земной поверхности с более стабильным тектоническим режимом и замедленным сносом.

Склоновые процессы. Верхний, очень тонкий слой поверхности Земли, измеряемый иногда миллиметрами, а иногда и метрами (в молодых высоких горах) находится в непрерывном движении. Основная масса продуктов разрушения, которая подготавливается в процессе выветривания, перемещается по склонам. Почти вся поверхность суши и дна океанов, за исключением отдельных плоских вершин столовых гор и плато, представляет систему склонов — иногда крутых, иногда пологих. Движение продуктов разрушения по склонам

осуществляется склоновым стоком, гравитационным перемещением коры выветривания, течением грунта и др.

Текущие воды. Воды, текущие по земной поверхности, — важнейший рельефообразующий фактор. Сток воды может быть русловым и нерусловым. Рельфообразующее значение того и другого различно.

Процессы рельефообразования, связанные с текущей водой, объединяются под названием «флювиальные».

Употребляемый ранее термин «эрозионные» процессы нельзя считать удовлетворительными, так как он передает лишь одну сторону деятельности поверхностной текущей воды. Действие воды, как и любого другого экзогенного агента, заключается в разрушении горных пород — эрозии, переносе продуктов разрушения и их отложении — аккумуляции. Неудовлетворительно и применение двух сложных терминов — «водно-эрозионные» и «водно-аккумулятивные» процессы и элементы рельефа. Процессы эрозии и аккумуляции связаны между собой во времени и в пространстве, поэтому не всегда формы, образованные текущей водой, можно разделить на «водно-эрозионные» и «водно-аккумулятивные». Аккумулятивная терраса не может не быть в то же время и эрозионной, так как без эрозии не было бы уступа террасы.

Реки и временные водотоки производят работу — *глубинную эрозию*, которая проводит углубление их ложа, и *боковую*, в результате которой расширяется днище долины. Переноса продукты разрушения и откладывая их как вдоль своего течения, так и в устье, река в процессе аккумуляции образует *речные*, или *аллювиальные осадки*.



Рис. 7. Море и размывтый прибоем коренной берег (фото Т. А. Добрыниной)

Эрозия склонового неруслового стока является *плоскостной*. Она сопровождается плоскостным удалением материала со склонов. Продукты, переносимые склоновым стоком (как и другими склоновыми процессами), в большей своей части попадают в русла рек и временных водотоков. Остальной материал отлагается преимущественно в нижних частях склонов, образуя *делювиальные отложения*.

Текущая вода — повсеместно действующий экзогенный фактор, хотя действие ее в разных климатических условиях осуществляется по-разному как с количественной, так и с качественной стороны. Реки представляют главные пути удаления продуктов разрушения с поверхности суши. Речные долины, сплетаясь в сложно ветвящиеся системы, тянутся по всей поверхности суши. По долинам реки непрерывно выносят продукты разрушения суши в океаны, или в области опускания суши, в озера и, реже, в бесточные пустынные области. Кроме того, реки, углубляя и расширяя долины, формируют склоны. Склоны в высоких горных странах, где продолжается интенсивное тектоническое поднятие, могут достигать высоты более километра. При большой крутизне таких склонов с них сносятся, а затем уносятся реками огромное количество материала.

Реки переносят растворенный в воде или взвешенный материал. Крупный материал переносится волочением по дну. Гор-

ные реки могут передвигать валуны до нескольких десятков сантиметров в поперечнике, а иногда и более. На равнинах способность рек к переносу крупного материала уменьшается в соответствии с уменьшением уклонов и скорости течения. Большие реки равнин выносят огромное количество осадков. Например, приrost дельты Миссисипи достигает 104 м в год, а дельты Риона — 13 м (Наливкин, 1956).

Океаны и моря. Почти две трети земной поверхности покрыто океанами и морями. Океаны представляют огромные вместительные продукты механического и химического разрушения рельефа суши — терригенных и хемогенных осадков. Океаны и моря являются конечными базами разрушения рельефа поверхности суши. Воды их преобразуют рельеф дна и берегов. Разрушение морем берегов называется *абризаей* (рис. 7).

Озера. Как природные образования озера, за исключением крупных, предопределенных тектоникой, не долговечны. Однако роль их в рельефообразовании, особенно в замкнутых областях стока, заметна. Они являются базами денудации и эрозии, коллекторами продуктов разрушения. Воды озер разрушают и изменяют берега.

Лед и снег. Существенное рельефообразующее значение имеют лед и снег. Лед пластичен и может двигаться, разрушая и перенося продукты выветривания и разрушения. Переотложенный льдом и тальми ледниковыми водами материал представляет моренные отложения.

В настоящее время ледники присутствуют только на высоких горах и в полярных странах, поэтому их рельефообразующая роль пространственно ограничена. Они развиты в пределах хиносферы. Слой атмосферы (по вертикали), в пределах которого осадки выпадают в твердом виде, называют *хиносферой*. Ее нижней границей является снеговая линия. Хиносфера высоко поднимается в горах низких широт, а в полярных областях спускается до уровня океана. В период четвертичных оледенений роль льда в преобразовании рельефа была значительно большей. Ледниковые отложения и формы рельефа, созданные льдом и талой водой, характерны для севера Русской равнины, Северной Америки и Северной Европы.

Мерзлотные процессы. 47% площади СССР занимают мерзлые грунты, мощность которых увеличивается от 1—2 до 200—500 и даже 1000 м по направлению к северу и востоку Сибири, в соответствии с увеличением континентальности климата. Мерзлый грунт — это грунт, который благодаря отрицательной температуре в том или ином количестве содержит лед. Как в СССР, так и на севере Северной Америки, летом растаивает лишь самый верхний слой мерзлого грунта, мощностью в среднем не более 2 м. Этот слой перенасыщен водой,

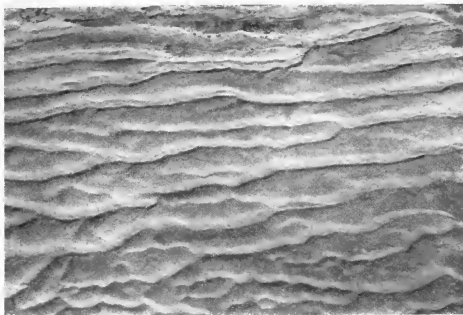


Рис. 8. Грядовый песчаный рельеф Средней Азии (фото В. А. Федоровича)

так как нижележащий мерзлый грунт является водоупором. Оттаивающий слой называется «деятельным». С его замерзанием и оттаиванием связано мерзлотное рельефообразование. Немалое значение в переносе материала по склонам имеет *солифлюкция* — течение грунта в период оттаивания деятельного слоя. Солифлюкцией в горных странах и на возвышенностях в полярных широтах перемещаются огромные массы рыхлого грунта.

С мерзлотными процессами связаны особые отрицательные формы рельефа (термокарст), различные типы бугров выпучивания, структурные грунты и др. (см. часть III, стр. 344—352), характерные для аккумулятивных равнин Севера.

Ветер. Действует всюду — от полюса до экватора. Его рельефообразующая роль заключается в переносе и отложении как продуктов выветривания, так и продуктов, отложенных другими агентами (текущей водой, морем, озерами, ледниковыми водами). Чем мельче эти продукты, тем энергичнее ветер переносит их и переоткладывает. Из рыхлых отложений (в основном из песка) ветер создает особые формы ветрового или эолового рельефа (рис. 8).

Ветры, постоянно дующие в одном направлении, подхватывая пыль, песок и мелкие частицы разрушенной выветриванием

горной породы, оказывают так называемое корродирующее (разъедающее) действие, благодаря чему в горной породе образуются ниши и углубления различной формы. Выдуванию (дефляции) особенно легко поддаются менее плотные породы. Ветер переносит не только песок и пыль, но также и снег, в результате чего микрорельеф поверхности снежного покрова после сильных ветров (метелей и буранов) значительно изменяется. Выдувание приводит к убыванию ледников в Антарктике. Проявление деятельности ветра зонально.

Подземные воды. Роль работы подземных вод в рельефообразовании заключается в создании различных провальных и просадочных форм в результате растворения некоторых пород и выноса растворимых частиц. Этот процесс называется *карстообразованием*. Карстовые формы образуются и поверхностной текущей водой. Они имеют локальное распространение на земной поверхности, так как приурочены к легко растворимым горным породам: известнякам, доломитам, гипсам, каменной соли, в которые вода проникает по трещинам.

Вынос подземными водами не только растворимых частиц, но и нерастворимых называется *суффозией*. Суффозия приводит к образованию западин просадочного характера.

Подземные воды обуславливают образование оползней по берегам рек, морей и озер.

«Техногенные» процессы. В качестве фактора, изменяющего рельеф земной поверхности, следует отметить так называемый «техногенный»¹ фактор. Действительно, в ряде мест деятельность человека вносит существенные изменения в облик рельефа. Огромное количество вынутой при добыче угля «пустой» породы в районах Донецкого бассейна складывается в холмы, достигающие нескольких десятков метров высоты и имеющие своеобразную коническую форму (терриконы). Расположенные близко друг от друга эти холмы весьма разнообразят равнинный рельеф.

В районах, где длительное время ведется добыча россыпных полезных ископаемых, естественный рельеф днищ долин местами полностью уничтожен, аккумулятивные террасы скрыты и на их месте возвышаются насыпи и холмы из искусственно перемытого аллювия. Речки, оттесненные вновь образованными формами аккумулятивного рельефа, меняют свое течение.

Немалую роль в рельефе играют крупные искусственные водохранилища, которые становятся базами эрозии и вносят изменения в рельеф прилежащих территорий.

¹ Поскольку термин «антропоген» в настоящее время употребляется как синоним четвертичного периода, деятельность человека по преобразованию рельефа, следует, по предложению А. А. Григорьева, называть «техногенным» процессом.



Рис. 9. Просадка на месте вырубki в условиях мерзлоты

Изменение течения рек, проведение каналов, мелиоративных мероприятий также существенно меняет облик рельефа. Вырубка леса, пожары, выпас скота меняют условия увлажнения и смыва и нередко являются причиной образования оврагов, просадочных «блюдец» и др. (рис. 9).

Биогенные процессы. Растительные и животные организмы на суше создают лишь микро- и нанорельеф: кочкарниковый микрорельеф пойменных лугов и осоковых болот, солянковых зарослей, больших по площади торфяных болот и др. Растительность побережий, разная в разных климатических условиях (мангровые и тростниковые заросли), способствует формированию особых типов берегов (Леонтьев, 1962). Живые организмы принимают активное участие в биохимическом выветривании.

Значительна рельефообразующая роль морских организмов. Они создают группы островов (например, коралловые острова), существенно изменяющих рельеф дна.

Экзогенные процессы в морях и океанах. В океанах и морях структурные формы в рельефе проявляются более четко, чем на материках. Это объясняется меньшей активностью здесь экзогенных процессов. Океаническая среда отличается меньшей изменчивостью и меньшей подвижностью, чем воздушная. Сезонные и поясные изменения экзогенных процессов в океа-

нах, особенно на больших глубинах, незначительны. Кроме того, на дне океанов перенос и аккумуляция резко преобладают над денудацией. Вынос в моря и океаны продуктов разрушения материков приводит к образованию осадочного покрова, который сглаживает контрасты рельефа морского дна (Леонтьев, 1963).

Основные экзогенные процессы, действующие в океане, следующие:

1. Волнение.

2. Приливные течения. Эти два фактора оказывают влияние только на рельеф побережья.

3. Постоянные морские течения. Охватывая слой воды мощностью до 2000 м, они воздействуют на океаническое дно до этой глубины. Особенно велика их роль в переносе материала. По данным А. П. Лисицина, содержание взвешенных частиц в верхнем слое мощностью до 200 м достигает 10—16 г/м³.

Постоянные течения обусловлены различиями температуры и солености воды и постоянными ветрами. Закономерности общей циркуляции атмосферы связаны с вращением Земли и являются общепланетарными. Следовательно, и распределение постоянных океанических течений вызвано общепланетарными причинами.

4. Придонные мутьевые или суспензионные течения. Они не только переносят и переотлагают морские осадки, но и эродируют дно.

5. Вертикальная циркуляция (перемешивание) толщи морской воды. Благодаря неодинаковому перемешиванию на морских глубинах создаются разные условия для образования осадка. При большом притоке пресных вод, более легких, чем соленая морская вода, нижние горизонты воды могут и не подвергаться перемешиванию, в них почти не поступает кислород. Примером может служить Черное море. По данным А. Д. Архангельского и Н. М. Страхова, в нем на глубинах более 200 м господствует восстановительная среда и формируются своеобразные донные организмы.

Неодинаковое перемешивание вызывает неодинаковую аккумуляцию, что сказывается в рельефе дна.

6. Подводное оползание, представляющее по сути качественную разновидность подводных склоновых процессов.

7. Деятельность морского льда. Этот экзогенный фактор осуществляет разнос материала. Его непосредственное воздействие на рельеф ограничивается зоной побережий.

8. Деятельность морских организмов. Морские организмы не только участвуют в сложных биохимических процессах и тем самым в строении определенных типов морских отложений, но и создают разнообразные формы рифового

рельефа (рифостроителями являются кораллы, известковые водоросли и мшанки). Однако «активная» роль организмов в рельефообразовании на морском дне ограничивается глубинами не более 1000 м (Леонтьев, 1963).

9. Подводное выветривание (преимущественно биохимическое).

Главная роль в рельефообразовании на больших глубинах дна моря принадлежит суспензионным потокам, подводному оползанию и жизнедеятельности морских организмов.

ИСТОЧНИКИ ЭНЕРГИИ ЭКЗОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ

Основным источником энергии экзогенных процессов является солнечная радиация. Солнечная радиация обуславливает испарение влаги, поднятие ее вверх и питание ею атмосферных осадков, а следовательно, и образование воды, текущей по земной поверхности, льда и снега; вызывает колебание температуры и тем самым — процессы выветривания, создает возможность существования органического мира и т. д. Солнечная радиация порождает экзогенные агенты.

Однако, если бы не было неровностей земной поверхности, разрушение ее не происходило бы, так как удаление продуктов разрушения с поверхности суши возможно только при наличии уклонов. Поскольку неровности земной поверхности образованы процессами, происходящими внутри Земли, второй источник энергии экзогенных процессов является эндогенным.

Перемещение продуктов разрушения происходит благодаря силе тяжести. Сила тяжести — это движущая сила экзогенных процессов (В. Пенк, 1924)¹ — независимо от того, перемещаются ли продукты разрушения сами или при помощи какой-нибудь подвижной среды — текущей воды, льда и др.

Только ветер может поднимать вверх тонкие продукты разрушения, но отложение переносимого им материала происходит также под действием силы тяжести. В тех случаях, когда материал перемещается без участия подвижной среды, сила тяжести представляет собой непосредственный фактор этого переноса. Под ее воздействием продукты разрушения или падают, или скатываются, или медленно движутся вниз. Гравитационный перенос идет и в горах, и на равнинах — например, на подмываемом рекой крутом склоне, на склонах молодых оврагов. В горах, где интенсивные новейшие поднятия способствуют глубокому расчленению и формированию крутых склонов, образуются мощные непрерывно возобновляющиеся осыпи, обвалы, камнепады (рис. 10). Слагающий их материал представляет гравитационные рыхлые отложения. Гравитационное пере-

¹ 1961 в русском издании.



Рис. 10. Гравитационные склоны на Кавказе (фото А. В. Брюханова)

мещение материала на крутых горных склонах, образование обвалов, камнепадов и осыпей нередко протекает с катастрофической быстротой. Количество сносимого материала может быть настолько велико, что он подпруживает реки, перегораживает долины, образует завальные озера. Рельеф существенно изменяется буквально на глазах. На пологих склонах гравитационное перемещение («массовые» движения А. Пенка) происходит медленно и представляет результат изменений объема обломочного материала вследствие чередования нагревания и охлаждения, а также увлажнения и высыхания.

Сила тяжести — «движущая сила» не только экзогенных факторов, но и всего процесса рельефообразования, так как она вызывает дифференциацию и перемещение материала и внутри Земли. Являясь одной из причин формирования неровностей земной поверхности, она является и основным условием их преобразования. Гравитационное перемещение вещества внутри Земли вызывает активизацию гравитационных процессов на земной поверхности.

Масштабы перемещения материала по земной поверхности, обусловленного силой тяжести, иногда настолько велики, что могут быть сопоставимы с гравитационным перемещением масс при горообразовании. По данным О. К. Леонтьева (1962), на

восточном побережье Кара-Богаз-Гола развиты оползни, протягивающиеся на 5,5—6 км. Смещение пород достигает 70 м. Ширина зоны развития оползней не менее 5 км.

Значительно большие масштабы имеет подводное оползание. Эндеогенная и экзогенная роли силы тяжести в преобразовании рельефа земной поверхности представляют нераздельное взаимосвязанное единство. Именно сила тяжести вызывает переход потенциальной энергии поднятых с поверхности моря водных паров в кинетическую энергию атмосферных осадков или стекающей по поверхности суши воды. С другой стороны, неровности поверхности Земли, созданные движениями земной коры, вызывают к жизни действие силы тяжести, как экзогенного фактора, и обуславливают перемещение продуктов разрушения.

ДИАГЕНЕЗ ОТЛОЖЕНИЙ И ЕГО ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ РЕЛЬЕФА

Отложения, которые образуются в результате разрушения рельефа Земли экзогенными процессами, откладываются частью на суше, главным образом, в областях опускания, частью в морях и океанах.

В течение геологического времени рыхлые отложения в процессе диагенеза переходят в горные породы, подвергаясь гравитационному уплотнению и окаменению. Горные породы, как осадочные, так и глубинные, также непрерывно изменяются, выветриваются. Осадочные породы метаморфизуются — как в результате внутреннего тепла Земли, высокого давления, тектонического перемещения вещества, воздействия глубинных минеральных вод и газов, так и при внедрении магмы в горную породу.

Такое изменение пород затрудняет изучение коррелятивных связей отложений с древним, уже разрушенным или погребенным рельефом. В процессе диагенеза резко меняются мощности отложений. Так, глина в результате гравитационного уплотнения уменьшается в мощности на 60—70%.

Превращение осадка в горную породу в разных условиях происходит с неодинаковой скоростью. Зона диагенеза лежит глубже зоны выветривания. Осадок попадает в зону диагенеза чаще всего при изменении тектонического режима — при опускании, при горообразовании. Естественно, что этот процесс идет значительно быстрее в тектонически активных районах — в геосинклинальных и подвижных поясах. Например, в молодых горных странах неогеновые отложения не только превращены в горные породы, но и смяты в складки. В южном Тунисе дислоцированы плиоцен-четвертичные отложения; некоторые складки восточного Ирака образовались в историческое время.

А в Забайкалье, в бассейнах Шилки и Амура неогеновые отложения не только представляют еще рыхлые осадки, но и залегают на верхней террасе, будучи коррелятными долинам рек в их современном виде. То же наблюдается на Среднем и Южном Урале (Башенина, 1948). Подобная асинхронность процессов диагенеза в различных районах поверхности Земли обусловлена неодинаковой направленностью и интенсивностью тектонических движений.

Основной движущей силой процесса диагенеза, как в субэпизентальных условиях, так и в океанах и морях, является несоответствие отложений физико-химическим условиям. Переход осадка в горную породу совершается в иных геологических условиях, чем те, в которых этот осадок формировался. Кроме того, переход осадка в горную породу происходит не в той среде, в которой он отложился. Некоторые речные отложения на террасах долин современных рек существуют долго, не подвергаясь диагенезу. Попадая в иные условия — не в те, в которых они сформировались, — в область опускания, горообразования, они вследствие диагенеза переходят в горные породы, устойчивые для данных условий.

Еще резче это проявляется в океанах и морях. В только что образовавшихся донных осадках начинается «...серия процессов уравнивания, приспособления различных компонентов друг к другу... и к окружающей среде» (Страхов, 1962). Формируются устойчивые и уравновешенные образования — горные породы.

Осадок может перейти в горную породу в результате выветривания. Некоторые третичные и даже четвертичные пески и галечники превращаются в песчаники и конгломераты вследствие цементации известковыми или железистыми растворами, содержащимися в грунтовых водах в зоне выветривания в соответствующих климатических условиях. Выветривание, таким образом, иногда представляет частный случай проявления диагенеза.

Изучение процессов диагенеза очень важно для восстановления истории формирования крупных черт рельефа Земли.

Отложение осадка — седиментация и образование горной породы — диагенез — по Н. М. Страхову, представляют отдельные этапы литогенеза (1962). Изучение литогенеза имеет огромное значение для геоморфологии, так как дает ключ к познанию истории формирования крупных черт рельефа Земли.

СООТНОШЕНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ И ЭКЗОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ

Эндогенные процессы создали основное расчленение земной поверхности. Ими образованы не только элементы планетарного

порядка, но и многие мезоформы. Однако и роль экзогенных факторов не сводится лишь к образованию более мелких элементов рельефа. Рельеф земной поверхности, от планетарных элементов до микроформ, во все этапы геологической жизни Земли представлял результат воздействия экзогенных факторов на неровности поверхности Земли, тектонически обусловленные. Суммарное действие тех и других в масштабе геологической истории вполне соизмеримо; экзогенные факторы непрерывно вызывают перемещение продуктов разрушения по земной поверхности в понижения ее рельефа. Продукты разрушения экзогенными процессами не только слагают верхний осадочный слой земной коры, но и участвуют в строении так называемого «гранитного» слоя. Мощность осадочной и «гранитной» коры под современными крупными горными сооружениями достигает 30—50 км. На долю базальтовой коры остается там около 20—30 км. Таким образом, роль экзогенных факторов в формировании коры, представляющей в значительной мере результат разрушения и перемещения материала, велика и, в общем, равномащтабна роли эндогенных.

Примерно соизмеримы и скорости эндогенных и экзогенных процессов. Ошибочное представление о том, что экзогенные процессы осуществляют лишь «отделку» тектонически обусловленного рельефа материков, является следствием часто пространственных сопоставлений высоких гор, глубоких океанических впадин — и, к примеру, речных террас, оврагов, моренных холмов. Явно недоучитывается фактор времени, а во времени эндогенные и экзогенные процессы сопоставимы по масштабам, по роли в преобразовании рельефа Земли и по скоростям. Если высокая горная страна, продолжающая активную тектоническую жизнь, поднимается на несколько метров в 100 лет, то и снос с нее в общей сложности больший, чем при меньшей скорости поднятия.

Речь идет именно о суммарной соизмеримости поднятий и сноса для больших территорий за геологические отрезки времени. Различия мегарельефа тем и обусловлены, что периоды перевеса поднятий над сносом или опусканий над аккумуляцией (и наоборот) разделяются во времени и в пространстве.

Тектонические движения даже в самых активных областях медленны, и поэтому их рельефообразующая роль тем заметнее, чем больший отрезок времени они развиваются в одном направлении.

Максимальные скорости тектонических движений в современных активных областях не превышают нескольких сантиметров в год. По данным Т. Кобаяси, погружения в молодых аллювиальных равнинах Западной Осаки (Япония) около 20 см в год, т. е. 20 м в столетие. Это очень большая величина. Скорость неотектонических поднятий в Японии примерно та же:

2 м, в редких случаях 2—8—10 м в столетие (по Е. Вегману). Однако такие скорости свойственны лишь тектонически активным и высоко сейсмическим областям.

Вертикальные движения на равнинах имеют еще меньшие величины. На Русской равнине, по данным Ю. А. Мещерякова, скорость опусканий не превышает 8—10 см в столетие, а поднятий — несколько больше.

Суммарную соизмеримость (не абсолютную) тектонических и экзогенных процессов убедительно доказывают цифровые величины, приводимые многими авторами. По подсчетам Ф. Кюнена (1957), ежегодный объем выносимых в море материалов (продуктов разрушения суши) достигает 12 км^3 , по Г. В. Лопатину (1950) — $11,7 \text{ км}^3$ (т. е. 17,6 млрд. т). При этом и количество переносимого материала и скорости переноса различны в горах и на равнинах. По данным Л. В. Рухина, с территории Русской равнины в столетие сносится слой отложений мощностью 0,3 см, а с высокогорного Кавказа — 7 м (1959).

Таким образом, тектонический рельеф как таковой не существует: он везде переработан экзогенными процессами. В то же время каждая мезоформа экзогенного происхождения должна рассматриваться в конкретной тектонической обстановке, так как она является тектонически обусловленной. Формы, образованные, например, текущей водой, в одних и тех же климатических условиях, будут различны в неодинаковой тектонической обстановке: на горном Урале и Западно-Сибирской низменности, на высокогорном Кавказе и Рионской впадине.

Экзогенные процессы в океане еще мало изучены, но, по-видимому, в целом образование тектонического рельефа дна океанов через длительное (геологически) время не компенсируется разрушением и даже выравниванием процессами аккумуляции. Процессы тектогенеза взаимосвязаны в планетарном масштабе. Взаимосвязь экзогенных процессов на материках и на дне океанов менее изучена и пока недостаточно ясна.

Глава IV

СВЯЗЬ РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ С ГЕОЛОГИЧЕСКИМ СТРОЕНИЕМ, ТЕКТОНИЧЕСКИМ РЕЖИМОМ И КЛИМАТОМ

СВЯЗЬ РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ С ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СТРУКТУРОЙ И ТЕКТОНИЧЕСКИМ РЕЖИМОМ

В формировании денудационного рельефа материков большое значение имеют геологические структуры, образованные как в прежние этапы тектонической жизни земной коры, так и в новейший. Крупные структурные формы, как указывалось вы-

ше, выражены в мегарельефе и материков и океанов, хотя на материках это выражение не всегда прямое. Не все структурные формы в неотектоническое время продолжали развиваться унаследованно.

Эндогенные факторы рельефообразования, как и экзогенные, «разномасштабны», неравнозначны в своем проявлении на поверхности Земли; разномасштабны, соответственно, и структурные формы, и элементы рельефа. Поэтому можно говорить о главных общих чертах тектонической структуры всего, например, альпийского подвижного пояса. Главные черты структуры определяют отличия альпийского пояса от подвижных поясов другого типа. Структурные особенности иного порядка обуславливают различия отдельных горных стран в пределах одного подвижного пояса, отдельных участков горной страны, наконец, отдельных горных хребтов, гряд и т. д. В соответствии с «разномасштабностью» структурных элементов различают общую, или внешнюю, и внутреннюю структуру горных стран. Внешние или общие черты структуры таких крупных элементов рельефа, как подвижный горный пояс в целом, определяют и главные морфологические отличия одного пояса от другого. Неодинаковая структура той или иной горной страны обуславливает разнообразие рельефа в ее пределах.

Различие и особенности внешней структуры подвижных поясов, выраженных в современном рельефе материков; является прямым следствием неотектонической активности и места ее проявления. Если «...наложение пояса молодого горообразования» (Николаев, 1960) произошло в пределах платформы или областей, где складчатость завершилась в прежние тектонические циклы, внешняя (общая) структура таких поясов является преимущественно глыбовой (сводово-глыбовой) и резко отличается от тех, которые в неотектоническое время пережили геосинклинальную стадию развития (см. ниже). В молодых геосинклинальных поясах в общем преобладает складчатая структура. Внешняя структура остаточных древних подвижных поясов, не подвергавшихся неотектонической активизации, определяется денудационной препарировкой, продолжительностью и глубиной среза, составом горных пород.

В качестве примера можно привести глубоко срезанные продолжительной денудацией антиклинории и синклинории Южного Урала, структуры Бретани и др.

С течением времени развитие рельефа в складчатой структуре приводит к препарировке отдельных складок или их элементов. Пласты горных пород большей частью неоднородны, что отражает изменения режима накопления осадков и смену условий осадконакопления прежних геологических эпох. Если в ядрах антиклинальных складок породы будут более слабыми, чем в синклиналях, речные долины располагаются на крыльях

или в сводах антиклиналей, а возвышенности окажутся приуроченными к синклиналям. Образуется сложно построенный инверсионный рельеф. Если более твердые породы слагают ядра антиклиналей, длительный размыв приведет к препарировке складок и антиклинали будут представлять возвышенности, а речные долины проложат свой путь по синклиналям. Морфология складчатой области, подвергающейся размыву, зависит также и от формы складок, их размеров и др. Разрывная тектоника, направление которой не всегда совпадает с направлением складчатости, усложняет картину размыва и рисунок речной сети.

Рельеф, обусловленный глубоким срезом и препарировкой древних складчатых структур, в настоящее время типичен для многих районов земной поверхности, где древние горные сооружения в более поздние периоды не подвергались значительной тектонической активизации (Серра-Диамантина на Бразильском нагорье; горы Центральной Австралии и др.).

Иной облик приобретает рельеф гор, которые также длительное время подвергаются денудации, но отличаются менее разнообразным литологическим составом. Рельеф этих горных стран мало отражает складчатую структуру. Поскольку процесс денудации носит избирательный характер, размыв идет главным образом по линиям тектонических трещин и разломов (см. рис. 3). Это предопределяет особый рисунок речной сети, отличный от рисунка речной сети в горах с выраженной складчатой структурой. Примерами древней горной страны с невыраженной в рельефе складчатой структурой и преобладанием глыбовой могут служить горы Центральной Европы, Скандинавии и др. Отдельные части горной страны поднимаются или, наоборот, опускаются вдоль разломов. В рельефе это выражается горными массивами, хребтами и впадинами, не совпадающими со складчатостью, синхронной прежнему периоду горообразования. Расчленение рельефа и формирование речных долин в условиях преимущественно глыбовой структуры приводит к образованию широких долин во впадинах или долин резко асимметричных, если они заложены по линиям разломов, вдоль которых произошло вертикальное смещение.

Резкость очертаний хребтов и долин в глыбовой структуре определяется интенсивностью разрывной тектоники, продолжительностью активности разрывных структур, их разнообразием и характером горных пород, в которых они проявляются. В слабых породах структурность рельефа выражена плохо или вообще не выражена; формирование рельефа, при относительно стабильном тектоническом режиме, происходит в направлении общего снижения и нивелировки.

Структурно-литологические различия в значительной мере предопределяют направление стока и процессов денудации (изби-

рательная денудация), а тем самым и характер денудационных элементов рельефа. Поэтому внутри горного пояса с одной и той же внешней структурой в результате денудационной препарировки образуются неодинаковые структурно-морфологические элементы. Они тем резче выражены, чем менее интенсивны поднятия и чем дольше (при прочих равных условиях) продолжается денудация. Чем глубже денудационный срез, тем сильнее изменяется облик рельефа и тем большую роль играют в рельефе детали внутренней структуры.

Своеобразный облик имеет денудационный рельеф областей с моноклинальным залеганием пород. Моноклиальная структура формируется на длинных пологих крыльях крупных складок и при одностороннем поднятии области с горизонтально-залегающими породами. В обоих случаях в процессе денудации сформируется наклонная равнина, которая будет ступенчатой, если слагающие ее породы неоднородны и пласты более стойких пород чередуются с менее стойкими. На таких равнинах долины главных рек, заложившиеся согласно уклону пластов, симметричны. Долины их притоков, заложенные перпендикулярно наклону пластов, асимметричны. Асимметричны и междуречные участки. Денудационная препарировка моноклиальной структуры складчатых областей приводит к формированию куэст или моноклиальных горных хребтов резко асимметричной формы (рис. 11).

Широко известны Крымские куэстовые горные гряды. Моноклиальное строение имеют и передовые хребты Северного Кавказа — хребет Скалистый, Черные горы. Наибольшая высота этих гор около 3000 м.

Рельеф, созданный на горизонтально залегающих породах, проще. Он определяется глубиной расчленения, которая зависит от интенсивности и продолжительности поднятия территории и климата, определяющего мощность и густоту водотоков, а также характер и интенсивность склоновых процессов. Продолжительная денудация рельефа на горизонтально залегающих породах без существенных изменений факторов рельефообразования приводит к формированию глубоко расчлененных плато с широкими долинами и плоскими междуречьями. Как бы ни были сужены в процессе длительной денудации междуречные пространства, в твердых породах они обычно сохраняют плоский и ровный рельеф. Если залегающие горизонтально пласты осадочных пород имеют разный литологический состав и неодинаковую сопротивляемость процессам выветривания и размыва, склоны долин и междуречных возвышенностей приобретают ступенчатый характер. Еще более осложняется рельеф, если в результате интенсивного поднятия реки прорежут горизонтально залегающие пласты и углубятся в подстилающие их древние дислоцированные породы. Примером послед-

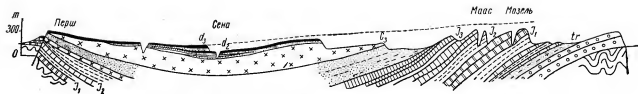


Рис. 11. Схема куэстового рельефа Парижского бассейна (по Ж. Трикару)

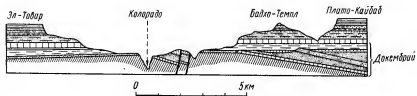


Рис. 12. Каньон Колорадо (по Ф. Кингу)

него может служить плато Колорадо, вовлеченное в мощное поднятие Скалистых гор. Вследствие интенсивного поднятия эффект действия боковой эрозии и склоновых процессов по сравнению с глубиной эрозией оказался меньшим и долины рек глубокими узкими каньонами (до 1800 м глубины) врезались в горизонтальные породы кембрия (частью и более молодые) и дислоцированные — докембрия (рис. 12).

Здесь приведены простые случаи. Большинство структурных форм, которые встречаются в природе, сложнее. Это связано с тем, что редко та или иная структурная форма существует в «чистом виде». Непokoйная жизнь Земли на протяжении ее геологической истории обусловила наложение одних структур на другие и их усложнение.

Различия во внешней структуре установлены и для океанов, и для материков, а внутренних структурных особенностей — только для материков. Подвижные пояса ложа океанов мало доступны геологическому изучению. Геофизические данные позволяют судить лишь о самых общих чертах структуры дна океанов.

Рельеф усложняется и меняется при изменении тектонического режима. Современный облик крупных черт рельефа планеты представляет результат большей или меньшей интенсивности новейших движений. Там, где они интенсивны — например, в подвижных поясах, рельеф более молод, значительно расчленен, контрасты больше, рельефообразующие процессы протекают быстрее. Чем менее интенсивны новейшие движения, тем более в облике современного рельефа проступают черты древнего.

При большой интенсивности неотектонических движений на платформах там могут возникнуть области горообразования (Восточная Африка). При малой интенсивности их морфологическое значение определяется тем, унаследованы они или нет.

При унаследованных движениях в рельефе сохраняются древние элементы — горы и депрессии (хотя измененные и срезанные). Таков в главных чертах рельеф Южного и Среднего Урала, Северо-Западных Аппалач и др.

Когда новейшие движения идут вне прежнего плана тектонического строения, уклоны местности и направление путей стока меняются, происходят периодические трансгрессии или регрессии моря и возникают новые базисы эрозии. Прежний ход развития рельефа нарушается; меняется структурный план и его геоморфологическое выражение.

Различия в соотношении прежних и новейших структурных элементов в целом определяют неодинаковую морфологию как современных подвижных поясов материков, так и древних, остаточных.

Существенные морфологические различия в рельефе материков определяются также соотношением сноса и накопления.

Темпы денудации и аккумуляции обусловлены интенсивностью вертикальных движений земной коры. По-разному происходят снос и накопление в геосинклиналях, подвижных поясах и на платформах. Чем выше рельеф, чем интенсивнее молодое поднятие, тем меньше накапливается осадков. Они выносятся за пределы области поднятия. Во многих горных странах аккумулятивные формы эфемерны и незначительны. Лишь по окраинам, где замедляется поднятие, а нередко и сменяется прогибанием, появляются заметные скопления продуктов денудации гор. Наибольшей мощности они достигают в областях длительного прогибания земной коры. При сносе интенсивно поднимающихся горных стран мощность коррелятивных продуктов разрушения в предгорных прогибах достигает нескольких тысяч метров.

Внешний облик аккумулятивных поверхностей также различен. Если накопление происходит в области прогибания, то в ее пределах образуется низменная плоская аккумулятивная равнина. Если аккумуляция идет без опускания, формируются «насаженные» аккумулятивные формы. Реки или временные водотоки, выходя из гор на равнину, теряют скорость вследствие уменьшения уклонов и откладывают несомый материал. При отсутствии прогибания в устьевых частях создаются положительные аккумулятивные формы в виде всхолмленных участков устьевых накоплений.

Почтовый ледник четвертичного времени, растаивавший на неровном рельефе коренных пород, также оставил на Русской равнине и в Северной Америке холмистые «насаженные» аккумулятивные равнины.

Насаженный аккумулятивный рельеф образуется и на дне океанов и морей, например, крупные конусы выноса суспензионных потоков у выхода из подводных каньонов (см. геоморфологическую карту). Однако лишь для зоны перехода и материкового склона (см. ниже) можно более определенно судить о коррелятивных связях между рельефом материков и островных дуг и осадконакоплением. Эти связи резко выражены там, где тектонические движения разнонаправлены, т. е. где происходит поднятие островных дуг и горных поясов окраин материков и опускание прилежащих участков дна. В пределах ложа океанов денудация и аккумуляция не всегда являются синхронными во времени; наиболее интенсивный снос и наиболее мощное и быстрое накопление не связаны пространственно. Этому способствует и формирование органических осадков на разных глубинах, а также химико-биологическое осаждение вещества из морской воды.

Соотношение между скоростью тектонических движений и тем-

пами сноса на материках определяет направление и путь развития рельефа, а следовательно, и главные черты его внешнего облика. В. Пенк впервые ввел понятие о восходящем, равномерном и нисходящем развитии. Восходящее развитие рельефа происходит в том случае, когда поднятие настолько интенсивно, что денудация как бы отстает и рельеф поднимается, становится выше. Нисходящее развитие рельефа, наоборот, идет тогда, когда поднятие слабее денудации и в общем рельеф снижается и выравнивается. Абсолютное соотношение денудации и поднятия таково, что в период восходящего развития денудация неизмеримо больше, чем в период нисходящего; больше и объем сношенного материала. Чем выше рельеф и чем интенсивнее поднятие, тем больше сносится. Пока преобладает активное поднятие, высоты рельефа будут увеличиваться, несмотря на интенсивный снос. Так развивается рельеф в тектонически активных молодых горных странах. Интенсивность процессов денудации в рельефе с малыми контрастами высот, при слабо выраженном поднятии меньше, чем в активно поднимающейся горной стране. Но именно благодаря небольшой интенсивности поднятия, денудация, как бы медленно она не происходила, приводит к некоторому снижению и выравниванию рельефа. Таким образом, определяя «восходящее» или «нисходящее» развитие рельефа, подразумеваем лишь относительное преобладание денудации над поднятием.

Равномерное развитие возможно при длительном уравнивании темпов поднятия и денудации. Однако равномерное — не значит всегда одинаковое. Иногда преобладает аккумуляция, иногда — денудация, но в течение долгого времени не происходит ни заметного поднятия, ни снижения рельефа. «Равномерное» — понятие условное, так как при большей или меньшей сохранности общего облика рельефа морфология отдельных его элементов непрерывно меняется. Долины расширяются склоновыми процессами, междуречные пространства сужаются и т. д.

Примером равномерного развития является и формирование прогибов, в которых опускание компенсируется аккумуляцией. К таковым относятся многие платформенные прогибы (синеклизы), продолжающие прогибаться и в настоящее время. Некомпенсированные прогибы, в которых опускание опережает аккумуляцию, представляют особую качественную разновидность «нисходящего» развития. К таковым относятся глубоководные желоба. На материках причиной отставания аккумуляции от опускания не всегда является большая интенсивность опускания. В аридном климате этому способствует недостаточное количество сносимых продуктов, поэтому среди платформенных прогибов образуются впадины, расположенные ниже уровня моря (см. геоморфологическую карту).

Многообразие экзогенных агентов определяется климатом. Форма Земли обуславливает климатическую зональность. Зональность климата вызывает и зональность рельефообразования и осадконакопления. Однако проявление экзогенных факторов определяет не один климат.

Денудация и аккумуляция протекают различно не только в разных природных зонах. Каждая зона делится на области, в которых в зависимости от подстилающей поверхности, распределения моря и суши, рельефа, растительного покрова зональность осложняется, деятельность того или иного экзогенного агента приобретает свои особенности.

В природе есть зональные экзогенные рельефообразующие агенты, например, вечный лед, мерзлотные процессы, которые приурочены к определенным климатическим зонам, и есть так называемые аональные — ветер, подземные и поверхностные текущие воды, выветривание. Океаны и моря также изменяют поверхность Земли везде — от полюсов до экватора. Однако хотя эти агенты всюду действуют на земной поверхности, характер их деятельности различен. По-разному проявляется деятельность текущей воды в умеренных широтах, в тундре, в зоне вечного снега, в пустыне; неодинакова в разных зонах и деятельность ветра.

Зональное проявление экзогенных факторов определяет зональность в расположении коррелятивных отложений и элементов рельефа (см. карту типов денудации и аккумуляции).

Большое разнообразие в распределении экзогенных факторов на поверхности Земли вносит вертикальная поясность. Вертикальные пояса горных стран, расположенных в разных географических зонах, качественно отличны друг от друга. Такие качественные отличия представляют результат главных общепланетарных различий климата в разных широтах. Например, нивальные процессы и образованные ими элементы рельефа во многом отличаются друг от друга (см. III часть) в нивальных поясах Кавказа, Северо-Востока Сибири, Восточного Памира.

Вертикальная зональность не уничтожает географической зональности. Ее следует рассматривать не как нарушение, а как осложнение единого общего закона географической зональности. Это осложнение влияет и на верхний уровень денудации гор в разных географических зонах. О существовании его впервые в 1894 году высказался А. Пенк. «Верхний уровень денудации гор» — предел, выше которого горы не поднимаются, как бы интенсивны не были процессы поднятия. Быстро идущие процессы разрушения не дают возможности горам подняться выше определенной высоты. Многие исследователи уделяли

этому вопросу большое внимание, но исчерпывающего объяснения причины постоянства высот вершин в горных странах пока еще нет. Интересно отметить, что, по-видимому, в каждой географической зоне имеется свой верхний предел высоты горных стран. Верхний предел роста гор в высоких широтах в среднем расположен на меньших высотах. Это вызвано не только тем, что пояса высочайших гор планеты с наибольшей для настоящего времени тектонической активностью располагаются преимущественно в низких широтах. Возможно, что это обусловлено и уменьшением вертикальной протяженности хионосферы к полюсам, т. е. сближением ее верхней и нижней границ. Верхний предел денудации в полярных широтах значительно ниже, чем в умеренных и южных. Соответственно ниже в полярных широтах и верхний предел гор.

Существование верхней границы хионосферы обусловлено, по данным К. К. Маркова (1948), тем, что разреженность воздуха на больших высотах и его большая сухость кладут предел накоплению снега, а таким образом — и развитию хионосферы. Высота гор, как бы активно они не поднимались, лимитируется также глубиной и густотой расчленения. Густая и глубоко врезанная речная сеть, расчленяя молодую горную страну, превращает ее в систему крутых склонов, по которым движутся вниз продукты выветривания и разрушения склоновыми процессами. Чем уже водораздельные хребты и чем интенсивнее эрозия, тем больше зависимость снижения вершин от разрушительной работы рек.

Однако не только денудация обуславливает верхний предел гор. Основная причина высотного предела гор заключается в следующем. Гравитационная энергия и энергия вращения Земли вызывают тектоническую активизацию. Энергия вращения, кроме того, обуславливает и расположение зон тектонической активизации в определенной системе относительно фигуры планеты. На определенных высотах, неодинаковых для разных горных поясов, оба вида энергии уравниваются благодаря изостазии, что вызывает прекращение дальнейшего роста гор.

Глава V

ВОЗРАСТ РЕЛЬЕФА

ВОЗРАСТ РЕЛЬЕФА И СПОСОБЫ ЕГО ОПРЕДЕЛЕНИЯ

Рельеф Земли все время меняется вследствие непрерывного перемещения материала как внутри планеты, так и на ее поверхности. Непостоянная тектоническая жизнь Земли вызывает

нарушение темпа и направления прежних путей развития рельефа.

Проявление экзогенных процессов с течением времени также изменяется. Такие планетарные факторы, как изменение скорости вращения Земли и наклона земной оси, неоднократно изменяли климат планеты за геологическую стадию ее развития (Рухин, 1959; Марков, 1961; Личков, 1961; Страхов, 1962 и др.). Предполагается, что выветривание диорита и образование брекчии в конгломерате самых древних докембрийских пород Скандинавии происходило в атмосфере, где было мало кислорода (Руби, 1957). Изменялся состав атмосферы и гидросферы, изменялся и климат. Благодаря этому немалые перемены претерпели и элементы выработанного рельефа, и состав коррелятивных отложений. Не всегда среди древних (докембрийских) осадочных пород можно найти аналог молодым осадочным породам; они отражают иные условия рельефообразования и осадконакопления.

В связи с изменением во времени и в пространстве тектонических и экзогенных факторов по всей поверхности Земли иными становились и типы взаимосвязей этих процессов, и рельеф. Одни элементы рельефа разрушались, другие появлялись вновь, некоторые исчезали под мощными толщами осадков. В современном рельефе наряду с новообразованными элементами нередко присутствуют древние, унаследованные, а иногда и вскрытые молодыми процессами размытия из-под толщи древних осадков. В качестве примера можно привести участок древнего выровненного рельефа Северного Тянь-Шаня, который был перекрыт нижнекаменноугольными песчаниками (Синицин, 1948). То же наблюдается и на Алданском щите, на северном склоне которого благодаря интенсивному поднятию и денудации из-под осадков нижнего палеозоя выходит некогда выровненный рельеф на дислоцированных докембрийских породах. Осадки, коррелятивные древнему рельефу, могут быть полностью удалены размывом. Иногда частично сохраняются осадочные породы, а коррелятивных им элементов рельефа не остается. С течением времени нарушаются коррелятивные связи между элементами рельефа и отложениями.

В планетарном масштабе (для элементов мегарельефа) эффект денудационной деятельности заметен преимущественно в остаточных глубоко срезанных горах и в таких денудационных равнинах и плоскогорьях (см. ниже), в рельефе которых выражены отпрепарированные элементы срезанной дислоцированной структуры. Для элементов макро- и мезорельефа денудация и ее рельефообразующая роль заметна всюду, где она происходит, и более всего — в молодых горах с интенсивным тектоническим развитием.

Аккумуляция заметна всюду, где она протекает, — от обшир-

ных аккумулятивных низменных равнин типа Западно-Сибирской или Парагвайской и до прирусловых валов на пойме. Не все продукты разрушения выносятся в океан. Значительная часть их остается на суше, в областях опускания (см. геоморфологическую карту). Речные отложения могут оставаться в долинах, переставших функционировать, вследствие переориентировки системы склонов, изменения направления сноса. Перестройка крупных черт рельефа земной поверхности идет неодновременно и повсеместно не только, например, для материка в целом, но и для какого-либо крупного региона — Русской равнины, Кавказа, Анд и т. д.

Рельеф с течением времени изменяется и в том случае, если не происходит перемен в условиях рельефообразования. Облик рельефа определяется не только происхождением, но и длительностью его формирования, т. е. временем. Отсюда возникло представление о возрасте рельефа.

Существует несколько понятий возраста рельефа:

1. **А б с о л ю т н ы й в о з р а с т.** Абсолютный возраст может быть установлен путем точных определений, позволяющих показать в цифрах, сколько тысяч или миллионов лет назад сформирован тот или иной элемент рельефа. Для определения возраста четвертичного рельефа в абсолютных цифрах пользуются археологическими данными, например, возрастом стоянок первобытного человека, относимых к тому или иному отрезку времени. Стоянки сохранились в горизонтах рыхлых отложений, коррелятных определенным элементам рельефа.

Наиболее точно определяют абсолютный возраст археологических остатков и четвертичных (антропогенных) отложений радиоуглеродным способом. Он основан на соотношении в отложениях радиоактивного и нерадиоактивного углерода в остатках угля стоянок первобытного человека.

Однако углеродный способ дает точные результаты лишь для верхних отделов антропогена — для последних 60 000 лет, так как в более древних слоях радиоактивный изотоп углерода исчезает.

Для районов, где было оледенение, возраст четвертичных отложений иногда определяют на основании подсчета прослоек ленточных глин в тонкослойных осадках ледниковых озер. В них правильно чередуются прослойки тонких глин и тонкозернистого песка. Предполагают, что такая слоистость отражает сезонный ритм таяния льда и что более тонкий материал отлагался зимой, а более грубый — летом. Подсчитывая годовичные парные слои, определяют количество лет, в течение которых могла отложиться толща ленточных глин.

Этот способ вряд ли может иметь широкое значение, так как в разных разрезах количество прослоек различно. Трудно рассчитывать на открытие серий ленточных отложений, которые

охватывали бы по времени даже одну ледниковую эпоху в целом. Определяя возраст таким способом, можно судить только о времени накопления той или иной толщи ленточных глин, но не о продолжительности ледниковой эпохи.

Определение абсолютной продолжительности четвертичного периода разными способами дает цифру порядка миллиона лет.

Кроме углеродного, применяются и другие методы определения абсолютного возраста по радиоактивности элементов. С течением времени в процессе радиоактивного распада происходит превращение одних элементов в другие. Так, например, уран и торий переходят в свинец. Считая скорость радиоактивного распада за геологическое время практически постоянной, по соотношению урана и свинца в породе определяют ее возраст.

В развитие представлений об абсолютном возрасте различных формаций докембрия много нового внесли исследования А. А. Полканова и Э. К. Герлинга на Балтийском щите. Ими разработана геохронология докембрия, основанная на величинах абсолютного возраста первичной и преобразованной слюды, как главного породообразующего минерала. Возраст древнейших (катаржейских) образований установлен в 3590 млн. лет (1961).

Исследованиями Н. И. Полевой и Г. А. Казакова определен абсолютный возраст глауконитовых образований различных территорий Советского Союза. Определения возможны благодаря хорошей сохранности аргона в глауконитах. Авторами создана шкала абсолютной геохронологии территории СССР, которая охватывает промежуток времени от верхнего докембрия до начала третичного периода — 1500 млн. лет (1961).

В настоящее время в связи с разработкой методики взятия проб на больших глубинах при помощи гидростатических трубок становится достаточно эффективным и определение абсолютного возраста морских отложений.

В некоторых случаях абсолютный возраст отложений, а следовательно, и рельефа может быть определен косвенно — по периодичности колебаний солнечной активности и связанных с ними физико-географических явлений, например, оледенений, трансгрессий и регрессий моря.

Геологический возраст современного рельефа определяется в основном четырьмя способами (Марков, 1948 г.), которые заключаются в установлении коррелятных связей рельефа и рыхлых отложений.

Способ коррелятных отложений. Возраст элементов рельефа устанавливается по находкам фауны, растительных остатков и пыльцы растений в коррелятных отложениях.

Способ фациальных переходов. Немые толщи, коррелятные рельефу, возраст которого надо определить, прослеживаются в горизонтальном направлении до их фациального перехода в датированные отложения.

Способ возрастных рубежей заключается в том, что возраст немых осадков, коррелятных рельефу, устанавливается по возрасту выше и ниже лежащих охарактеризованных отложений.

Способ фиксированного рельефа. Фиксированным рельефом К. К. Марков называет такие участки рельефа междуречий, которые сохранились под более молодыми отложениями. Чаще всего участки рельефа, по мнению К. К. Маркова, «фиксируются» корой выветривания. Зная возраст коры выветривания, можно судить и о возрасте рельефа, на котором она залегает. Возраст коры выветривания может быть установлен, если в ней сохранились остатки наземной флоры, или если она перекрыта осадками, возраст которых тем или иным способом определен.

Приведенные выше примеры о докембрийском рельефе Большого Каньона Колорадо и Алданского щита, который появляется в настоящее время из-под пород кембрия в результате размыва, свидетельствуют о том, что рельеф может быть погребен (фиксирован) под отложениями и породами разного происхождения и возраста.

В последнее время возраст того или иного геологического подразделения (периода, яруса) стали выражать в абсолютном летоисчислении, хотя по разным подсчетам данные получаются пока несколько различные.

Установление абсолютной геохронологии представляет важнейший количественный способ изучения древнего рельефа.

Данные абсолютного возраста позволили сделать выводы о неравнозначности геологических периодов, разновозрастности древних докембрийских платформ и слагающих эти платформы кристаллических пород, о неодинаковости тектонических циклов — докембрийских и палеомезокайнозойских (Дю-Тойт, 1957; Хаин, 1957 и 1962; Рухин, 1959; Шейнманн, 1959 и др.). Д. В. Щербаков и В. Е. Хаин (1962) приводят следующие цифры нижней границы крупнейших отрезков геологического времени:

Катархей и ранний архей — 3400 — 3600 млн. лет.

Архей — 2600 — 2700 млн. лет.

Ранний протерозой — 1800 — 1900 млн. лет.

Поздний протерозой, или рифей, или синий — 1110—1200 млн. лет

Палеозой, мезозой, кайнозой — 600 млн. лет.

Определения абсолютного возраста изменили представления о геологической истории Земли. Палеомезокайнозой является шестой частью всей геологической стадии развития Земли. Основываясь на этих возрастных соотношениях и на том, что

тектоническое развитие Земли в палеомезокайнозой отличалось от докембрийского, ученые пришли к выводу о существовании периодов тектонического развития — мегациклов, продолжительностью порядка 600 млн. лет, которые включают ряд циклов второго порядка. В докембрии было несколько мегациклов; палеомезокайнозой представляет один мегацикл. Циклами второго порядка являются, например, каледонский, герцинский, мезозойский, альпийский (кайнозойский). Резкая перестройка структурно-морфологического плана происходит в течение мегациклов.

Относительный возраст. Понятие «относительный возраст» введено В. М. Дэвисом. В основу понятия положено представление о том, что в разные этапы развития одни и те же элементы рельефа отличались друг от друга существенными морфологическими чертами. Такие морфологические различия обусловлены тем, что один из элементов рельефа развивался дольше, он «старше». Другие развивались более короткое время, они «моложе», поэтому и облик их иной. Относительный возраст выражает понятие этапов, стадий развития.

СТАДИЙНОСТЬ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА И УЧЕНИЕ ДЭВИСА

Относительный возраст определяется по сопоставлению облика различных элементов рельефа одного происхождения. Дэвис различал формы рельефа юные, молодые, зрелые (уже достаточно разработанные), старые, дряхлые. Понятия «юный», «зрелый» и другие знаменуют определенные этапы в жизни развивающегося рельефа. Эти понятия не абсолютны, нет точных критериев для определения форм юных, зрелых, старых и т. д. Однако очевидно, что рельеф горной страны типа Кавказа — молодой рельеф. Очевидно также, что рельеф Центральной Австралии, где среди засыпанных щебнем и песком денудационных равнин возвышаются отдельные изолированные останцовые хребты, или островные горы, тонушие в продуктах выветривания, перевеваемых ветром, достаточно зрелый.

При определении относительного возраста следует учитывать комплекс признаков. Например, сама по себе крутизна склонов признаком молодости не является. Овраги, роющиеся в некоторых песках, не будут узкими и крутосклонными даже в самой ранней стадии развития, так как стенки их осыпаются и овраг заплывает. С другой стороны, рельеф в известняках может иметь крутые склоны даже в поздней стадии развития. Кроме того, при прочих одинаковых условиях, юные и зрелые формы будут различны в разных климатических зонах. В аридном климате формы рельефа отличаются большей крутизной склонов, чем в климате влажном, умеренном. В старом рельефе пустынных островных гор Австралии и Африки склоны

круты; осыпи остаются мало подвижными при значительных больших уклонах, чем во влажном климате.

Многие критики учения Дэвиса упрекали его в том, что он выделял стадии развития рельефа лишь по внешнему облику его форм: резкости, сглаженности и т. п. На самом деле в основу выделения стадий были положены качественные признаки, связанные с существом рельефообразующих процессов и отражающиеся во внешних изменениях. Например, все характерные признаки стадии развития флювиального рельефа вытекают из основных физических свойств воды.

Дэвиса упрекали и в том, что он, якобы, перенес на рельеф представления о развитии, характерные для органического мира. Однако переходы из одной стадии в другую представляют выражение более широких законов развития явлений природы. Например, детская стадия развития рельефа какого-то определенного типа — это стадия возникновения нового рельефа, еще слабо намечающегося, иногда плохо заметного на фоне господствующего прежнего, но в отличие от него испытывающего прогрессивное, восходящее развитие. Стадия юности — это быстрое, но неравномерное развитие нового рельефа на фоне замедленного развития прежнего. Стадия зрелости знаменуется полным, максимальным развитием нового во всех присущих ему закономерностях. Наконец, стадия старости — это постепенное замедление развития и затухание некогда интенсивно развивавшегося рельефа, на смену которому уже приходит новый.

Однако в критике учения Дэвиса отражался и естественный рост науки, продвигавшейся дальше, за рамки этого учения. Многие же критики, приняв внешние формы концепции Дэвиса за сущность, ошибочно считали, что для дальнейшего развития науки надо его учение отбросить. В результате этих ошибок не было обращено внимания на многие здоровые стороны учения Дэвиса. В частности, не разрабатывалась общая теория стадийности развития рельефа.

Стадийность развития в геологии давно стала очевидной и ни у кого не вызывает сомнения. Стадия развития геосинклиналей, подвижных поясов и др., стадия развития земной коры, Земли в целом, представляют сложившиеся понятия, без которых трудно представить современные геологические науки. Д. В. Наливкин (1956) пишет: «В развитии горных хребтов те же три основные эпохи, которые существуют в развитии многих других явлений: эпохи юности, зрелости, старости».

Несмотря на то, что понятие стадийности прочно вошло в практику геоморфологических работ, относительный возраст не сразу получил признание. Это понятие подвергается критике (Марков, 1948), причем особенно резкой в работах некоторых французских геоморфологов (Трикар и Кайе, 1959 и др.). Однако эта критика основана на упрощенном истолковании учения

Дэвиса. Французский ученый П. Биро (1955) упрекает как своих соотечественников — Ж. Трикара и А. Кайе, так и некоторых советских геоморфологов в слишком поверхностном восприятии теории Дэвиса.

Понятие о стадийности развития рельефа Дэвисом было разработано в связи с учением о географическом цикле (1899). В схеме цикла развития рельефа в понимании Дэвиса можно представить следующим образом. Ранняя стадия развития рельефа начинается с поднятия местности. При поднятии формируются высокие горы, которые, разрушаясь экзогенными агентами, снижаются, выравниваются, стареют, вновь переходят в низкие горы, а затем в стадии старости или дряхлости — в почти равнину — пенеплен. Совокупность последовательных изменений рельефа в процессе поднятия, разрушения и сноса Дэвис назвал географическим циклом. Изменения, которые вносят в развитие рельефа тектонические движения и смена географических условий, Дэвис называл нарушениями цикла. Поскольку внутренняя жизнь Земли не остается спокойной, крайне редко достигается и конечная стадия — пенеплен.

Дэвиса критиковали и за то, что созданная им схема циклов является искусственной, не учитывает самых ранних стадий и ограничивается редким случаем, не характерным для развития рельефа: быстрым поднятием участка суши, остающегося затем неподвижным. Указывалось также, что последовательность стадий развития рельефа может быть иной, чем это было намечено Дэвисом. В последнее время понятие «цикл» и самый термин подвергаются критике, как недialeктический.

«Цикл» в понимании Дэвиса не означает точного повторения одних и тех же явлений и форм, но допускает бесконечное разнообразие их развития, совершающегося, однако, по общим законам. Последние имеют силу, пока эндогенные и экзогенные процессы на Земле сохраняют свой характер, хотя и могут изменяться в процессе развития планеты в целом.

Критика понятия «цикл» справедлива в той мере, в которой она предостерегает против ассоциаций с замкнутым, кругообразным путем развития. Развивающийся объект никогда не возвращается в исходное состояние: новый цикл начинается не «сначала», а иначе, чем когда-то начинался прежний; цикл — не круг, а сложный путь развития; конец цикла не означает конца развития. Критика, таким образом, относится к термину, а не к существу процесса развития. Но понятие «цикл», если его толковать правильно, не так уже неудачно. В геологии понятие «цикл» употребляется весьма широко (цикл тектонический, осадконакопления и т. д.), поскольку достигнуто правильное диалектическое понимание этого термина.

Одной из важнейших положительных сторон теории географического цикла является то, что, изучая формы рельефа в какой-либо стадии развития, Дэвис рассматривал и все предшествовавшие стадии и все возможные последующие, связывая на-

блюдения и дополняя недостающие звенья логическими рассуждениями. В то же время он рассматривал не отдельные формы рельефа, а всю их совокупность во взаимной связи. Это позволило ему в большой степени приблизиться к диалектическому пониманию законов развития рельефа.

Отрицание и недооценка стадийности развития задержали формирование теории геоморфологии. Многие идеи наших и зарубежных ученых вошли в современную науку как ступени, пытаться миновать которые означает затруднить движение научной мысли. Одной из таких ступеней и явилось для геоморфологии учение Дэвиса о стадийности развития рельефа, об относительном возрасте.

Развитие рельефа, как и других природных компонентов, и Земли в целом, и солнечной системы, и галактики вряд ли возможно понять без признания стадийности развития.

Количественное накопление энергии внутри Земли, какими бы причинами оно не было вызвано, приводит к дифференциации вещества Земли и тем самым — к качественным изменениям состава земных оболочек и качественному же изменению рельефа поверхности планеты. Экзогенные процессы, длительное время осуществляющие денудацию поверхности Земли в целом, в разных участках ее в зависимости от конкретных условий — тектонического режима, геологического строения, рельефа, климата — с течением времени по мере количественных изменений вызывают формирование качественно иного рельефа. Вначале происходит количественная убыль материала, который уносится в понижения рельефа — в долины, впадины, океаны. В дальнейшем, когда убыль материала становится заметной, происходит изменение тех элементов рельефа, с которых происходит снос. Через длительный промежуток времени образуется качественно иной рельеф. В процессе развития меняются пространственные соотношения элементов рельефа разного порядка; меняется и их качество. Например, развиваясь, горная страна «растет» в длину, ширину, высоту; в ней непрерывно совершаются внутренние изменения, с течением времени приводящие к изменению ее качества — и к переходу из одной стадии развития в другую. Этот процесс совершается неодновременно для всей горной страны в целом; элементы рельефа, слагающие ее, в неодинаковые отрезки времени проходят одну и ту же стадию развития и, тем более, разные стадии. Но в какой-то определенный момент изменение всех элементов ее рельефа приведет к переходу рельефа горной страны в целом в иную стадию развития (рис. 13). Еще пример: прогибание, вынос в область прогибания продуктов разрушения, накопление их там с течением времени приводит к образованию аккумулятивного рельефа межгорной впадины, который представляет результат длительных количе-

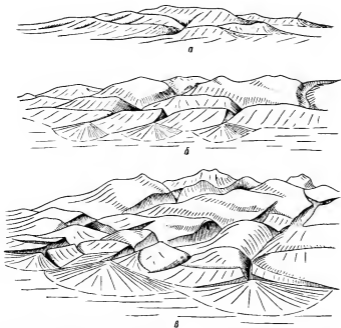


Рис. 13. Развитие горной страны во времени и пространстве:
 а — I стадии, б — II стадии, в — III стадии

ственных изменений. То же происходит при формировании элементов мезо- и микрорельефа. Эрозионная борозда на склоне по мере размыва постепенно переходит в рытвину, промоину, и, наконец, овраг. Он существует до тех пор, пока происходит вынос материала. Как только водоток, текущий весной по дну оврага, перестает справляться с массой материала, поступающего со склонов и с более верхних по течению участков, начинается «старение» оврага. Материал задерживается у подошвы склонов, склоны становятся положе, начинают заплывать и зарастать. Наступает момент, когда количественное увеличение материала — следствие углубления оврага и роста площади склонов — приводит к переходу молодой эрозионной формы в другую стадию развития.

Процесс становления нового качества, как известно, скачкообразен. Границы между стадиями развития и отражают момент скачка. Это относится к развитию любого материального объекта — Вселенной (вернее, того ограниченного ее участка, о котором мы имеем какое-то представление), галактики, солнечной системы в целом, ее отдельных планет, Земли, каждой из земных оболочек (как внутренних, так и внешних), отдельных их компонентов и т. д.

Становление того или иного объекта другим, переход в новое качество, в иную стадию развития происходит во взаимной связи с другими объектами материального мира. Все материальные объекты находятся в соподчинении друг с другом по происхождению и развитию, по своим пространственно-временным соотношениям. Стадия развития Земли по времени значительно продолжительнее, чем отдельных ее оболочек; стадии развития оболочек продолжительнее, чем их компонентов. Если, например, Кавказ проходит за четвертичное время стадии юности и молодости и еще является молодой горной страной, то овраг может начать «стареть» на протяжении человеческой жизни.

При определении относительного возраста рельефа и стадии его развития необходимо иметь в виду размерность элементов рельефа. Чем крупнее элемент рельефа, тем он, как правило, и древнее. Мезоформы моложе, чем их сочетания и чем, следовательно, тот крупный элемент рельефа, на фоне которого они сформировались. Межгорные впадины в современных высоких горных странах сформировались в неотектонический этап, хотя и в разные его отрезки. Многие впадины в Андах начали формироваться в неогене, а впадины Японии — в конце четвертичного времени. Однако современный аккумулятивный мезорельеф в пределах впадин, разных по возрасту, является разновозрастным, так как и те, и другие продолжают погружаться. На фоне погружения в них развиваются сходные формы, обусловленные аккумуляцией наносов, приносимых текущей водой. Очевидно, что стадия развития межгорных впадин — с одной стороны, наложенных аккумулятивных форм — с другой, занимают различные отрезки времени. Аккумулятивные формы, которые формировались когда-то в неогене, в современном рельефе межгорных впадин не выражены; они погребены мощной толщей осадков, заполняющих впадины по мере их погружения. Если иметь в виду такую межгорную впадину, как элемент мегарельефа, то она еще находится в стадии молодости. Аккумулятивные формы, развивающиеся в ее пределах на фоне погружения, моложе ее в геологическом и абсолютном возрастном отношении. Современные аккумулятивные формы находятся в разных стадиях — от дряхлых до юных.

Относительный возраст и стадийность отражают естественный путь развития природы в целом и отдельных ее компонентов. Стадии развития и весь жизненный путь элементов рельефа разного порядка занимают различные отрезки времени. Это отражает неравнозначность, «разномасштабность» природных процессов и явлений во времени и в пространстве. Сверхглубинные разломы, выход которых на земную поверхность выража-

ется в образовании геосинклиналей или подвижных поясов, остающихся активными («живыми») сотни миллионов лет, можно рассматривать в качестве рельефообразующего фактора планетарного порядка. Склоновый сток, только что начавший локализоваться, на глазах человека образует эрозионные борозды и промоины, а далее — и овраг. Он также представляет рельефообразующий фактор. Но сверхглубинный разлом и склоновый сток — факторы разного масштаба. Периоды существования элементов рельефа, созданных столь разными факторами, занимают неодинаковые отрезки времени. Как относительный, так и геологический возраст их неодинаков. Овраг в целом, со всеми стадиями его развития, представляет форму современную, развивавшуюся в историческое время. Межгорные впадины в молодой горной стране могут иметь разный возраст — неоген-четвертичный, четвертичный или, например, голоценовый; молодая горная страна, образовавшаяся в неотектонический этап — неоген-четвертичный, четвертичный (горы Японии, Курильских островов), верхне-четвертичный (горы молодых островных дуг) и др. Возраст рельефа горных стран, возрожденных (Хаин и Милановский, 1956) в неотектоническое время, но существовавших и ранее, определяется по соотношению в них молодых, новообразованных элементов рельефа и прежних, унаследованных. Если в современном рельефе участвуют унаследованные элементы и направленность развития долгое время не меняется, возраст горной страны в целом может быть определен как более древний, например, мезокайнозойский для Урала и значительной части Аппалачей (см. геоморфологическую карту).

СООТНОШЕНИЕ ВОЗРАСТА МЕГА- и МЕЗОРЕЛЬЕФА

Возраст современного рельефа какой-либо территории следует устанавливать с момента, когда началось такое преобразование исходного рельефа, которое обусловило его настоящий облик. Иногда возраст рельефа той или иной территории определяют с момента выхода ее из-под уровня моря. Например, возраст рельефа большей части Русской равнины определяется как пермский, послеюрский, послемеловой, по выходу из-под уровня моря. Однако после этого было немало событий в жизни суши. Так, центральная часть Русской равнины — Московская синеклиза — в валанжине представляла область прогибания и была занята мелководным морским бассейном. В маастрихте на ее месте была суша; прогибание сменилось поднятием и морем она больше не заливалась. Сформировалась инверсионная структура, выраженная в современном рельефе. Сложную историю пережили Воронежская и Волго-Уральская антеклизы

и др. Возраст современного мегарельефа на этих структурных формах надо датировать с того времени, когда они оформились в своем настоящем виде.

Понятия возраста суши и возраста рельефа совпадают лишь для некоторых территорий. Например, северная половина Каспийской синеклизы представляет молодую сушу, западная часть которой вышла из-под уровня моря в четвертичное время. Современный рельеф этой суши в главных своих чертах определяется тем, что она представляет морскую аккумулятивную равнину. Последующие процессы рельефообразования не изменили полностью элементов рельефа морской равнины, хотя текущие воды образовали в Прикаспийской низменной равнине долины, ветер, перевеявая песок, сформировал дюны и другие эоловые формы. Но поскольку облик всего рельефа в целом определяется в главных чертах тем, что это морская аккумулятивная равнина, которая в четвертичное время вышла из-под уровня моря, возраст рельефа всей этой территории (за исключением отдельных форм) можно считать четвертичным.

Экзогенные факторы рельефообразования также сыграли свою роль в облике современного мегарельефа Русской платформы. Плейстоценовое оледенение оставило наложенный аккумулятивный рельеф. На севере и северо-западе этот рельеф еще слабо переработан флювиальной денудацией. Поэтому о возрасте рельефа областей последнего оледенения мы можем судить достаточно определено, говоря, например, «друмлинный рельеф последнего оледенения» (Валмиерский район Латвии) и т. п. Однако современный рельеф всего северо-запада Русской равнины обусловлен не только последним оледенением. Он определяется тем, что разно направленные подвижки фундамента, сказавшиеся и в осадочном чехле, обусловили крупные элементы рельефа и предопределили путь размыва, что древние разломы унаследованы современными долинами (Рухин, 1959; Геренчук, 1960), и, наконец, тем, что образование аккумулятивного ледникового рельефа предопределено рельефом коренным, доледниковым. Поэтому при определении возраста элементов мегарельефа северо-запада Русской платформы правильное было бы использовать два индекса: индекс того отрезка времени, с которого структурные формы начали приобретать современное геоморфологическое выражение, и второй — времени последнего оледенения¹.

Даже в том случае, если та или иная структурная форма начала формироваться в палеозое и не испытала инверсии до настоящего времени, возраст ее как элемента мегарельефа вряд

¹ Этого не удалось сделать на геоморфологической карте Мира по техническим причинам — карта перегружена штриховыми и значковыми обозначениями.

ли возможно датировать, начиная с палеозоя. Современное геоморфологическое выражение древней структуры не соответствует тому, которое было в прежние этапы ее развития. Например, Амазонская мегасинеклиза не всегда развивалась однозначно. Она неоднократно переживала морской режим. Ее конфигурация была иной, с уклоном к западу, а не к востоку, что подтверждается характером выполняющих ее осадков. Поэтому иной была и ее роль в рельефе. Как элемент современного мегарельефа, или современная морфоструктура, она оформилась не ранее конца третичного времени, когда приподнялись Бразильский и Гвианский щиты и в поднятие оказались втянутыми граничащие с ними части синеклизы, а на западе образовался мощный Андийский подвижный пояс. Амазонская низменная равнина как элемент мегарельефа приурочена к Амазонской мегасинеклизе, но не совпадает с ней и они неоднородны по возрасту. В разные периоды рельефообразования эта мегасинеклиза, как и любая другая, имела неодинаковое геоморфологическое выражение.

Каспийская синеклиза также начала развиваться с рифея. Однако в настоящее время она не выражена в рельефе в качестве единой морфоструктуры. Ее восточная часть приподнята и с миоцена не погружалась (Шульц, 1962). В рельефе она выражена денудационным плато. Западная часть в неогене находилась под уровнем моря. Возраст рельефа этих двух частей синеклизы, с миоцена развивавшихся по-разному, неодинаков. Для восточной — период формирования рельефа, определивший его современный облик, соответствует неоген-четвертичному отрезку времени (см. геоморфологическую карту).

Возраст мегарельефа горных сооружений также не всегда определяется возрастом основного периода горообразования. Например, в мегарельефе Урала наследуются структурные формы герцинского сооружения, поскольку эта горная страна не испытала неотектонической активизации. В Тянь-Шане, где главным периодом горообразования был также герцинский, прежние структуры сильно переработаны мощными неотектоническими движениями. Поэтому и возраст рельефа этих горных стран неодинаков: мезокайнозойский и кайнозойский для Урала (во всяком случае Среднего и Южного), неоген-четвертичный для Тянь-Шаня.

Однако отдельные части Урала разновозрастны. Например, в речных долинах западного склона Среднего Урала самые древние террасы имеют олигоценный возраст, а высокая пойма — голоценовый. Следовательно, и возраст флювиального рельефа этой территории в целом и каждой речной долины определяется как кайнозойский. Рельеф развивался в одном направлении в течение этого длительного отрезка времени; тектонический режим существенно не менялся и не нарушал направления

развития рельефа. На восточном склоне Урала картина другая — там был иной, более непостоянный тектонический режим. Направление неотектонических движений не везде совпадало с направлением прежних. Это обусловило нарушение путей стока, изменение морфологии долин, перестройку главных элементов рельефа — речных долин и междуречных возвышенностей. Верхние третичные террасы нередко приурочены к брошенным долинам, и речная сеть преимущественно составлена из разновозрастных отрезков (Башенина, 1948). Только три четвертичные террасы сформированы в современных долинах и расположены почти повсеместно. Таким образом, для этого района речные долины в их современном виде моложе, чем рельеф восточного склона в целом; они имеют четвертичный возраст. Элементы третичного рельефа — террасы, днища древних долин — не переработаны, не погребены и тоже фигурируют в современном рельефе.

Пример о различии рельефа восточного и западного склонов Урала подтверждает, что возраст крупных элементов рельефа является более древним, чем возраст отдельных мезоформ.

Рельеф молодых горных стран, для которых основным периодом горообразования был альпийский, значительно более молод. Там даже третичные отложения (Кавказ, Карпаты, Анды, Японские горы и др.), не являются коррелятными современному рельефу; они дислоцированы и слагают горные хребты. В расчленяющих их речных долинах нет террас древнее четвертичных (а иногда — верхнечетвертичных).

Следовательно, к определению возраста мезоформ и сочетаний форм, т. е. крупных элементов рельефа, следует подходить по-разному, учитывая предысторию формирования рельефа и роль древних элементов в современном.

Таким образом, возраст структурных форм и возраст современного мегарельефа не одно и то же.

Начало развития крупных черт рельефа по-разному далеко уходит в геологическое прошлое.

Если говорить о возрасте таких крупных планетарных элементов рельефа, как материк или океаническая впадина, то, хотя современный облик рельефа тех и других сравнительно молод и обусловлен неотектоническими движениями, в пределах и материка, и океанической впадины многие черты современного рельефа предопределены еще на заре геологической истории. Многие горные пояса развивались унаследованно в течение ряда тектонических циклов (Скалистые горы и др.). Крупные долины современных рек на значительном протяжении совпадают с древними и выполнены аллювием разного возраста. Долины, выработанные в палеозойских породах, приурочены к древним разломам кристаллического фундамента платформы (Кама и др.).

При восстановлении истории развития рельефа следует иметь в виду возможность унаследования древних элементов рельефа — современными. Нередко древние элементы рельефа, даже погребенные под молодыми отложениями, могут оказаться включенными в современный период развития и подвергнуться молодым процессам размыва (например, древние долины).

Как известно из диалектики, пространство и время — материальны. Представление о времени возможно получить только по тем изменениям, которые происходят в материальных объектах Мира. Конкретное проявление пространства и времени, как формы существования движущейся материи, зависит от свойств этой материи, как содержания. Время «течет» в пространстве, где развивается, существует, «живет» материя. Время и пространство связаны развивающейся материей во всем многообразии ее конкретных объектов. Именно так происходит развитие рельефа Земли в целом и всех ее элементов — и планетарных, и мелких.

Глава VI

МЕТОДЫ ГЕОМОРФОЛОГИИ

Метод познания — единый, общий для всех наук — метод диалектический. Но каждой самостоятельной науке присущи свои частные методы. Частные методы отдельных наук — это те конкретные формы, которые принимает диалектический метод познания при изучении материальных объектов, представляющих предмет данной науки. Частные методы познания любого материального объекта заключаются в изучении этого объекта в развитии, во всех его природных взаимосвязях. Так и частные методы геоморфологии определяются ее содержанием и задачами, которые ставят перед наукой.

Необходимо оговорить различие между *методами науки* и *приемами исследования*. Всякое региональное исследование рельефа осуществляется рядом приемов. Эти приемы различны в зависимости от порядка изучаемых элементов рельефа, от характера рельефа, от цели исследования. В качестве примеров можно привести изучение аэрофотоматериалов, аналитические приемы исследования коррелятных отложений, изучение морфометрических показателей и многие другие.

Совокупность разнообразных приемов представляет *методику* или *технику исследования* и является содержанием специальных руководств (Башенина, Леонтьев, Пиотровский, Симонов, 1962).

Приемы, которыми пользуется геоморфология, могут применяться другими науками геологического и географического

круга. Многие приемы (но не методы) являются общими для ряда естественных наук. Из приведенного в главе I определения геоморфологии очевидно, что для познания рельефа во всех его природных взаимосвязях необходимо изучение материалов смежных наук. Эта необходимость вытекает из связи естественных наук между собой, что никоим образом не лишает их самостоятельности. Каждая наука имеет свой предмет исследования и свои методы, хотя многие приемы исследования по мере расширения связей между науками становятся общими.

Частный метод познания — это метод анализа и синтеза определенных взаимосвязей конкретного объекта науки. Метод объединяет данные, полученные разными приемами. Другими словами, приемы — это техника получения фактических данных, а метод представляет процесс осмысливания, обобщения конкретного фактического материала под определенным углом зрения (в плане данной науки), т. е. процесс познания.

Так, например, чтобы познать происхождение таких элементов рельефа, как горные хребты, впадины, речные долины, необходимо выяснить их связь с тектоникой. Связь рельефа с тектоникой можно изучать непосредственно путем наблюдений, при помощи анализа карт (топографических, геологических, тектонических), аэрофотоматериалов, данных бурения и т. д. В результате этих разнообразных приемов исследования будет получен объективный фактический материал. Сбор такого материала еще не представляет собой познания рельефа в его взаимосвязи с тектоникой. Во-первых, этот материал может быть использован не только геоморфологией, но и, например, геотектоникой для выявления тектонических закономерностей, может послужить для стратиграфии и т. п. Во-вторых, скважины со временем сможет пройти автоматический станок, литологический состав и мощности отложений могут описать исследователи разных специальностей. Однако установить связь рельефа с геологическим и тектоническим строением возможно только для того, кто понимает закономерности этой связи и, следовательно, владеет геоморфологическими методами познания природы. Рассмотрим эти методы.

Чтобы четко ответить на вопрос, как формируется и развивается рельеф, необходимо выяснить следующее.

1. Облик рельефа территории, подлежащей исследованию; особенности элементов рельефа.
2. Соотношение выработанных элементов рельефа с продуктами его разрушения и с аккумулятивными элементами рельефа.
3. Связь элементов рельефа и коррелятных отложений с новейшими тектоническими движениями и с неотектоническими структурами.
4. Связь элементов рельефа с геологическим строением: древ-

ними структурными формами, историей развития и составом горных пород.

5. Связь рельефа и коррелятных отложений с внешними оболочками Земли — атмосферой, гидросферой и биосферой.

6. Особенности современной динамики экзогенных процессов, количественные характеристики интенсивности их проявления, роль их в рельефообразовании и осадконакоплении.

7. Последовательность развития рельефа и коррелятных отложений; пути и возможности изменения направления развития рельефа в сторону, необходимую для правильного хозяйственного использования территории.

Эти вопросы определяются содержанием геоморфологии (см. гл. I). В результате изучения рельефа во всех указанных взаимосвязях возможно получить всестороннее представление о происхождении и развитии рельефа и Земли в целом и любой территории¹.

Каждый из поставленных выше семи вопросов, решающих ту или иную задачу, изучается определенным частным методом геоморфологии.

Морфологический метод. Сущность его заключается в познании пространственных взаимосвязей элементов рельефа Земли путем изучения их внешнего облика и размеров. Для этого необходимо установить их качественные и количественные (размерные) характеристики, соотношение одних элементов с другими, выявить генетически различные элементы мегарельефа и установить в их пределах неодинаковые по происхождению сложные и элементарные макро- и мезоформы рельефа; части (или элементы) этих форм — склоны, уступы; типы сочетаний форм и т. д.

Такое изучение элементов рельефа производится различными приемами в зависимости от масштаба исследований. Макро- и мезорельеф изучается непосредственно в поле. Важнейшими приемами представляются изучение аэрофотоматериалов и их детальное дешифрирование, а также морфометрическое изучение. Морфометрические показатели приобретают особое значение в связи с возможностью точных измерений. Получение объективных и точных морфометрических показателей для многих элементов рельефа позволяет иногда делать выводы об их происхождении, выявлять геологические структуры, перспективные для поисков полезных ископаемых.

Морфофациальный метод². Содержание этого метода состав-

¹ Эти же вопросы остаются основными и для геоморфологии дна океанов и морей. Однако путь изучения, приемы исследования (см. ниже) ее существенно отличаются.

² Фа́ция — это определенные физико-географические условия осадконакопления, характеризующие тот или иной генетический тип рыхлых коррелятивных отложений.

ляет изучение соотношений между рельефом и коррелятными отложениями в едином процессе их формирования.

Исследование коррелятных отложений и связей между ними и рельефом заключается в анализе вещественного состава отложений, путей их переноса, вторичных изменений, расположения их генетических типов в зависимости от элементов рельефа; в анализе фациальных условий, мощностей, установлении стратиграфии. Изучение рельефа и рыхлых отложений в их взаимосвязи является одним из важнейших способов изучения возраста рельефа, условий его образования, а также направления и темпа его развития. Приемы такого изучения разнообразны и определяются масштабом исследований. Так, для установления мощностей и литологического состава отложений в платформенных синеклизах, предгорных и межгорных прогибах, недостаточно применять только приемы геологического и геоморфологического исследования. Необходима комплексная методика, включающая интерпретацию геофизических данных с данными глубокого бурения и геохимического исследования. Практическое значение комплексного анализа коррелятных связей рельефа и отложений очень велико, особенно для поисков полезных ископаемых разного генезиса — россыпей, полезных ископаемых коры выветривания, нефти, соли и газа и др. (см. ниже).

Морфонеотектонический метод. Сущность этого метода заключается в познании закономерностей соотношения рельефа и неотектонических движений; соотношения элементов рельефа и неоструктурных форм разного порядка. Без анализа новейших и современных движений нельзя судить о происхождении рельефа. Такое изучение часто позволяет решать важнейшие вопросы геоморфологии — о возрасте рельефа, о темпах и направлении его развития, об интенсивности денудации или аккумуляции.

Ход развития рельефа в его современном виде в значительной мере определяется знаком и интенсивностью новейших и современных тектонических движений. При изучении связи рельефа с молодыми тектоническими движениями следует исходить из всей геологической истории той или иной территории. Необходимо установить соотношение молодых движений с древними по характеру (типу), направленности и интенсивности, а также дать количественную характеристику их скоростей.

Приемы изучения связи рельефа с неотектоническими движениями и с современными неодинаковы (Герасимов, 1950). К изучению скоростей современных движений на равнинах материковых платформ необходимо подходить крайне осторожно, так как методика еще недостаточно совершенна. Как показано Б. А. Русановым (1961), основной прием изучения величин поднятий и опусканий — повторное нивелирование —

требует некоторой ревизии. Изменения гидротермического режима грунта соизмеримы со скоростями поднятий и опусканий в пределах равнинно-платформенных областей. Поэтому пользоваться повторным нивелированием возможно лишь при строгом количественном учете гидротермических факторов. А. К. Певнев (1963) считает, что В. А. Русанов преувеличивает погрешности вследствие изменения гидротермического режима. Он намечает и пути устранения возможных ошибок при повторном нивелировании, принимая и некоторые предложения Русанова (сокращение длин нивелирных ходов и др.).

Морфогеологический метод. Сущность его составляет познание соотношений между рельефом и геологическим строением — структурой, а также и литологией, или между структурными формами разного порядка и их геоморфологическим выражением.

Рельеф невозможно рассматривать вне общего плана тектонического строения и истории развития структурных форм. История образования крупных структурных форм отражает процессы, происходящие во внутренних оболочках Земли. Изучение этих процессов пока доступно только геофизике. Поэтому приемы, которыми пользуется этот метод, в большинстве своем являются приемами геофизического исследования.

Морфогеографический метод¹. Связь рельефа с внешними оболочками Земли изучается морфогеографическим методом. Изучение рельефа в его связи с географическими условиями дает возможность предвидеть направление действия тех или иных экзогенных факторов и наметить пути и темпы развития различных элементов рельефа.

Путь познания соотношений рельефа и коррелятных отложений с географическими условиями заключается в анализе взаимосвязи рельефа и современных рельефообразующих процессов с другими компонентами ландшафта.

Приемы морфогеографического метода разнообразны. В них используются данные смежных наук — климатологии, геофизики, геохимии, геоботаники, почвоведения и т. д.

Морфодинамический метод. Изучение динамики экзогенных процессов чрезвычайно важно для выяснения генезиса и возраста элементов рельефа. Даже о возрасте мегарельефа нельзя судить без познания роли экзогенных рельефообразующих факторов.

Анализируя современные процессы в полевых условиях, особенно в момент их интенсивного проявления (паводки, песчаные бури, обвалы, осыпи, лавины, сели, ливни, штормы у берегов морей и т. д.), и те изменения, которые они вносят на

¹ В этом термине, как и в других, аналогичных ему (морфоструктура и др.), приставка «морфо» означает рельеф.

наших глазах в морфологию той или иной территории, можно судить о формировании и развитии соответствующих элементов рельефа. Изучение динамики экзогенных процессов помогает определить темп и знак тектонических движений и делать выводы о происхождении рельефа в целом, так как скорость экзогенного рельефообразования является производной всей географической обстановки (в том числе и рельефа) и времени. Приемы изучения современных экзогенных рельефообразующих процессов весьма разнообразны. Большое значение приобретают стационарные полевые наблюдения, сопровождаемые геодезическими измерениями для получения количественных характеристик процессов за определенные периоды и лабораторно-экспериментальные (Маккавеев и др., 1961). За последнее время все большее значение в изучении современной динамики экзогенных процессов приобретает и математический анализ. Дальнейшее развитие математических приемов исследования позволит прогнозировать направление развития рельефа в абсолютных величинах.

Палеогеоморфологический метод. Палеогеоморфологическим методом познается последовательность этапов рельефообразования и осадконакопления, продолжительность этапов, изменения условий. Путь исследования заключается в анализе древнего (в том числе и погребенного) рельефа, следовательно, и в анализе истории развития структурных форм, древних уровней денудации, рельефообразующих процессов прошлого, стадий развития рельефа на фоне изменений тектонического режима и географической обстановки, коррелятных отложений по этапам (стадиям) развития. Палеогеоморфологический метод тесно связан с другими шестью методами. Основываясь на анализе сложных взаимосвязей, непрерывно изменяющихся в пространстве и во времени, он дает синтез всех сведений о рельефе.

Каждый из перечисленных методов имеет право на известную самостоятельность, потому что может решать какую-либо частную теоретическую и связанную с ней практическую задачу науки. Так, для целей транспортного, городского и портового строительства морфодинамическим методом изучаются геоморфологические явления, связанные с образованием лавин, эоловых форм, наледей, с динамикой береговой зоны моря. Часто для тех же целей бывает необходимо описание общего характера (уклоны, высоты, пересеченность, протяженность тех или иных форм); в таком случае исследование проводится морфологическим методом.

Ни один из методов геоморфологии не сводится только к анализу, но содержит и элемент синтеза.

Понятие «геоморфологический метод» в единственном числе так же, как ботанический, почвенный, геодезический и др.,

чаще употребляется в смежных науках при решении какой-либо конкретной задачи этой науки. Так, в геотектонике пользуются методами геодезическим, геоморфологическим и пр. для решения определенных задач геотектоники: выяснения знака и интенсивности новейших тектонических движений путем геодезических измерений, изучения высот и спектров террас, перемещения береговой линии моря и т. д.

Правильное представление о методах науки и о приемах как технике исследования приобретает всё большее значение. Недостаточно четкое определение понятий «метод» науки и «прием» исследования привели к тому, что некоторые ученые не совсем верно представляют дальнейший прогресс ряда естественных наук, изучающих Землю. Использование этими науками геофизических и геохимических приемов исследования воспринимается как неизбежная замена геологических наук геофизикой и геохимией и «отмирание» геологии, а также и географии (Федоров, 1962), т. е. вытеснение «новыми» науками — «старых». Однако это не соответствует тому, как развиваются науки о Земле. Если, например, в геоморфологии, четвертичной геологии и др. используются материалы почвоведения, то это не значит, что почвоведение можно свести только к решению задач, важных для геоморфологии или четвертичной геологии. Для обеих этих наук данные почвоведения используются как вспомогательные при решении какой-либо частной задачи, т. е. так, как данные геоморфологии, геодезии, четвертичной геологии используются в геотектонике.

Геоморфология, как и другие географические и геологические науки, широко применяет различные геофизические и геохимические приемы исследования; последние — особенно при поисках полезных ископаемых геоморфологическими методами, при изучении кор выветривания, коррелятных тем или иным элементам рельефа, тем или иным периодам рельефообразования. Однако геохимический анализ, как и использование данных геофизики и других приемов, общих для ряда наук, не «вытеснят» геологические и географические науки — в том числе и геоморфологию, хотя сфера применения этих приемов будет расширяться.

Следствием недостаточно четкого представления о методах науки явилась тенденция среди зарубежных геоморфологов — в частности, некоторых французских, делить единую геоморфологию на отрасли. Так, Ж. Трикар (1959), А. Кайе (1959) и др. разделяют геоморфологию на структурную и климатическую. Во Франции это отражает отрыв геологии от географии, исторически обусловленный, так как геоморфология и география изучаются там на отделении гуманитарных наук, а геология — естественных. Однако вслед за французскими учеными и некоторые советские геоморфологи также разделяют

геоморфологию на структурную и климатическую (Н. И. Макавеев и др.).

Разделение геоморфологии на структурную и климатическую противоречит общепризнанному в настоящее время положению о том, что рельеф представляет результат одновременного воздействия тектонических и экзогенных факторов на поверхность Земли. При всех достижениях французской геоморфологии вряд ли стоит в этом отношении следовать французским ученым, тем более, что по вопросу предмета и методов геоморфологии у них нет единого мнения. Ж. Трикар и А. Кайе считают, что геоморфология — наука синтетическая и имеет лишь свой предмет, а методы ее исследования — лишь методы «рассуждения», которые отражают отставание геоморфологии от других наук (Трикар и Кайе, 1959). Ж. Сюре Каналь (1959) считает, что если исходить из мнения названных ученых, то геоморфология — не наука. С таким подходом к геоморфологии вряд ли могут согласиться советские ученые.

Взгляды Ж. Трикара и А. Кайе не разделяются и крупным французским ученым П. Биро (1955). П. Биро не делит геоморфологию на структурную и климатическую, считая, что развитие рельефа представляет антагонистическое единство тектонических сил и эрозии. Он подробно описывает методы геоморфологии. Главными из них, по П. Биро (1955), следующие:

1. Метод изучения ископаемого рельефа. Этот метод переходит в геологический, так как геоморфология должна заниматься только таким древним рельефом, который выражен в современном.
2. Метод коррелятных отложений. Этому методу П. Биро придает большое значение, справедливо подчеркивая, что в коррелятных отложениях отражаются тектонические и климатические изменения условий рельефообразования.
3. Метод изучения самих форм рельефа.

* *

*

В ряду важнейших методов исследования природы, в том числе и рельефа, должна стать кибернетика. Однако из поля зрения современной кибернетики серия наук о неорганической природе пока почти выпала. Между тем основной метод кибернетики — использование аналогий с целью изучения различных материальных объектов как бы с одной стороны — мог бы пролить свет на закономерности развития Земли со всеми ее оболочками (внутренними и внешними) как саморазвивающейся и саморегулирующейся единой системы. Кибернетика, как наука о связях, о закономерностях управления, общих для разных систем, могла бы стать отправной точкой

для дальнейшего прогресса науки о Земле в самом широком понимании.

Особую роль играет картографический метод исследования (Салищев, 1951), которым пользуется каждая естественная наука, как важнейшим способом обобщения — в том числе и геоморфология.

Применение картографического метода в геоморфологии заключается в привязке геоморфологических наблюдений к карте путем опознавания объектов или путем геодезических измерений. Картографический метод дает возможность устанавливать закономерности в размещении рельефа в пространстве и их взаимосвязи с географической и геологической обстановкой. Геоморфологические карты представляют собой необходимый результат геоморфологических исследований и своего рода «квинтэссенцию» теоретической геоморфологии.

Общая геоморфологическая карта может быть составлена лишь в результате изучения рельефа всеми методами, т. е. во всех его взаимосвязях.

В результате всестороннего геоморфологического исследования, т. е. всеми частными методами, намечается картина развития рельефа и коррелятных отложений на фоне изменений условий рельефообразования. Для этого в пределах изучаемой территории выделяются элементы рельефа разного порядка, различные сочетания макро-, мезо- и микроформ изменяющегося рельефа и устанавливаются их генетические соотношения друг с другом и с мегарельефом. На основании региональных исследований составляется классификация различных элементов рельефа.

ГЛАВА VII

СИСТЕМАТИКА И КЛАССИФИКАЦИЯ ЭЛЕМЕНТОВ РЕЛЬЕФА

ТЕОРЕТИЧЕСКОЕ И ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ СИСТЕМАТИКИ И КЛАССИФИКАЦИИ ЭЛЕМЕНТОВ РЕЛЬЕФА

Рельеф, как и другие материальные объекты, существует как целое (общее) в отдельных элементах разного порядка. В процессе познания отдельных элементов раскрываются закономерности развития рельефа всей поверхности Земли.

Элементы рельефа разнообразны по своим пространственно-временным соотношениям и по происхождению. Поэтому невозможно изучать рельеф, не разобравшись в многообразии его элементов и их таксономическом соподчинении. Необходимо систематика элементов рельефа.

Систематика представляет основной раздел любой естественной науки и закономерный этап в ее развитии. Геоморфологическая систематика представляет классификацию элементов рельефа по их генетическому, возрастному и размерному соподчинению (таксономическая система). Она является одной из главных задач геоморфологии и первым шагом к крупным обобщениям, так как при систематизации элементов рельефа должны быть использованы знания, накопленные геоморфологией и смежными науками — геотектоникой, геологией, климатологией и др. Представляя результат синтеза сведений о рельефе, систематика отражает степень нашего познания объективно существующего рельефа.

По мнению И. П. Герасимова и М. А. Глазовской (1961), «...во всякой самостоятельной науке общая классификация изучаемых предметов является обычно центральной теоретической проблемой. История разработки классификации и ее современное состояние служат наилучшим материалом для суждения о теоретической прогрессивности и методической плодотворности представлений, составляющих основу науки».

Многие естественные науки обладают достаточно развитой систематикой. В. Г. Гептнер считает, что систематика — самая старая из биологических дисциплин и что ботаника и зоология долгое время представляли лишь систематику. Но она непрерывно меняется по мере углубления человеческого познания.

В каждой естественной науке систематика развивалась сложным путем, по мере накопления фактического материала, позволяющего непрерывно расширять и дополнять признаки классифицируемых объектов, вводить новые объекты. Менялись принципы систематики.

Геоморфология, как самостоятельная наука, моложе многих естественных наук. Тем более молода геоморфология в ее современном содержании.

Геоморфологическая систематика на современном уровне развития геоморфологии не может отразить полную картину формирования рельефа. Не все ступени систематики совпадают с фактическим соподчинением одних элементов рельефа другим и не находятся в абсолютном соответствии с тем, что существует в природе. Наши знания о рельефе ограничены; мы еще мало знаем о древнем рельефе, о происхождении мегарельефа, не всегда можем судить, например, о том, что собой представляла в палеозое, мезозое та или иная горная страна, унаследованная современным рельефом. Рельеф изучен неодинаково. Хуже исследованы южные материка. Значительно менее известен рельеф океанических впадин. Нет пока исчерпывающей систематики тектонических структур. Ее разработка должна бы предшествовать геоморфологической

систематике. Поэтому геоморфологическая классификация элементов рельефа неравноценна для разных ступеней систематического ряда.

Систематизируя элементы рельефа, следует учитывать все возможные главные признаки, характеризующие его сложное многообразие. Систематика должна быть гибкой, позволяющей непрерывно дополнять ее по мере углубления наших знаний о рельефе.

Помимо научно-теоретического интереса, геоморфологическая систематика имеет и народнохозяйственное значение. Систематика и конкретный перечень элементов рельефа разного порядка для каждой ступени систематического ряда представляют основу для легенд геоморфологических карт разных масштабов (Башенина и др. 1959). Почвенная, геоботаническая и тектоническая картография развиваются именно таким образом: в основу легенд карт разного масштаба положены объекты разного систематического ранга (Сочава, 1954 и 1959; Герасимов и Глазовская, 1961; Богданов, Муратов, Хаин, 1963 и др.).

КРАТКИЙ ОБЗОР ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ КЛАССИФИКАЦИЙ

Попытки создания системы в соотношении различных элементов рельефа делались давно и почти все диктовались растущей потребностью в геоморфологических картах. Первые классификации отражали только внешние черты элементов рельефа. Развернутая генетическая классификация элементов рельефа впервые была предложена В. М. Дэвисом (1924). Считая, что различие форм рельефа находится в зависимости от характера залегания пород и воздействующих на них экзогенных агентов и времени (т. е., по Дэвису, структура — процесс — стадия), Дэвис выделил четыре основных типа структур и подразделил их в зависимости от литологии. В более высоких порядках рельеф разделяется на основании различий экзогенных процессов и стадии развития.

Основные структуры, выделенные Дэвисом, следующие:

1. Слоистые, подразделяющиеся по степени дислоцированности, причем каждая структура может дать ряд вариантов в зависимости от стойкости пород.

2. Массивные — кристаллические или метаморфические породы приблизительно одинаковой стойкости.

Комбинированные структуры — в любых сочетаниях массивные и слоистые.

3. Вулканические.

В соответствии с ведущими экзогенными агентами Дэвис выделил географические циклы развития рельефа: эрозионный

(наиболее распространенный), морской (береговой), ледниковый, карстовый и пустынный. По представлениям Дэвиса, с течением времени в разной геологической структуре под воздействием неодинаковых экзогенных процессов формируются разнообразнейшие формы рельефа.

Таким образом, Дэвисом сделана попытка создания теоретической схемы не только классификации, но и систематики форм рельефа суши, в основу которой положено представление о развитии рельефа в результате взаимодействия эндогенных и экзогенных факторов. Для того времени это был крупный шаг в развитии теории геоморфологии, хотя критики Дэвиса справедливо упрекали его в том, что он исходил из уже созданной геологической структуры, не учитывая новейших тектонических движений.

Следующим этапом были классификации по морфотектоническим признакам. Выделялись элементы рельефа, связанные с определенными структурно-тектоническими единицами. Обычно они не претендовали на общетеоретическое значение и составлялись для обзорных карт крупных районов и даже материков (Мартонн, 1950; Махачек, 1960 и 1961).

Более полной была систематика, составленная О. Энгельном (1942). Он выделил элементы рельефа первого, второго и третьего порядков, дав их классификацию. Рельеф первого порядка — материка и океаны, второго — геосинклинали и платформы, антиклинали и синклинали, горсты и грабены. Разделение, следовательно, производилось по направленности и типу эндогенных движений. Рельеф третьего порядка, по Энгельну, образуется из категорий рельефа второго порядка, в зависимости от структурных особенностей экзогенных агентов — солнечного тепла, ветра, воды и других.

Энгельн выделяет два класса геологических структур, представляющих самые крупные подразделения рельефа материков — простых и нарушенных. В каждом классе выделяются группы структур. В первом классе они различаются по литологии субстрата — группа рыхлых или слабосцементированных пород, группа хорошо сцементированных осадочных пород и группа известняков. Во втором классе Энгельн выделяет две группы: складчатых и сбросовых сложных структур, подразделяя их на сложно нарушенные складчато-сбросовые структуры, купольные структуры, простые и сложные складчатые горы и глыбовые горы. Во вторую группу Энгельн включает горы, равнины и плато на древних жестких массах щитов.

Признаки разделения групп в классах нарушенной и ненарушенной структур различны. В группах класса ненарушенной структуры Энгельн выделяет категории рельефа на основании различий экзогенных агентов, например, равнины тун-

дры с вечной мерзлотой, плоские морские равнины и т. д. В группах класса нарушенной структуры рельеф разделяется в зависимости от типа структуры. Таким образом, элементы горного и равнинного рельефа классифицируются по-разному. Такой несколько разный подход к горам и равнинам обоснован, так как структуры обуславливают более существенные различия в рельефе гор, чем экзогенные факторы.

Классификацию элементов рельефа третьего порядка Энгельн предлагает в качестве основы для легенд мелкомасштабных (обзорных) геоморфологических карт и прилагает составленную им по такой легенде карту Южной Америки¹.

Проблема классификации привлекла внимание и французских ученых — А. Кайе и Ж. Трикара (1959), которые считают, что основными принципами классификации геоморфологических явлений следует считать динамический и измерительный. Динамический заключается в классификации форм по преобладающим процессам — эндогенным (вулкан, горст, океаническая впадина) и экзогенным (речное ложе, морской пляж, останец). Измерительный принцип предполагает классификацию форм по размерам. Он отражает количественную сторону явлений, а динамический — качественную. По мнению авторов, систематически сочетать эти принципы еще невозможно, и сложность геоморфологических явлений не позволяет построить единую классификационную схему. Поэтому пока следует пользоваться различными схемами, сопоставлять их, а затем по мере прогресса геоморфологических исследований увязать между собой. По такому пути шло развитие биологических систематик.

В СССР первая полная геоморфологическая классификация была предложена И. С. Щукиным (1946). И. С. Щукин разработал классификацию типов рельефа, которые объединяются в группы типов. По его мнению, эта классификация должна служить основой легенд для обзорных геоморфологических карт больших территорий, на которых показывать формы рельефа уже нельзя, а возможно только «...выделение пространств, занятых определенными сочетаниями форм» (Щукин, 1946, стр. 35). В основных принципиальных установках И. С. Щукин следует идеям Дэвиса, развивая и конкретизируя их. Классификация построена на основании следующих факторов:

1. По различиям структуры И. С. Щукин выделяет четыре категории рельефа (группы типов рельефа): первично-тектонический, выработанный, или денудационный, аккумулятивный, или построенный, денудационно-аккумулятивный.

¹ Обзор некоторых других зарубежных классификаций крупных форм рельефа земной поверхности — см. К. К. Марков, 1948.

2. В пределах каждой категории он выделяет типы рельефа по ведущим признакам. Так, в первично-тектоническом и структурном рельефе типы рельефа выделяются в зависимости от структурно-тектонических различий, а в денудационно-аккумулятивном и аккумулятивном — по характеру денудации или аккумуляции.

3. В типах выработанного рельефа в зависимости от стадии развития И. С. Щукин выделяет генетические ряды, считая, что с течением времени выражение структурности в рельефе утрачивается. Рельеф через стадию преобладания структурных элементов переходит в пенеплен (почти равнину).

Всего выделяется 47 типов рельефа.

Классификация И. С. Щукина представляет большой интерес. Мысль И. С. Щукина о том, что нельзя классифицировать элементы аккумулятивного и денудационного рельефа на основании одних и тех же признаков и что важно выделить ведущее и определяющее начало в происхождении разных групп элементов рельефа, справедлива. Правильно и представление о том, что объекты картирования различны для карт крупных и мелких обзорных масштабов.

Недостатком этой классификации является отсутствие соподчинения главных и второстепенных элементов рельефа, а также и то, что элементы рельефа разного порядка объединены в классификационный ряд одного систематического значения. Позже идею о генетической классификации элементов рельефа без учета их размерности и систематического значения И. С. Щукин развил далее, подчеркивая именно это обстоятельство.

Одной из первых попыток дать классификацию крупных элементов рельефа — форм первого порядка — в соподчинении их с более мелкими, является классификация К. К. Маркова (1939, 1948), нашедшая свое отражение на карте геоморфологического районирования СССР. В основу систематики и генетической классификации крупных форм рельефа Земли К. К. Марковым положена направленность процесса тектогенеза. В соответствии с этим выделяются следующие категории крупных форм:

I. Формы первого порядка: ступень дна мирового океана, ступень материковых платформ и ступень высоких выровненных поверхностей.

II. Формы второго порядка: тип рельефа эрозионно-тектонического с преобладающим восходящим развитием (геосинклинальные области); тип рельефа структурного, также с преобладающим восходящим развитием (платформенные области); тип рельефа аккумулятивного с преобладающим нисходящим развитием (геосинклинальные и платформенные области).

Это разделение крупных элементов рельефа поверхности Земли основано на единственно правильном признаке — различии тектогенеза. Однако для настоящего времени оно недостаточно полно. Кроме того, говоря все время о крупных формах рельефа Земли, К. К. Марков в пределах форм выделяет типы рельефа, представляющие комплекс форм, хотя и более мелкого порядка. Трудно согласиться и с пониманием типа рельефа. Вероятно, правильнее считать, что это более крупные систематические категории, чем типы рельефа.

В дальнейшем попытки классифицировать рельеф предпринимались неоднократно. Однако все они имели существенные пробелы, или представляли классификацию, где в одном таксономическом порядке были смешаны элементы рельефа, неодинаковые по масштабу проявления рельефообразующих факторов и по таксономическому рангу, или представляли систематику без генетической классификации элементов рельефа разных порядков.

В числе работ по систематике и классификации элементов рельефа в СССР за последние годы интересны работы И. П. Герасимова (1946 и 1959), В. Е. Хаина и В. А. Гроссгейма (1954); В. Е. Хаина и Е. Е. Милановского (1956); Ю. А. Мещерякова, (1960), Межведомственной геоморфологической комиссии под руководством С. С. Шульца. Введенное И. П. Герасимовым разделение рельефа поверхности Земли на морфоструктурные элементы разного порядка прочно вошло в теорию геоморфологии.

Разделение форм рельефа по их размерам, определяемым происхождением, дано В. Е. Хаиным и В. А. Гроссгеймом. В пределах планетарных форм — материков и океанов — авторы выделяют формы мегарельефа первого и второго порядка, формы макрорельефа, мезорельефа и микрорельефа и приводят примеры этих форм.

Классификация В. Е. Хаина и Е. Е. Милановского и составленная на ее основании первая геоморфологическая карта Мира дает всестороннюю генетическую характеристику для элементов рельефа планетарного порядка — типов и подтипов мегарельефа.

Ни одна из указанных работ по систематике и классификации пока не закончена. Принципы И. П. Герасимова, Ю. А. Мещерякова положены в основу легенд обзорных карт Мира и материков, разработанных в Институте географии и изданных в Физико-географическом атласе Мира (1964).

Проект Межведомственной комиссии, составленный при участии автора, остался недоработанным. Попытка дальнейшего развития этого проекта, также не доведенная до завершения в части классификации, была произведена автором с целью увязки элементов рельефа различного систематического ран-

га с геоморфологическим картированием в разных масштабах (Башенина и др., 1959).

Вероятно, ни одна из указанных систематик и классификаций не может претендовать на универсальность, так же, как и та, которая приводится в этой книге. Достаточно сравнить вышеприведенные работы хотя бы по их крайне разнообразной терминологии, чтобы представить, что все они вместе являются лишь первым шагом в составлении единой таксономической системы элементов рельефа и генетической классификации для каждого систематического ранга.

ПРИНЦИПЫ СИСТЕМАТИКИ И КЛАССИФИКАЦИИ ЭЛЕМЕНТОВ РЕЛЬЕФА

Генетическая классификация элементов рельефа любого порядка должна исходить из отражения следующих его особенностей:

1. Размеров и внешнего облика элементов рельефа.
2. Происхождения элементов рельефа, определяемого направленностью и интенсивностью тектонических движений, геологической структурой и составом горных пород и климатом, обуславливающим характер экзогенных процессов.

3. Возраста элементов рельефа и стадий его развития.

К элементам рельефа первого порядка (планетарным) относятся материка (с подводной окраиной), зона перехода от океанов к материкам и ложе океанов. Эти элементы хорошо видны на физической карте. Они неодинаковы по внешнему облику и происхождению, что обусловлено планетарными различиями общей направленности тектогенеза и структуры земной коры.

В таблице 1 (Приложение 3) приведена систематика элементов рельефа семи порядков. В ней дана не только систематика, но и классификация элементов рельефа (до четвертого порядка включительно для зоны перехода и ложа океанов, до шестого — для материков). Эта систематика является типологической, отражающей не только различие, но и сходство элементов рельефа одного порядка. Типологическое сходство элементов рельефа разномасштабно, как разномасштабны и сами элементы. Элементы рельефа типологической систематики не являются неповторимыми. В различных и удаленных друг от друга областях при сходных условиях рельефообразования могут образовываться сходные элементы рельефа каждого порядка.

Названия, которые даны элементам рельефа разного таксономического ранга в таблице 1, условны и, вероятно, могут быть заменены другими. Они выбраны потому, что подчеркивают типологическое направление предлагаемой систематики.

В пределах каждого из элементов рельефа первого порядка благодаря неодинаковой направленности и интенсивности тектонических движений в подвижных поясах и на платформах (материковых и океанических) выделяются элементы рельефа второго порядка: 1) горы и 2) равнины платформ (материковых и океанических).

Под названием «горы» здесь понимается весь горный рельеф земной поверхности. В пределах гор, как видно на любой физической карте Мира, выделяются пояса высоких гор, расположенных в направлении, близком к широтному (горы Средиземноморского и Центрально-Азиатского поясов) и меридиональному (горы Тихоокеанского «кольца»). Среди горных поясов находятся овалы нагорий — высоко поднятого менее расчлененного рельефа, окаймленного горными цепями (Тибет, Пуна, Иранское нагорье и др.). Наряду с поясами высоких гор на равнинах материков поднимаются невысокие горы — Урал, Аппалачи, горы востока Австралии, Центральной Европы и др. Внутри горных поясов и по их окраинам выделяются равнины межгорных и предгорных впадин.

В таком разделении основных элементов горного рельефа находит свое выражение сложное тектоническое развитие подвижных поясов. Пояса высоких гор относятся к областям молодого (неотектонического) горообразования. Невысокие горы расположены на материковых платформах. Они не испытали значительной активизации в неотектонический этап.

На материках в пределах гор благодаря различиям направленности и интенсивности новейших тектонических движений выделяются следующие элементы рельефа третьего порядка: 1) горы платформ, 2) горы подвижных поясов, 3) нагорья, 4) равнины межгорных и предгорных тектонических впадин и прогибов.

Равнинные области суши расположены на материковых платформах. Среди них в качестве элементов третьего порядка выделяются: 1) равнины возвышенные и 2) низменные. Равнины низменные, в основном аккумулятивные, приурочены к областям длительного прогибания платформ (Западно-Сибирская, Амазонская, Миссисипская и др.). Возвышенные равнины являются денудационными и обычно формируются на участках, испытывающих медленное поднятие. Коренное различие аккумулятивного и денудационного равнинного рельефа Земли обусловлено неодинаковой интенсивностью и направленностью новейших тектонических движений.

В пределах каждого из этих элементов третьего порядка рельеф различается в зависимости от истории тектонического развития, от сочетания молодых и древних тектонических элементов.

Характер горного рельефа зависит также от преобладающего

типа молодых движений — складчатых или разрывных. Горный рельеф, образовавшийся на месте альпийских геосинклиналей (Кавказ, Анды, Альпы, Гималаи) и древних горных областей, захваченных альпийскими движениями (Тянь-Шань, Неваиды, Кунь-Лунь и др.), неодинаков потому, что различны главные черты структуры. Таким образом, элементы горного рельефа четвертого порядка — типы мегарельефа — различаются в зависимости от того, как сочетаются новейшие движения с древними и где они проявляются (в геосинклиналях, древних подвижных поясах). Это определяет главные различия структуры горных поясов.

Рельеф как аккумулятивных, так и денудационных равнин также неодинаков по внешнему облику в зависимости от соотношения древних и новейших тектонических движений. Этими факторами определяются элементы равнинного рельефа четвертого порядка — *типы мегарельефа*. Как видно в таблице 1, те же факторы определяют различия элементов рельефа первых четырех порядков в пределах зоны перехода и ложа океанов.

Таким образом, крупные элементы рельефа Земли первых четырех порядков (мегарельеф) обусловлены главными различиями процесса тектогенеза на протяжении геологической истории и соответственно неодинаковыми основными чертами тектонической структуры (общей или внешней).

Типы мегарельефа представляют крупные участки земной поверхности, обособленные друг от друга и хорошо выраженные морфологически. В пределах типов мегарельефа материков могут быть выделены подтипы по высотам, определяемым в основном интенсивностью новейших тектонических движений. Однако, как видно из данных таблицы 1, не все эти крупные элементы рельефа различаются по высоте. Для некоторых из них колебания высот невелики. Поэтому подтипы мегарельефа не выделяются в самостоятельную категорию.

Элементы мегарельефа сложны и разнообразны по происхождению. Каждый элемент мегарельефа отличается от другого (того же порядка) по планетарным, генетическим и орографическим особенностям. Однако, если изучать элементы мегарельефа в сравнении с другими того же порядка, то между ними выявляется определенное типологическое сходство. Сложные и многообразные различия генезиса и внешнего облика в пределах каждого из крупных элементов мегарельефа одного порядка представляют детали. Они существенны для более мелких элементов рельефа.

Самые крупные планетарные элементы — материки, зона перехода между океанами и материками и ложе океана, а в их пределах — горы и равнины разделяются на элементы мегарельефа третьего и четвертого порядков, условно названные

группами типов и типами мегарельефа (табл. 1). Типы мегарельефа разделяют на группы типов макро- и мезорельефа — элементы рельефа пятого порядка, выделяемые по ведущим признакам, неодинаковым для гор и равнин. Основным признаком для рельефа аккумулятивных равнин является характер аккумуляции, для денудационных — характер денудации, для гор — главные черты внутренней структуры.

В группах типов макро- и мезорельефа выделяются подгруппы — элементы рельефа шестого порядка — по особенностям морфологии, определяющимся стадией тектонического развития и современным тектоническим режимом (см. табл. 1). Элементы шестого порядка разделяются на типы рельефа в зависимости от преобладающих мезоформ, сочетание которых они представляют.

Облик рельефа, от самых крупных до самых мелких его элементов, всегда обусловлен и стадией развития. Все элементы рельефа одного порядка будут различны, если они находятся в разных стадиях развития. Поэтому стадия развития представляет важный классификационный признак для элементов рельефа любой ступени таксономического ряда.

ПРИНЦИПЫ ГЕНЕТИЧЕСКОЙ КЛАССИФИКАЦИИ ТИПОВ РЕЛЬЕФА

Направленность и интенсивность тектонических движений остаются важнейшими признаками разделения элементов всех порядков, но в каждом порядке появляются и дополнительные характеристики. Чем мельче элемент рельефа и чем ниже он стоит в таксономическом ряду, тем больше появляется характеризующих его генетических, возрастных и морфологических признаков. Поэтому в определении элементов каждой более низкой ступени таксономического ряда должна содержаться и характеристика элементов более высоких ступеней, и те особенности, по которым отличаются друг от друга более мелкие элементы рельефа. Рассмотрим это на примере равнинного рельефа. В пределах равнин материковых платформ выделяются денудационные и аккумулятивные равнины — элементы рельефа третьего порядка. На аккумулятивных равнинах по морфологическому признаку, определяемому соотношением прежнего и новейшего погружения и соответственно глубиной залегания коренного основания, выделяются типы мегарельефа. Значит, определение одного из типов мегарельефа таких равнин будет звучать так: аккумулятивная равнина на глубоко залегающем основании платформенного прогиба. Для групп типов макро- и мезорельефа — элементов пятого порядка — к этому определению прибавится определение характера аккумуляции (ледниковая, морская или аллювиальная), а для рельефа шестого порядка — характеристика тек-

тонического режима (опускающаяся, относительно стабильная и т. д.; см. табл. 1). В определении элементов рельефа седьмого порядка — нижних членов систематического ряда — прибавится и название самих форм. Например, для ледниковой равнины — «друмлинная», «камовая», «равнина основной морены» и т. д., т. е. элементами седьмого порядка являются генетические типы макро- и мезорельефа. Тип рельефа — сочетание определенных форм.

Генетический тип рельефа представляет закономерное сочетание мезоформ рельефа, обусловленное направлением и историей тектонического развития, внутренней структурой, определенным характером денудации или аккумуляции и стадией развития. Например, флювиальный останцовый низкогорный рельеф на древнем складчатом основании. Низкогорный рельеф может быть результатом развития и разрушения более высоких гор, но может образоваться и в ранней стадии развития рельефа во вновь начавшей подниматься стране. В этих двух случаях соотношения элементов рельефа и тектонических структур будут резко отличны. В поднимающейся стране долины уже, рыхлые отложения преимущественно выносятся реками и склоновыми процессами, склоны круче. Если низкогорный рельеф представляет результат разрушения более высокой горной страны, то долины шире, к днищам долин и к террасам привязаны денудационные поверхности, возвышенности нередко имеют останцовый характер. Из приведенного примера следует, что основные черты морфологии, обусловленные стадией развития, связаны с современным тектоническим режимом. Тектонический режим определяет характер и выраженность внутренней структуры в рельефе. В зависимости от этого типы горного рельефа различаются между собой. Горы молодые, растущие, где тектоника непосредственно выражена в рельефе и где экзогенные агенты пока еще не затушевывают этого основного качества, можно называть первично-тектоническими (например, хребты Терский и Сунженский на Кавказе, Сиваликские горы и др.). Горы, где структуры срезаны, представляют остаточные горы, которые различаются в зависимости от деталей внутренней структуры, в той или иной мере отпрепарированной — моноклиальной, преимущественно глыбовой или преимущественно складчатой. Если складки различного облика (коробчатые, гребенчатые и др.), благодаря денудационной препарировке выражены в рельефе и создают основные черты морфологии, это также должно найти место в определении типа рельефа. В характеристике типов горного рельефа должны найти отражение морфоструктурные особенности.

Следующим важнейшим признаком, характеризующим типы рельефа, является стадия развития экзогенных форм (релик-

товые и активно формирующиеся ледниковые формы, гольцовые террасы и т. д.).

Сложнее выявляются стадии развития при разделении на типы рельефа подгруппы типов рельефа ледниковых и водноледниковых аккумулятивных равнин. Типы рельефа здесь также выделяются по основным чертам морфологии (камовые равнины, холмисто-западинные, моренные и т. д.), но условия, в которых они формировались, ныне не существуют. Такой рельеф представляет реликт прежних условий рельефообразования. Поэтому для аккумулятивных ледниковых равнин речь может идти лишь о стадии развития того рельефа, который стал формироваться на реликтовой ледниковой равнине после стаивания ледника. Ледниковый рельеф — только субстрат, на котором развиваются флювиальные или мерзлотные формы. Пока еще в рельефе выражается его ледниковое (или водно-ледниковое) происхождение и он не принял облик флювиального или мерзлотного, его можно считать ледниковым. На севере Сибири мерзлотно-ледниковый рельеф, образовавшийся при синхронном действии трансгрессии моря, льда и мерзлоты, в настоящее время развивается только при участии мерзлоты. Причем, иногда настолько активном, что ледниковые формы местами переработаны. В таком случае, это уже рельеф мерзлотный: новое качество вытеснило прежнее.

Южнее границы последнего оледенения реликтовый ледниковый рельеф переработан флювиальными процессами. Там иные типы рельефа — следствие флювиальной переработки ледникового рельефа. Изменение более мелких элементов рельефа в процессе развития влечет за собой изменение более крупных. С течением времени это приводит к образованию иного рельефа поверхности Земли в целом.

В формировании некоторых типов рельефа затруднительно выделить один ведущий процесс. Образование их происходит при сингенетичном, равном участии двух или нескольких экзогенных агентов. В таком случае и в наименовании типа рельефа это находит отражение. Например, на северо-западе европейской части Союза низменная моренно-холмистая равнина на близко залегающем коренном основании, относительно стабильная, резко отличается по основным чертам морфологии от моренных равнин севера Сибири, где переработка мерзлотными процессами, начавшаяся сразу после стаивания ледника, интенсивно продолжается до настоящего времени. Переработка обусловила особое сочетание ледниково-мерзлотных форм. В определении типа рельефа такой аккумулятивной ледниковой равнины должно быть отмечено, что она сформирована ледниковой аккумуляцией и мерзлотным рельефообразованием.

На пойменных и террасовых равнинах Лено-Вилуйской впадины и других равнин Севера процесс образования и накопления аллювия сопровождался одновременным накоплением жильного льда. Это привело к формированию иного типа рельефа, чем на аллювиальных равнинах более низких широт. Основным отличием является широкое развитие термокарстовых форм, которые определяют главные черты аккумулятивного рельефа северных равнин.

На морской первичной равнине некоторых районов Прикаспийской синеклизы наряду с формами морского происхождения развиты эоловые и суффозионные формы. Здесь можно выделить следующие типы рельефа.

1. Низменная морская аккумулятивная равнина, слабо погружающаяся, с глубоко залегающим коренным основанием, эрозионно-суффозионными ложбинами и блюдцами.

2. Та же равнина с грядово-песчаными формами (и т. д.).

В пределах одного и того же типа рельеф различается по характеру и степени переработки вторичными процессами, густоте и глубине расчленения. На основании преобладания тех или иных признаков в типе можно выделить подтипы рельефа. Тогда к определению одного из типов рельефа Прикаспия (см. выше) добавится: слабо расчлененная, пологохолмистая или глубоко расчлененная пологоувалистая равнина и т. д.

Интенсивность последующей переработки существенно влияет и на облик горного рельефа. Например, в средневисотных глыбовых слабо поднимающихся горах на древнем складчатом основании, с реликтовыми морозно-солифлюкционными формами вследствие переработки эрозией и склоновыми процессами также появятся подтипы. К описанию типа добавятся новые определения: резкорасчлененные эрозией и переработанные процессами дефлюкции, крутосклонные или, наоборот, слабо расчлененные эрозией и переработанные склоновыми процессами. Если морозно-солифлюкционные формы будут уничтожены эрозией и склоновыми процессами, образуется иной тип рельефа.

Из этого следует вывод о большой роли морфодинамического метода изучения рельефа. Необходимо изучать современные процессы как экзогенные, так и эндогенные, перерабатывающие рельеф в настоящее время, а не только те, которые создали основные черты рельефа. Недооценка этого метода приводит к серьезным ошибкам. Так, например, рельеф некоторых горных стран Сибири, подвергавшихся оледенению, считается ледниковым только на том основании, что там было или могло быть оледенение. Однако после стаивания льда солифлюкция и интенсивное морозное выветривание нацело переработали ледниковые формы, и облик современного рельефа определяется совокупностью этих процессов.

В табл. 2 и 3 показано примерное разделение типов и подтипов мегарельефа на более мелкие элементы рельефа.

Систематика и классификация одного из подтипов мегарельефа гор

Подтип мегарельефа	Группы типов мезорельефа	Подгруппы типов рельефа	Типы рельефа (примеры)	Подтипы рельефа (примеры)
Средневысотные горы щитов	<ol style="list-style-type: none"> 1. Сводные массивы с унаследованной блоковой структурой 2. Хребты и массивы с новообразованной блоковой структурой 	<ol style="list-style-type: none"> 1. Слабо поднимающиеся (Ахаггар) 2. Останцовые (окраинные массивы Ахаггара) 1. Интенсивно поднимающиеся (Кольский полуостров, Алдан, горы Торнсет) 2. Слабо поднимающиеся (Анабарский щит) 3. Остаточные (горы Мак-Донелл и др.) 4. Островные (центральная Австралия, Восточная Индия и др.) 	<ol style="list-style-type: none"> 1. С активными формами аридной денудации 2. С реликтовыми формами аридной денудации 1. С активными формами гольцовой денудации 2. С реликтовыми формами гольцовой денудации 3. С свежими горно-ледниковыми формами 1. С активными формами аридной денудации 2. С реликтовыми формами аридной денудации 1. С активными формами аридной денудации 2. С активными формами аридной и флювиальной денудации 3. С активными формами флювиальной денудации и тропической солифлюкации 	

Систематика и классификация одного из подтипов мегарельефа равнин

Подтип мегарельефа	Группы типов мезорельефа	Подгруппы типов рельефа	Типы рельефа (примеры)	Подтипы рельефа (примеры)
Равнина аккумулятивная низменная на глубоко залегающем коренном основании платформенного прогиба	<ol style="list-style-type: none"> 1. Морская 2. Озерная 3. Озерно-аллювиальная 4. Аллювиально-пролювиальная 5. Дельтовая 6. Эоловая 7. Лёссовая 8. Озерно-ледниковая 9. Зандровая 10. Ледниковая и водно-ледниковая 	<ol style="list-style-type: none"> 1. Продолжающе прогибаться 2. Относительно стабильные 	<ol style="list-style-type: none"> 1.* Плоская моренная равнина 2. Плоская камовая равнина 3. Плоско-холмистая равнина с озерами 4. Плоская холмисто-западная равнина с мерзлотным рельефообразованием 5. Плоско-грядово-западные краевые равнины с мерзлотным рельефообразованием 	<ol style="list-style-type: none"> 1. Слабо расчлененная, плоско-холмистая 2. Заметно переработанная флювиальными процессами со спущенными озерами** и т. д.

* Указанные типы рельефа пока еще сохранились и на продолжающей прогибаться и на относительно стабильной равнине.

** При дальнейшем расчленении определяющим для типа рельефа будет уже флювиальное расчленение, а не его ледниковое происхождение.

Здесь приведены только примеры типов рельефа, но не дана их классификация. В составлении классификации подтипов рельефа нет необходимости, так как, если будут выработаны

четкие цифровые показатели для глубины, густоты расчленения, высот холмов, цифровое выражение понятий «холмистый» («мелкохолмистый», «крупнохолмистый»), то подтипы рельефа легко будет выделить на карте любой территории.

О КЛАССИФИКАЦИИ МЕЗО- И МИКРОФОРМ РЕЛЬЕФА

В типы и подтипы мезорельефа объединяются отдельные мезоформы рельефа: простые (элементарные) и сложные, которые состоят из простых форм, элементов или частей форм (овраг). Мезоформы и их части могут быть расчленены и осложнены микроформами — промоинами, буграми вспучивания, русловыми валами, карстовыми воронками.

Генетическая классификация мезоформ и элементов форм для территории Советского Союза разработана и используется в легенде геоморфологических карт крупных масштабов. В ее основу положено объединение мезоформ, их частей и микроформ в генетические группы по ведущему эндогенному или экзогенному фактору.

Всего выделено 16 генетических групп.

А. Формы и элементы (части) форм эндогенного происхождения:

I. Обусловленные молодыми тектоническими движениями;

II. Структурные формы и отпрепарированные элементы структур;

III. Вулканические;

IV. Грязевулканические¹.

Б. Формы и элементы форм экзогенного происхождения:

V. Флювиальные (образованные поверхностными текущими водами. Разделяются на формы, созданные реками, временными водотоками и склоновым стоком).

VI. Гравитационные.

VII. Ледниковые.

VIII. Водно-ледниковые.

IX. Морозно-солифлюкционные и мерзлотные.

X. Образованные совокупным действием нивальных, солифлюкционных и гравитационных процессов (в условиях нивального климата).

XI. Морские и озерные.

XII. Образованные совокупным действием флювиальных, гравитационных и эоловых процессов в условиях аридного климата.

XIII. Эоловые.

XIV. Карстовые и суффозионные.

XV. Биогенные.

¹ В раздел форм рельефа эндогенного происхождения помещены условно.

XVI. Формы, образованные деятельностью человека (техногенные).

В такие же группы объединяются и микроформы.

Легенда будет переиздаваться, и для того чтобы охватить большое разнообразие мезоформ земной поверхности в самостоятельную генетическую группу выделены формы и элементы форм, образованные склоновыми процессами; подробно разработана классификация склонов; выделена группа форм и частей форм, образованных в условиях климата влажных тропиков совокупностью процессов химического выветривания и перемещения перенасыщенной водой коры выветривания (тропическая солифлюкция).

ГЛАВА VIII

ПРИНЦИПЫ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО КАРТИРОВАНИЯ

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ЭЛЕМЕНТОВ РЕЛЬЕФА РАЗНОГО ПОРЯДКА И ЛЕГЕНДЫ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ КАРТ

Геоморфологическая карта имеет большое практическое значение. Самое хорошее описание рельефа не может заменить карту. Это относится к картам любого масштаба и к любому геоморфологическому описанию, касается ли оно района, площадью несколько десятков квадратных километров, или материка в целом, или всей поверхности Земли.

Состояние геоморфологического картирования не является удовлетворительным ни в СССР, ни за рубежом благодаря большому разнообразию легенд геоморфологических карт как для одних масштабов, так и для разных. Поэтому карты трудно сравнимы между собой даже в пределах одной страны. Так будет до тех пор, пока легенды к картам разных масштабов не будут строиться на основе единой классификации.

На картах разных масштабов можно показать элементы рельефа, неодинаковые по размерам и таксономическому значению. Чем крупнее масштаб карты, тем более мелкие элементы рельефа можно на них изобразить.

Условные обозначения геоморфологической карты по возможности должны быть подобраны так, чтобы читалась история развития рельефа и была отражена современная динамика рельефообразующих процессов.

Фоновая закраска, как основной способ изображения, должна быть использована для показа генезиса элементов рельефа.

Возраст следует показывать дополнительными обозначениями, которые могут быть неодинаковы для карт разных мас-

штабов¹ и для территорий с неодинаковой степенью изученности: оттенки цвета, штриховка, индексы.

Для изображения возраста при издании карт хорошо используются цветные фигурные типографские сетки (Башенина, Леонтьев, Симонов, Выскребенцева, Заруцкая, 1960). Определенный рисунок сетки закрепляется за возрастным подразделением, а цвет сетки соответствует генетическим различиям. Для того чтобы рельеф на карте любого масштаба мог правильно читаться, краски, которые должны передать происхождение рельефа, подбираются так, чтобы при взгляде на карту читался внешний облик рельефа. Для горного рельефа должно быть видно, какой рельеф — высокогорный или низкогорный. Для равнинного — какая равнина — возвышенная, денудационная, или низменная, аккумулятивная. Если на карте изображаются группы типов мезорельефа равнин, которые различаются по характеру денудации или аккумуляции, то разной окраской ведущих экзогенных агентов достигается изображение зональности рельефа.

Элементы рельефа первого и второго порядка не представляют объектов геоморфологических карт. Элементы рельефа третьего порядка — группы типов мегарельефа — могли бы служить объектом картирования для карт масштаба 1 : 150 000 000.

Элементы рельефа четвертого порядка — типы и подтипы мегарельефа — представляют объекты картирования обзорных карт Мира и материков, масштабы 1 : 90 000 000 и 1 : 40 000 000. На картах масштаба 1 : 1000 000 основной объект картирования представляют типы мезорельефа. В некоторых случаях, для сложнорасчлененных горных районов или, наоборот, однообразных равнинных, типы и подтипы рельефа могут быть показаны на картах масштаба 1 : 500 000. Основным объектом картирования геоморфологических карт масштабов — 1 : 500 000 и 1 : 100 000 следует считать формы рельефа и элементы (части) сложных и элементарных форм (склоны и др.).

На картах масштабов — 1 : 50 000 — 1 : 25 000 изображаются элементы (части) мезоформ и микроформы. Из сочетаний фоновых изображений частей форм отчетливо вырисовываются и мезоформы (Башенина и др., 1962). Мелкие формы (микроформы) — воронки, эрозионные борозды и др. — и на картах крупных масштабов нельзя показать фоновой закраской, так как они слишком мелки. Их можно различать в цвете лишь на еще более крупномасштабных картах: 1 : 100 000 и более крупных.

¹ Карты по масштабам обычно делятся на обзорные (мельче 1 : 1000 000) и съемочные (от 1 : 1000 000 и крупнее). Масштабы 1 : 1000 000 и 1 : 500 000 — мелкие съемочные масштабы. 1 — 200 000 — 1 : 100 000 — средние, 1 : 50 000 — 1 : 25 000 крупные. Еще более крупномасштабные карты называются детальными.

Следовательно, чем крупнее масштаб, тем более мелкие формы можно показывать фоновой закраской.

Карты мелких обзорных масштабов (1 : 90 000 000, 1 : 40 000 000), с одной стороны, представляют итог определенной ступени наших знаний о рельефе, а с другой — являются средством познания основных закономерностей развития рельефа земной поверхности в целом, сходства и различия развития крупных черт рельефа отдельных материков и океанических впадин.

Карты более крупных обзорных масштабов (1 : 10 000 000, 1 : 5 000 000) не только позволяют понять историю развития рельефа всего СССР, но и судить для этой территории об общих закономерностях возможного распределения разных типов полезных ископаемых, условиях размещения крупных строительных и гидротехнических сооружений; эти же карты вместе с геоботаническими и почвенными того же масштаба могут быть полезны для планирования сельского хозяйства и т. д.

Геоморфологические карты съемочных масштабов имеют непосредственное народнохозяйственное значение. Особенно велико их значение в практике, если они достаточно глубоко отражают рельеф. Такие карты должны составляться на основании полевого изучения рельефа всеми методами геоморфологии при непрерывном использовании аэрофотоснимков. Карта — результат геоморфологических исследований и необходима там, где производятся такие исследования. Масштаб и тип карт определяются конкретной задачей исследования.

О ЛЕГЕНДЕ К ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЕ МИРА

Легенда к геоморфологической карте Мира (см. вкладки) составлена на основании генетической классификации типов мегарельефа. В пределах типов выделены и подтипы мегарельефа (по высоте). При составлении карты основной целью было показать типологическое сходство мегарельефа Земли. Это сходство отражает единство общепланетарных закономерностей развития структурно-морфологического плана планеты. На карте Мира фоновой закраской показаны типы мегарельефа. Высотные различия изображены оттенками цвета. Передача внешнего облика рельефа достигается таким подбором цветов, который соответствует восприятию пластики рельефа. Возраст типов мегарельефа показан индексами¹.

¹ Индексы на геоморфологической карте Мира не соответствуют общепринятой системе возрастных индексов.

Отражение генезиса рельефа в любом масштабе недостаточно без показа результатов деятельности экзогенных процессов. Типы мегарельефа (например, аккумулятивные низменные равнины платформенных прогибов на глубоко залегающем коренном основании — Амазонская, Западно-Сибирская и др.) в этом масштабе показаны одним цветом, как отдельный элемент. Чтобы отразить и различия в аккумуляции, не нарушая целостности крупных элементов рельефа, в легенду введены штриховые обозначения характера аккумуляции, а для типов денудационного мегарельефа — денудации. В пределах одного и того же типа мегарельефа характер денудации или аккумуляции может также различаться. Так, на темно-зеленый цвет, которым обозначена Западно-Сибирская низменная аккумулятивная равнина, накладываются штриховые обозначения морской, озерно-флювиальной, ледниковой и водно-ледниковой аккумуляции. Как видно на карте, границы типа мегарельефа в данном случае значительно шире, чем границы области проявления какого-либо из перечисленных процессов аккумуляции. Иногда экзогенные процессы, вызывающие денудацию или аккумуляцию, проявляются на поверхности Земли широко, захватывая несколько типов мегарельефа. Это представляет следствие зонального распространения экзогенных факторов на поверхности Земли и прослеживается на равнинных территориях (см. карту).

В характеристику типа мегарельефа экзогенезис не входит, так как он вызывает генетические различия иного таксономического ранга. (Поэтому он и показан иначе.) Кроме того, процессы денудации и аккумуляции и обусловленные ими элементы рельефа обычно моложе основных черт мегарельефа. Если возраст аккумулятивной равнины платформенного прогиба, продолжающего прогибаться и в настоящее время (например, Амазонской низменной равнины), может быть определен как мезокайнозойский, то возраст современной поверхности аккумулятивного рельефа будет моложе. Аккумулятивные элементы рельефа в ее пределах непрерывно возобновляются; во многих интенсивно опускающихся прогибах они имеют современный возраст.

Помимо площадных штриховых и значковых обозначений типов денудации и аккумуляции в легенде даны внесмаштабные значки и линейные обозначения для изображения отдельных крупных форм и комплексов форм рельефа суши и морского дна, а также типов берегов. Значки располагаются на карте локализованно. Большая часть значков дана темным цветом; разломы, тектонические уступы и котловины, конусы действующих вулканов — красным; типы берегов — различными цветными линиями в соответствии с различными берегоформирующими факторами (см. карту).

Унификация геоморфологического картирования и сравнимость карт разных масштабов возможна лишь при наличии систематики элементов рельефа и генетической классификации для каждой ступени систематического (таксономического) ранга. Это даст возможность генерализовать объекты картирования и способы их изображения.

Одну и ту же форму рельефа на картах различных масштабов нельзя изобразить одинаково. Если на карте масштаба 1 : 25 000 для района с большим развитием оврагов можно в пределах оврагов выделить контуры днищ, склонов и овражных террас, то уже в масштабе 1 : 200 000 можно выделить лишь контур оврага в целом. В масштабе 1 : 1000 000 овраги нельзя оконтурить; их можно показывать только внемасштабными условными обозначениями (значковыми). Лист карты масштаба 1 : 1000 000 охватывает большой участок земной поверхности, рельеф в его пределах обычно не весь одинаково расчленен оврагами. Наряду с оврагами, там развиты и другие формы рельефа. Многие из них нельзя показать в масштабе (за исключением крупных речных долин, котловин крупных озер); их можно изобразить лишь внемасштабными значками. Тогда в пределах листа карты масштаба 1 : 1000 000 выделятся участки рельефа с преобладанием различных сочетаний форм, неодинаковых по генезису. В масштабах 1 : 2500 000 и 1 : 5000 000 большая часть мезоформ рельефа переходит в значки, а фоновой окраской изображаются участки территории, представляющие определенные генетические сочетания мезоформ рельефа, т. е. типы рельефа.

Так же обстоит дело и с показом возраста. Например, при изображении речных долин с разновозрастными террасами на картах крупных и средних масштабов потребуется несколько возрастных сеток разного рисунка для датировки террас. При изображении этих долин на картах более мелких масштабов, где нельзя изобразить фоновой окраской каждую террасу отдельно, а только их комплексы, количество сеток сократится в два-три раза. При дальнейшем уменьшении масштаба карт, когда фоновой окраской можно показать лишь всю долину в целом, не выделяя в ее пределах отдельных частей форм и элементарных форм (склонов террас, уступов и др.), для изображения возраста долины понадобится одна сетка, соответствующая возрасту долины в целом.

Таким образом, чем мельче масштабы карт, тем более крупные, сложные по генезису и более древние элементы рельефа на них изображаются. Одни и те же изобразительные средства по мере уменьшения масштаба применяются для показа различных элементов рельефа. На картах крупных и средних

Генерализация элементов рельефа для легенд карт обзорных масштабов

Масштаб 1 : 2 500 000			Масштаб 1 : 10 000 000			Масштаб 1 : 40 000 000		
Типы рельефа*	Цветная окраска и значки форм рельефа**	Возраст и сетка	Группы генетических типов рельефа аккумулятивных равнин	Цвет	Возраст и сетка	Тип*** мегарельефа	Цвет	Возраст и сетка
Типы рельефа ледниковых и водноледниковых равнин	Темно-грязно-сиреневый с зеленоватым оттенком	Верхний плейстоцен — Q_4	1) Ледниковые и водноледниковые	Темно-грязно-сиреневые с зеленоватым оттенком	Q_4	1. Равнины низменные аккумулятивные	Темно-зеленый	K_2 $N_2 - Q_4^{****}$ Q_4
1. Плоская моренная равнина	Отдельные формы ледникового происхождения не выделяются					на глубине		
2. Плоско-холмистая моренная равнина с озерами	Озерные котловины и западины; наиболее крупные холмы	Верхний плейстоцен — Q_4	2) Озерно-ледниковые	Темно-синие-серо-зеленые	Q_4	залегающей		
3. Плоская камовая равнина	Отдельные более крупные камы	Верхний плейстоцен — Q_4	3) Зандровые	Темно-зеленовато-серые	$Q_1 - Q_4$ Q_2	коренным		
4. Плоская холмисто-западинная равнина с мерзлотным рельефообразованием	1. холмы 2. западины: а) полигонально-валниковые формы с жильным льдом б) возможно осложнение морозобойными трещинами	Четвертичный период — Q	4) Аллювиально-пролювиальные 5) Озерно-аллювиальные 6) Дельтовые	Темно-зеленые Светло-синие-зеленые Светло-синие-желто-зеленые	Q_1, Q_4 Q_1, Q_2 Q_4	основаниями платформенных прогибов		
5. Плоско-грядово-западинные краевые (радиальные) равнины с мерзлотным рельефообразованием	1. Гряды (редко удлиненной формы и расположенные веерообразно). 2. Западины: а) полигонально-валниковые формы с жильным льдом б) возможно осложнение морозобойными трещинами	Верхний плейстоцен — Q_4	7) Озерные 8) Морские 9) Эоловые (перевозные, разного генезиса)	Синие Темно-синие Ярко-желто-точечный рисунок (на фоновой окраске равнин аллювиального, водноледникового, морского, озерного генезиса)	Q_1, Q_4 Q_1, Q_4 Q_1, Q_4			
			10) Лёссовые	Светло-желтый штриховой рисунок из вертикальных прерывистых линий (на фоно-				

										вой окраске равнин различного генезиса)
	<i>Типы рельефа озерно-ледниковых равнин</i>	Темно-сине-серо-зеленые								
6.	Плоские озерно-ледниковые равнины	Отдельные формы озерно-ледниковой аккумуляция не выделяются	Верхний плейстоцен — Q_3							
7.	Плоско-западная озерно-ледниковая равнина с мерзлотным рельефообразованием	Плоские западины а) в западных полигонально-валковые формы с жильным льдом	Верхний плейстоцен — голоцен — $Q_3 - Q_4$							
	<i>Типы рельефа задровых равнин</i>	Темно-зеленовато-серые								
8.	Террасовая плоскоступенчатая задровая равнина	1. Границы древних террас 2. Уступы	Средний плейстоцен Q_2							
9.	Плоская наклонно-задровая равнина	Отдельные формы не различаются	Средний плейстоцен Q_2							
10.	Плоская долино-задровая равнина	1. Нечеткие границы древних задр	Верхний плейстоцен Q_3							
11.	Котловинно-останцовые задровые равнины с мерзлотным рельефообразованием	1. Холмы 2. Западины а) возможно осложнение морозобойными трещинами	Четвертичный период Q							

- * В таблице даны только генетические типы рельефа, объединяющиеся в группы типов рельефа ледниковых и водно-ледниковых равнин, задровых и озерно-ледниковых, низменных, на глубоко залегающем коренном основании (часть Северной Европы и Западной Сибири, Мещера, Полесье, часть равнин Северной Америки).
- ** В таблице даны только те формы рельефа, сочетание которых в соответствующих условиях образует тип рельефа. Помимо этих форм, в пределах типов рельефа присутствуют и вторичные наложенные формы — речные долины, овраги, карстовые воронки, бугры вспучивания и др. (неодинаковые для различных типов рельефа), которые на карте необходимо показывать.
- *** Подгруппы типов рельефа в таблице не показаны потому, что они выделяются по современному тектоническому режиму (по стадии тектонического развития). Продолжающееся прогибание может быть показано изолиниями, тонкой редкой красной, горизонтальной штриховкой и другими способами (на картах масштаба 1 : 5 000 000, 1 : 2 500 000).
- **** См. геоморфологическую карту Мира.
Цвет всех ледниковых и водно-ледниковых равнин, как видно из первой части таблицы, один — темно-грязно-сиреневый с зеленоватым оттенком; задровых — темно-зеленовато-серый; озерно-ледниковых — темный сине-серо-зеленый. Цвет дан группам типов рельефа, так как типов рельефа на территории СССР слишком много для того, чтобы каждый из них можно было отразить на карте цветом или оттенком (см. Ващенко и др., 1959б).

масштабов фоновая окраска применяется для изображения неодинаковых по генезису частей форм и мезоформ рельефа, на картах мелких масштабов — сочетаний форм (типов рельефа, подгрупп типов и др.). Это справедливо и для возрастных сеток. Поэтому количество цветов и сеток для карт мелкого масштаба будет меньше.

Генерализация изобразительных средств заключается также в едином (по возможности) порядке цветов для карт всех масштабов. Так, аккумулятивные равнины на геоморфологической карте Мира показаны разными оттенками зеленого цвета. На картах, где рельеф равнин зависит от характера аккумуляции (1 : 10 000 000 — 1 : 5 000 000), зеленым цветом следует показывать аллювиальные равнины, желтовато-зеленым — пролювиальные, серо-зеленым — водно-ледниковые, зеленовато-голубым — дельтовые, голубым — озерные, синим — морские и т. п.

Также и определенный рисунок сетки, закрепленный за тем или иным отрезком геологического возраста для карт всех масштабов, дает возможность на картах разных масштабов сравнивать возраст крупных и мелких элементов рельефа — частей форм рельефа, форм, и, наконец, сочетаний форм (табл. 4).

Унифицированное геоморфологическое картирование для всех масштабов заключается в единстве принципов построения легенд и возможном единстве изобразительных средств. Единая система легенд геоморфологических карт дает возможность сопоставлять и сводить карты разных масштабов для одной территории и карт одного масштаба (или группы близких) для разных, не обедняя при этом их содержания.

О ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЙ ТЕРМИНОЛОГИИ

Систематика природных объектов представляет систему реально существующих элементов — рельефа, растительного мира, почв и др., которым условно присвоены в качестве названия нами выбранные термины. Эти термины могут на каком-то этапе стать недостаточно удачными.

Рассмотрим это положение на примере Западно-Сибирской равнины. Это плоская низменная равнина, аккумулятивная, приуроченная к области крупного платформенного прогиба, на глубокозалегающем коренном основании, которое не выражается в ее современном рельефе. Ее можно назвать и типом мегарельефа, и крупной морфоструктурой или мегаморфоструктурой (мегасинеклизой) и, наконец, мегаформой. Как бы мы ее ни назвали, в любом случае это сложное единство внешнего облика, структуры, тектонического режима и соче-

тание элементов рельефа более низкого таксономического ранга. Трудно решить, какое название удачнее. Такая неопределенность в выборе названий характеризует современную стадию в разработке систематики и геоморфологической терминологии.

В качестве элемента планетарного порядка Западно-Сибирская равнина изображена на геоморфологической карте Мира. Она отличается по морфологии и генезису от других столь же крупных элементов рельефа, например, глубоко денудированных Уральских гор, бронированной лавами возвышенной денудационной равнины части Средней Сибири, плато Средней Сибири и др. (см. геоморфологическую карту Мира).

В пределах каждого из этих крупных элементов рельефа выделяется несколько менее крупных, также различающихся между собой по морфологии и генезису, но это уже отличия другого таксономического ранга. Элементы рельефа, которые можно выделить в пределах Западно-Сибирской низменной равнины, по внешнему облику и происхождению будут более сходны друг с другом, чем с элементами рельефа, которые выделяются в Уральских горах. Различия рельефа Западно-Сибирской равнины определяются характером аккумуляции, неодинаковой в разных частях равнины: ледниково-морской, озерно-аллювиальной и т. д. Различия рельефа Уральских гор определяются внутренней структурой и стадией развития горной страны и в меньшей степени характером денудации (для этого масштаба). По таксономическому и систематическому рангу эти элементы рельефа соответствуют выделявшимся в Западно-Сибирской равнине, но признаки разделения их, и морфологические, и генетические, и возрастные, неодинаковы. Это отражает реально существующее в природе многообразие элементов рельефа и сложность их происхождения и развития. Такое многообразие нельзя втискивать в прокрустово ложе «единых признаков» разделения рельефа при составлении генетической классификации элементов рельефа одного таксономического порядка.

В пределах каждого из элементов рельефа Западно-Сибирской равнины — морской, ледниковой и других равнин в зависимости от ряда признаков, указанных в предыдущей главе (см. табл. 1), выделяются и еще более мелкие элементы рельефа аккумулятивных равнин. Эти элементы представляют сочетание определенных, отличных от других, форм (мезоформ) рельефа, т. е. типы мезорельефа. Следовательно, в условном понимании типа рельефа как закономерного сочетания форм и в условном понимании формы только как мезоформы, — можно рассматривать тип рельефа как сочетание форм. Такое понимание соответствует реальному соотношению этих элементов рельефа в природе. В пределах, например, друмлинной



Рис. 14. Ледниковый аккумулятивный рельеф:
а — ледниковая и водноледниковая аккумулятивная холмистая равнина,
б — друмлиная, камовая, холмисто-моренная равнины, **в** — друмлины

равнины, условно названной типом рельефа, можно выделить отдельные друмлинные холмы, представляющие мезоформы рельефа. Эти элементы рельефа существуют реально; реальна и их генетическая и размерная соподчиненность (рис. 14). При таком условном в смысле терминологии понимании типа и форм рельефа можно спорить о пригодности или непригодности этих названий и о том, логичны они или нет, но не о том, существует ли, например, камовая или друмлинная равнина как определенное закономерное сочетание мезоформ и существуют ли отдельные мезоформы — камовые или друмлинные холмы — в пределах равнины этого типа.

Систематика элементов рельефа не просто представляет «...систему понятий различного последовательно снижающегося таксономического ранга», как считает А. И. Спиридонов. Система понятий должна отражать систему реально существующих элементов рельефа, растительного мира, почв и др. Эти элементы объективны и реальны; названия же, которые мы им даем, — субъективны. И. С. Щукин вполне справедливо пишет: «В конечном итоге важно не как будет звучать наименование той или иной систематической единицы — важно, чтобы за данным понятием было закреплено вполне определенное содержание» (1946, стр. 37).

Может быть, когда будет достигнута большая четкость в геоморфологической терминологии и когда будет разработана систематика форм рельефа разного порядка, систематика форм и типологическая не будут едиными. Это будут две дополняющие друг друга систематики.

Независимо от терминологии, вероятная при современном уровне знаний объективность систематики и классификации подтверждается возможностью строить на их основе легенды геоморфологических карт разных масштабов.

Типы рельефа, как и другие члены типологической систематики, — это элементы рельефа, которые можно видеть в поле и очертить на местности. Поэтому они представляют и таксономическую категорию, и объект классификации, и объект картирования.

Терминологическая недоговоренность — естественное явление в отдельные этапы развития науки. В геоморфологии иногда это приводит к не совсем четким представлениям об объекте исследования — рельефе, о соотношении рельефа и его элементов как целого и частей, наконец, об элементах рельефа как объектах картирования. В учебном пособии необходимо остановиться на наиболее существенных положениях.

Во-первых, следует предостеречь от представления о рельефе, как о сумме «генетически однородных поверхностей». Пока еще это представление распространено (Спиридонов, 1958; Стрелков и Загорская, 1959 и др.). В таком понимании кате-

гории рельефа (систематические единицы разного таксономического ранга) представляют «...рельеф генетически однородных поверхностей, которые могут занимать самую различную площадь... и представлять как формы рельефа, так и группировки форм»... (Спиридонов, 1958). Из формулировки очевидно, что «генетически однородные поверхности» рассматриваются как разномасштабные. Но при этом исчезает многообразие рельефа земной поверхности; в природе нет такого элемента рельефа — «генетически однородная поверхность». Если условно можно так называть изображаемые на картах крупных съемочных масштабов части мезоформ — поверхности террас, уступы террас, склоны долин и т. п. (хотя и они далеко не однородны), то при уменьшении масштабов генетически однородные поверхности исчезают и ни в какой мере не отражают объективно существующий рельеф. Если обратиться к геоморфологической карте Мира, то невозможность изобразить Анды и Альпы в виде «генетически однородной поверхности» станет очевидной. Как отрицательные, так и положительные элементы рельефа не являются плоскими. Они имеют длину, ширину и высоту или глубину и воспринимаются объемными. При этом их объем не исчерпывается пределами земной поверхности, так как генетические «корни» крупных элементов рельефа уходят в земную кору и даже в подкоровую оболочку. Генетически однородная поверхность в качестве объекта картирования в обзорных масштабах воспринимается как абстракция. Вероятно, поэтому и не составлены до сих пор геоморфологические карты мелких обзорных масштабов, на которых были бы изображены «генетически однородные поверхности».

Вторым вряд ли правильным является представление о том, что элемент или часть формы — это не уступ и поверхность террасы, а низ, верх долины. Но, как указывалось, речная долина может представлять собой не одну форму рельефа, а ряд форм, по которым протекает река. При таком понимании частей само понятие формы сводится к сумме частей. На самом же деле форма и отдельные ее элементы (или части) взаимосвязаны как части и целое. «Низ» и «верх» большой долины находятся в разных тектонических условиях и развиваются независимо друг от друга. Чтобы убедиться в этом, достаточно сравнить верховья Миссисипи и ее нижнее течение, где река течет по молодой Приатлантической равнине. Или верховья Волги и нижний ее участок, расположенный в пределах Прикаспийской низменности, верховья Урала — и нижний отрезок долины реки и др. (см. геоморфологическую карту).

Разделение рельефа на различные элементы может идти по двум путям. Приведенное выше разделение основано на типологическом принципе. Тип рельефа, т. е. определенный тип сочетания форм рельефа как основная классификационная единица, находит себе определенное место в единой системе таксономических единиц.

Другой принцип систематики элементов рельефа Земли — районный. Районирование также имеет свою таксономическую систему, в которую группируются элементы рельефа разного порядка, но в основу ее положены не типологические признаки, а районные; не сходство, а различие. Каждый такой элемент рельефа, в отличие от типологического, исключает возможность повторения его где-либо еще на Земле и представляет собой конкретный участок территории, характеризующийся специфическими, неповторимыми, только ему присущими особенностями. Эти особенности также реальны, как и черты типологического сходства.

Таксономическая система, построенная по территориальному районному принципу, представляется в следующем виде. К элементам рельефа первого порядка относятся материки и океанические впадины (как целые единицы). В пределах каждого материка выделяются:

- 1) геоморфологические страны; 2) провинции; 3) подпровинции; 4) области; 5) районы; 6) подрайоны; 7) фации¹; 8) участки.

Некоторые авторы в качестве второй таксономической единицы выделяют в пределах материка геоморфологические зоны. Однако единого мнения о том, что называть «геоморфологической зоной» пока нет.

Две последние категории чаще употребляются в ландшафтном районировании, чем в геоморфологическом.

Каждая из 9 ступеней объединяет элементы рельефа разного порядка. Эти элементы выделяются на основании специфики рельефообразования в каждой более крупной категории.

В основу геоморфологического районирования кладется ряд признаков. Так, страны выделяются по структурно-тектоническим факторам, определяющим крупные различия в рельефе какой-либо территории. Примером страны может служить Русская равнина как целое, Крым, Урал и др. Каждая страна разделяется на провинции, которые представляют части территории именно этой страны (Урала, Русской равнины, Западно-Сибирской низменности и др.), и поэтому они неповторимы

¹ Понимаются в данном случае как части геоморфологического подрайона и, следовательно, как сравнительно небольшой участок территории.

на земном шаре. Также неповторимы и более мелкие элементы. С. С. Воскресенский справедливо отмечает, что «...дело не в названии, а в наличии соответствующего соподчинения» (1962).

Далее С. С. Воскресенский указывает, что каждая из трех провинций, выделяемых им в Сибири (низменные аккумулятивные равнины Западной Сибири, плоскогорья и низменности Восточной Сибири, горы Южной Сибири) представляет морфоструктуру. Каждая выделенная область или район также представляет морфоструктуры разных порядков, которые выделяются на основании специфики движений земной коры, гипсометрии и экзогенных процессов. Признаки, по которым производится районирование и которые определяются вышеперечисленными тремя факторами, неодинаковы для всех трех провинций «...для гор важнейшим является степень дифференцированности движений, для плоскогорий — амплитуда поднятий, для аккумулятивных низменностей — тип аккумулятивного процесса, определяемый и интенсивностью опускания, и климатом» (1962). Это справедливо и для типологической систематики.

Как видно из сравнения обеих систематик элементов рельефа — и типологической, и районной — между ними существует сходство. Некоторую аналогию можно провести между провинциями и типами мегарельефа. На сходство понятий «тип рельефа» и «геоморфологический район» указывают С. Г. Боч и И. И. Краснов (1958). Полного сходства, однако, быть не может, так как существует определяющее отличие: районная специфика, то неповторимое, что отличает сходные по основным морфогенетическим показателям элементы рельефа, расположенные в разных участках земной поверхности.

Для общей геоморфологии представляют интерес оба принципа разделения рельефа земной поверхности. Для геоморфологического картирования в мелких масштабах каждый принцип может применяться порознь. Районный принцип может быть интересен для решения определенной задачи — например, при составлении карт с целью учета качества земель для планирования сельского хозяйства и др.

Большой интерес приобретает применение районного принципа (особенно в сочетании с типологическим) при составлении геоморфологических карт материков мелких обзорных масштабов (геоморфологические карты материков, составленные в ИГАНе для Физико-географического Атласа мира).

И в типологической, и в районной систематике в качестве элементов рельефа первого порядка выделяются материк и океанические впадины (и зона перехода). Это вполне закономерно. Если в типологической систематике уже во втором порядке горы и равнины выделяются для всех материков по крупным

чертам их типологического сходства, то в районной геоморфологические зоны, страны и более мелкие районные единицы выделяются для каждого материка. В пределах каждого материка будут свои особые неповторимые крупные и мелкие районные единицы.

Глава IX

ЗНАЧЕНИЕ ГЕОМОРФОЛОГИИ ДЛЯ НАРОДНОГО ХОЗЯЙСТВА

Для всякой науки крайне важной является возможность ее практического применения.

С первых дней истории человечества рельеф имел непосредственное значение для жизни и хозяйственной деятельности человека. Высоты неровностей земной поверхности, глубина и густота расчленения, уклоны, морфология речных долин (наличие террас, пойм с заливными лугами) интенсивность современных экзогенных процессов (паводков, пыльных и песчаных бурь, селевых потоков, ливневого смыва, оползней, просадок и др.) — представляют естественные условия жизни человека. Некоторые из них приходится преодолевать и преобразовывать; другие — человек использует в своей хозяйственной деятельности.

Рельеф влияет на климат, сток, растительный и почвенный покров. Даже незначительные различия климата, обусловленные рельефом (микроклимат), необходимо учитывать, например, при постройке санаториев, больниц, школ, в сельском хозяйстве (при выборе мест для посадки садов, огородов и др.).

Геоморфологические исследования — важная составная часть в исследованиях комплексного физико-географического характера, почвенной и геоботанической съемок, изучения погоды и климата.

Рельеф в известной мере определяет и другие компоненты географической оболочки. Все они вместе с рельефом и земными недрами представляют естественные природные ресурсы. Уже много лет поиски полезных ископаемых, проектирование и строительство дорог, гидросооружений и городов проводятся при непрерывном изучении рельефа. Планируя размещение промышленных предприятий, необходимо знать сырьевые ресурсы территории и условия их добычи, а это невозможно без знания рельефа и современных рельефообразующих процессов.

В настоящее время геоморфологические исследования глубоко и разнообразно проникают почти в любые территориальные исследования. Всякое описание рельефа, если оно составлено

на основании геоморфологического исследования в поле, или для более мелкомасштабной характеристики (путем обобщения полевых материалов), имеет практическое значение. Так, например, описание рельефа расчлененной и хорошо дренированной возвышенной равнины может использоваться при планировании размещения крупных сельскохозяйственных единиц, при выборе площадок под населенные центры и промышленные предприятия.

Размещение промышленных и хозяйственных предприятий, жилых домов и населенных пунктов, дорог находится в тесной связи с рельефом.

Немалое значение имеет геоморфология и в военном деле. Рельеф и динамика современных экзогенных процессов определяют проходимость или непроходимость местности.

Особенно большую роль играют геоморфологические исследования для поисков полезных ископаемых. Известны многие факты, когда геоморфологические методы при поисках алмазов, бурого угля и т. д. (работы Н. В. Введенской, И. В. Орлова и др.) приводили к открытию месторождений.

Широко применяются геоморфологические исследования при изысканиях для дорожного, городского и гидротехнического строительства. При дорожном строительстве геоморфологические исследования помогают выбору трасс. Понимание происхождения рельефа и связи его с геологическим строением допускает быструю оценку инженерно-геологических условий. При гидротехнических изысканиях геоморфологические исследования помогают устанавливать наиболее удобные места для строительства гидростанций. По морфологии обычно благоприятны участки сужений долины, однако они могут быть неблагоприятными по геологическому строению. Наиболее неблагоприятны участки накопления конечных морен в горных реках. Благодаря рыхлому составу моренные отложения легче поддаются размыву, чем коренные породы. Генетическая характеристика рельефа дает возможность оценить инженерно-геологические условия таких участков.

С помощью геоморфологического анализа решаются вопросы о возможности вообще строительства на рыхлых отложениях (например, плотин на аллювии). Плотины некоторых гидростанций строятся на аллювии древних погребенных долин, что до сих пор не встречалось в мировой практике гидротехнического строительства.

Большое народнохозяйственное значение имеют геоморфологические исследования для борьбы с ростом оврагов и эрозией почв. По данным этих исследований проводится районирование территории по условиям развития определенных видов эрозии. Это позволяет правильно планировать сельскохозяйственное использование территории и противоэрозионные мероприятия.

Такому планированию немало способствует также изучение механизма эрозии почв.

При проведении мелиоративных и оросительных работ важно изучение закономерной связи почв и рыхлых отложений с рельефом. Как частный пример, интересно отметить, что в Средней Азии для проведения оросительных каналов нередко используются русла древних высохших долин, если в них нет просадочных явлений.

Научные результаты геоморфологического изучения побережий также находят применение при решении народнохозяйственных задач в пределах береговой зоны. Необходимым стали геоморфологические исследования береговой зоны при проектировании новых портов. Нередко постройка нового порта на открытых берегах не может быть осуществлена без заградительных мероприятий — сооружения молов или волноломов, спасающих берег от разрушения прибоем или от заносимости порта наносами. В последнем случае необходимо точно учесть скорость и количество переносимых наносов и рассчитать угол, под которым волны подходят к берегу, чтобы правильно строить мол. Недостаточное внимание к закономерностям развития берега обуславливает дорогостоящие убытки. Примером может служить Гагринский порт, где в настоящее время быстро растет аккумулятивная форма близ головы мола. Борьба с заносимостью можно лишь зная, откуда идут наносы, что практически невозможно без геоморфологического анализа. Вопросы берегоукрепления и создания искусственных пляжей имеют немалое значение в курортном хозяйстве. Неправильное использование естественных пляжей (изъятие гальки для строительства и др.) может привести к уничтожению пляжей и к известному обесцениванию курортного хозяйства (Леонтьев, 1961).

Очевидно, что решающее значение в практической оценке рельефа представляет выяснение истории его происхождения и развития, т. е. изучение рельефа всеми методами геоморфологии. Я. С. Эдельштейн (1948) писал: «Внешне сходные между собой формы часто скрывают... различное внутреннее содержание, точное значение которого безразлично и для соображений практического свойства. Вскрыть это внутреннее содержание можно лишь путем восстановления полной картины развития данной формы или совокупности форм...». Следовательно, чем выше теоретический уровень геоморфологии, тем больше становится ее роль в народном хозяйстве.

Особенно велико значение геоморфологической карты. По карте, которая отражает реально существующий рельеф и динамику современных рельефообразующих процессов, можно делать важные заключения для народного хозяйства.

В последнее время признание значения геоморфологических методов для народного хозяйства нашло свое отражение в принятом Министерством геологии постановлении о планомерной геологической съемке территории Советского Союза. Геоморфологическая карта входит в обязательный набор отчетных документов, которые должны быть представлены в результате геолого-съёмочных работ. Геоморфологические исследования и их необходимый результат — геоморфологическая карта — приобретает особое значение, так как геологическая съемка, в комплексе с которой ведется геоморфологическое картирование, проводится в важнейших горнопромышленных районах СССР и на территориях, представляющих объекты крупного строительства, инженерно-геологических изысканий, ирригационных или мелиоративных мероприятий и т. д.

Основные положения, из которых необходимо исходить при проведении геоморфологических исследований, следующие.

1. Геоморфологические исследования должны проводиться на основании единых научно обоснованных требований к методике, порядку проведения работы и объему основных видов работы, независимо от конкретной цели исследований. Цель исследований вносит лишь коррективы в единую методику.

2. Геоморфологическое картирование в разных районах должно проводиться по единой системе легенд, хотя легенды неизбежно будут конкретизироваться применительно к условиям района исследований.

3. Геоморфологические исследования велики по объему и специфичны по содержанию и методике. Поэтому они могут осуществляться в комплексе с другим видом исследований (почвенными, геологическими и др.), но как специальная задача, с соответствующим дополнительным объемом необходимых видов работ.

В связи с большим научным и теоретическим значением геоморфологической карты и тем, что она включена в состав обязательных документов при геологической съемке в районах, подлежащих использованию в народном хозяйстве, очевидно и значение решения проблемы систематика — классификация — легенды геоморфологических карт.

Геоморфологическими методами выявляются тектонические движения, как современные и новейшие, так и движения прежних геологических периодов. О темпе и знаке тектонических движений прошлого и настоящего судят на основании изучения рыхлых отложений и осадочных пород, их корреляции, соответственно, с современным и древним рельефом. Геоморфологические методы изучения геологических структур, в частности разрывной тектоники, позволяют в комплексе с геологическим исследованием выявить структуры, перспективные на оруденение.

Геоморфологические методы являются ведущими при поисках многих видов полезных ископаемых россыпных месторождений, как континентальных, так и морских (золото, платина, алмазы, циркон, монацит, титаноильмениты, олово и др.), месторождений строительных материалов (пески стекольные, формовочные, гравий, глины), месторождений нефти, газа и каменной соли, бокситов, бурого угля, железо-марганцевых осадочных руд и месторождения коры выветривания. Знание динамики и морфологии морских берегов совершенно необходимо при поисках россыпных полезных ископаемых морского происхождения. Благодаря сортировке волнами наносов по крупности и удельному весу существуют определенные закономерности в накоплении и концентрации тяжелых минералов, в результате чего формируются залежи песков, обогащенных тяжелыми минералами.

Геоморфологические исследования являются ведущими и при поисках погребенных россыпей, в частности морских мезозойских и третичных россыпей титановых и редкометалльных минералов.

Многие месторождения нефти и газа приурочены к лагунным отложениям или к осадкам прежних мелководных заливов. Изучение фациальной обстановки образования нефтяных залежей, возможное на основе четкого представления о закономерностях динамики и морфологии берегов, дает возможность продуктивных поисков (Леонтьев, 1961).

Месторождения нефти, газа, каменной соли приурочены к особому типу тектонических структур — куполовидным складкам, которые хорошо выражены в рельефе (Прикаспий, Предкарпатье и Закарпатье, Западная Сибирь, Приатлантическая равнина и др.). Эти структуры прослеживаются на аэрофотоснимках. В связи с этим геоморфологическое и ландшафтное дешифрирование аэрофотоснимков представляет собой важнейший прием, который необходим для решения многих народнохозяйственных задач.

Большое значение геоморфологических методов при поисках перечисленных полезных ископаемых обусловлено тем, что их месторождения связаны с отложениями, коррелятными рельефу в его современном виде, и обусловлены динамикой процессов рельефообразования.

Генезис, мощность и литологический состав коррелятных отложений непосредственно отражают характер и интенсивность денудации, темп и направление развития рельефа. В зависимости от этих факторов происходило накопление различных осадочных месторождений. Лишь в результате выявления истории формирования рельефа могут быть поняты условия образования отложений, а следовательно, и возможности концентрации в них тех или иных полезных ископаемых.

При геоморфологических исследованиях с целью поисков особое значение приобретает палеогеоморфология в связи с необходимостью изучения отложений, коррелятных не только современному, но и древнему рельефу, формирование которого происходило в эпохи, отличные от современной как по характеру тектонического развития, так нередко и по условиям климата. Даже для поисков россыпей в породах, подвергшихся диагенезу и складчатости, или для поисков каменноугольных древних (палеозойских) бокситорудных месторождений и др., необходим анализ изменения геоморфологических процессов во времени в течение геологических периодов в зависимости от изменения тектонических и климатических условий. Это дает возможность установить эпохи максимального накопления тех или иных осадков в соответствии с этапами развития рельефа и восстановить историю денудационного среза, а тем самым — путей, способов и истории миграции полезных ископаемых от коренных источников до россыпей.

Геоморфологические методы могут применяться и при поисках полезных ископаемых, связанных с корой выветривания, а также руд глубинного происхождения, появление которых на дневной поверхности нередко обусловлено величиной денудационного среза. Кроме того, они могут быть связаны с разрывной тектоникой разного порядка, которая в той или иной степени выражена в рельефе. К тому же месторождения различных типов полезных ископаемых часто находят прямое выражение в рельефе. Рудоносные кварцевые жилы, например, отпрепарированные денудацией, благодаря своей твердости, часто прослеживаются в рельефе в виде гряд.

Выходу рудного тела на земную поверхность предшествовали иные этапы развития рельефа. Для выбора районов поисков таких месторождений необходимо изучение последующей (относительно образования рудного тела) истории развития рельефа. Следует восстановить периоды усиленной денудации и эрозии, определить знак и интенсивность молодых тектонических движений, выявить менее размытые и менее глубоко срезанные рудные тела. Все это выясняется в результате детального анализа коррелятных (по этапам развития) отложений. Следовательно, при поисках магматогенных полезных ископаемых, так же, как и при поисках осадочных, одной из задач геоморфологических исследований остается выяснение истории развития рельефа и коррелятных (как древнему, так и современному рельефу) отложений. Решение основных задач геоморфологических исследований способствует правильной оценке перспектив поисков месторождений ряда полезных ископаемых.

Возможность широкого применения геоморфологических исследований с целью поисков полезных ископаемых разного

происхождения и возраста показана в табл. 5 (приложение 4). Как видно из данных таблицы, для поисков месторождений, связанных с формированием древнего рельефа, необходимо изучение и картирование крупных черт рельефа Земли, а не только мезо- и микроформ. Анализ происхождения и истории развития мегарельефа и составление геоморфологических карт Мира, а затем и отдельных материков открывает закономерности в размещении основных структурных форм и элементов мегарельефа Земли. В совокупности с геологическими и тектоническими картами тех же масштабов это даст возможность установить новые закономерности в распределении полезных ископаемых разного генетического типа.

Если геоморфологические исследования ведутся в районах, где предполагаются объекты крупного строительства, или же с целью инженерно-геологического районирования, то основные задачи остаются те же. Для всех видов строительства и для любой инженерно-геологической цели необходимо прежде всего выяснение характера рельефа территории, свойств грунтов, влияния их на сооружения, выяснение гидрогеологических условий (с точки зрения водоснабжения или мелиорации), динамики современных экзогенных процессов. Поскольку все эти особенности территории складываются в процессе развития рельефа, очевидно, что для ее оценки необходимо выяснение истории развития. Это возможно лишь в том случае, если рельеф изучен во всех природных взаимосвязях.

Таким образом, независимо от цели геоморфологических исследований, их основной путь тот же — объективное и научное отражение на карте строения, возраста и истории формирования рельефа. В этом заключается практическая ценность геоморфологических работ.

Разные практические цели геоморфологических исследований неизбежно вносят коррективы в методику и легенды карт. Исследования приобретают определенную направленность; одни приемы применяются в одном случае, другие — в другом, но основные положения геоморфологических исследований остаются теми же.

В зависимости от цели съемки на карте могут быть нанесены дополнительные данные. Например, при картировании районов россыпных месторождений геоморфологическая карта дополняется знаками, указывающими на пути возможного поступления россыпных полезных ископаемых, на положение древних русел и террас с возможной наибольшей концентрацией полезных ископаемых и т. д. В случае геоморфологического картирования при гидротехнических изысканиях на карте выделяются участки с возможным максимальным развитием гравийно-галечникового аллювия. При составлении геоморфологической карты для инженерных целей выявляются совре-

менные рельефообразующие процессы, показ которых дополняется элементами прогноза. Так, при решении вопроса о возможности дорожного строительства в лавиноопасных горных районах необходимо нанесение путей лавин и морфологических результатов их рельефообразующей деятельности (лавиновых лотков, конусов и др.).

На карте, составленной для цели дорожного строительства, показывают места развития подвижных осыпей, наледей, просядочных явлений, возможные места их проявления. Для строительства портовых и берегоукрепительных сооружений на карте необходимо показать потоки береговых наносов. Для целей строительства в районе развития оползней следует детально нанести оползни различных типов и данные о скорости их роста, о размерах подвергающихся оползанию масс пород и др.

Однако все эти исследования с упором то на один, то на другой вид работ представляют лишь частичные отклонения от основной задачи геоморфологических исследований. Практическое значение геоморфологических исследований определенного масштаба неизмеримо больше, если они, независимо от характера района и цели исследований, проводятся на основании единой методики и единых принципов геоморфологического картирования. Коррективы, которые вносит в методику исследований и в карту характер района или цель исследований, представляют лишь дополнение к общей карте, но не нарушают принципиального единства легенд.

Именно изучение рельефа в его непрерывном изменении делает геоморфологию особенно ценной для нужд практики, обуславливая в иных случаях возможность прогноза направления развития рельефа.

Формирование современного рельефа Земли, как уже подчеркивалось, необходимо рассматривать в связи с историей тектогенеза и образования земной коры. Фактический материал, накопленный в настоящее время по этим вопросам геотектоникой и геофизикой, еще недостаточен и нередко противоречив. Останемся на некоторых проблемах тектогенеза, необходимых для объяснения рельефа Земли.

Глава X

ПРОИСХОЖДЕНИЕ СТРУКТУРНО-МОРФОЛОГИЧЕСКОГО ПЛАНА ПОВЕРХНОСТИ ЗЕМЛИ

ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ В РАСПОЛОЖЕНИИ ПЛАНЕТАРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ РЕЛЬЕФА ЗЕМЛИ

Под океаническим ложем и материками расположены крайние типы коры. Своеобразное строение имеет земная кора в зоне перехода между океанами и материками.

Переходная зона в качестве планетарного элемента рельефа, в пределах которого формируются иные типы мегарельефа, чем на материках и в ложе океанов, впервые была выделена В. Е. Хаиным и Е. Е. Милановским (1956). Геофизические исследования подтвердили специфику земной коры переходной зоны.

В ее пределах в разных соотношениях присутствуют элементы и океанической, и материковой коры. Мощность коры непостоянна. Колебания мощности коры в Курило-Камчатской геосинклинальной области достигают 35—40 км. Кора максимальной мощности установлена под Курильской грядой, под дном Курило-Камчатского желоба она почти выклинивается. Переходный состав коры в современных геосинклиналях вырисовывается и при сопоставлении гравитационных аномалий. Незначительные положительные аномалии прослеживаются во внутренних бассейновых морях. В глубоководных желобах, а нередко и островных дугах, аномалии отрицательны (Леонтьев, 1963). Кора геосинклинальных областей сильно раздроблена, перемята, изменчива и представляет, по данным А. В. Пейве, «...планетарного масштаба тектоническую брекчию» (1960).

По данным новой гравиметрической карты США, кора в пределах Тасманова, Кораллового и Южно-Фиджийского морей — океаническая, а там же, под подводными хребтами, — переходная (Белоусов, 1964). В соответствии с этим распределяются и мощности коры: океаническая кора до 5 км, а кора переходного типа — от 10—15 км под островными дугами в разных стадиях развития и до 25 км под молодыми хребтами окраины материков.

Структурный план переходной зоны отличается от структурного плана и материков, и ложа океанов. Если материка представляют области преимущественного поднятия, а ложе океанов — опускания, то в переходной зоне движения разнонаправлены: глубокие погружения чередуются с мощными поднятиями островных дуг. Таким образом, морфологическое несходство планетарных элементов рельефа — материков, зоны перехода и ложа океанов — вызвано различиями геологической истории, общей направленности тектогенеза за геологическую стадию развития Земли — и как следствие этого — неодинаковым строением земной коры.

Скорость продольных сейсмических волн выше в верхней части подкоровой оболочки под океанами, чем под внутренними и окраинными морями (Бончковский, 1953 и др.). Следовательно, различие крупнейших структурно-морфологических элементов Земли отражает неодинаковое строение подкоровой оболочки. Поскольку процессы, происходящие во внутренних оболочках Земли, взаимосвязаны и носят общепланетарный характер, можно говорить об единстве развития структурно-морфологического плана Земли. Ложе океанов, зону перехода (геосинклинального типа) между океанами и материками и материка возможно рассматривать как различные стадии единого процесса тектонического развития планеты и формирования земной коры.

В расположении материков и океанов известны определенные особенности, которые видны на физической карте.

1. Материки и океаны неравномерно распределены по земной поверхности. Материки шире представлены в северном полушарии, хотя в северной полярной области расположен океан, которому на юге соответствует материк Антарктида. Кроме того, выделяются с запада на восток материковое полушарие и океаническое, почти все занятое Тихим океаном.

2. Все материки в северном и южном полушарии суживаются к югу.

3. Очертания материков, особенно южных, отличаются удивительным параллелизмом. Это и послужило некогда основанием для предположения о «дрейфе» континентов (теория Вегенера) и о том, что когда-то они представляли единый континентальный массив.

4. Расположение гор и равнин — элементов рельефа второго порядка — в пределах каждого из трех указанных выше элементов первого порядка приурочено к определенным поясам, из которых многие морфологически едины и для материков, и для зоны перехода между материками и ложем океана. На земной поверхности высокие горы расположены в виде двух главных поясов, из которых один охватывает Тихий океан, а другой протягивается в направлении, близком к широтному (Атлас, Пиренеи, Альпы, горы южной Европы, Малой Азии, Кавказа, горы Центральной Азии). Высокие горы Восточной Африки и Аравии протягиваются в направлении, близком к меридиональному, продолжают в возвышенностях Сирии и Ливана и соединяются с широтным (Средиземноморским и Центральноазиатским) поясом. Оба главные пояса смыкаются на юго-востоке Азии.

5. Подводные горы и возвышенности в пределах ложа океана тоже располагаются в виде обширных поясов меридионального и широтного направлений (рис. 15). Почти по середине Атлантического океана в меридиональном направлении протягиваются подводные хребты, параллельные очертаниям Северной и Южной Америки с одной стороны, Северной Европы и Африки — с другой. Южнее Африки система хребтов поворачивает в широтном направлении и разветвляется. В Индийском океане ветвь этой системы примыкает к Африканскому матерiku в районе полуострова Сомали. На его продолжении расположен остров Сокотра. Глубоководные океанические впадины и котловины в своих очертаниях обнаруживают несомненную связь с очертаниями подводных хребтов. Эта связь менее очевидна в центральной части Тихого океана, обладающей большими глубинами и недостаточно еще изученной. Срединные подводные хребты Тихого океана представляют продолжение Атлантических хребтов. Все они объединяются в единую систему (см. ге-

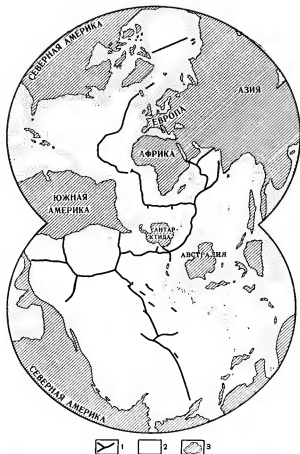


Рис. 15. Срединноокеанические хребты и срединно-океаническая система разломов:

1 — срединноокеанические хребты, 2 — глубины океана менее 1500 саженей, 3 — суша (по Дж. Вильсону)

оморфологическую карту Мира). К максимальным поднятиям срединных хребтов приурочены вулканические острова — Исландия, Азорские, Св. Павла, Тристан-Да-Кунья, Буве, Крозе, Кергелен, Херд и др.

Все эти особенности не случайны. Неравномерное распределение материков и океанов представляет результат стремления вращающейся Земли — асимметричного трехосного кордионального эллипсоида — приобрести наиболее устойчивую конфигурацию, т. е. сохранить фигуру равновесия — при данной угловой скорости вращения и при данном наклоне земной оси

(Рухин, 1959; Бондарчук, 1961; Каттерфельд, 1962 и др.). Процессы дифференциации вещества внутри Земли приспособлялись к фигуре вращения планеты и регулировались явлением изостатической компенсации. Современное распределение планетарных элементов рельефа планеты, отличающихся корой разного состава и разной мощности, соответствует фигуре равновесия. Если бы оси экваториальных и полярных эллипсоидов вращения были одинаковы, распределение масс разной плотности было бы симметричным относительно фигуры Земли. Различие в длине осей и полуосей и асимметрия фигуры планеты компенсируются неравномерным распределением масс земной коры. Чем больше длина оси (или полуоси), тем меньше должна быть плотность масс коры, чтобы сохранить фигуру равновесия. Кардиоидальность земного эллипсоида обуславливает преобладание материковых масс в северном полушарии и сужение их к югу.

Изменения скорости вращения Земли и наклона оси за геологическую стадию развития (Марков, 1948; Парийский, 1948 и 1954; Молоденский, 1953, Рухин, 1959; Страхов, 1962 и др.) изменяли соотношение размеров осей и вызывали приспособление формы Земли к новым условиям. Это обуславливало перераспределение напряжений во внутренних и внешних оболочках планеты и перестройку всей системы Земли — изменение зон тектонической активности, климата, общей циркуляции атмосферы и др. Такая перестройка вызывала изменения структурно-морфологического плана Земли и являлась причиной наиболее «устойчивого» в современных условиях распределения материков и океанических впадин на поверхности планеты и их конфигурации.

Почти геометрически правильное расположение современных горных поясов Земли (субмеридиональное и меридиональное, широтное и субширотное) обращало внимание русских ученых (А. П. Карпинского, А. И. Воейкова, А. А. Тилло). «Горообразование — это часть процесса переформирования планетарной фигуры Земли при изменении скорости ее вращения», — писал Личков (1960, стр. 146). Закономерное распределение поясов самых высоких гор сопоставляется с их приуроченностью к «критическим» параллелям (широты порядка 35—40° и экватор) и меридианам (Стовас, 1958, 1963 и др.; Личков, 1962; Каттерфельд, 1962). Критические параллели являются пограничными линиями перемещения знака тектонических напряжений и движений подкорковых масс при изменении скорости вращения Земли и полярного сжатия.

На рисунке 16 схематично показаны критические параллели. Земля при данной скорости вращения имеет форму эллипсоида ϵ_1 . Если скорость вращения Земли уменьшится, образуется форма менее сплюснутого эллипсоида — ϵ_2 . Дуга *аб*, изобража-



Рис. 16. Критические параллели Земли

лярными зонами в точках a , b , a_1 , b_1 расположены широтные границы, на которых произойдет смена знаков этих деформаций и тектонических движений. Земная кора и верхние слои оболочки будут «рваться». Образуются сверхглубинные и глубинные разломы (Пейве, 1945, 1960; Венинг Мейнец, 1947 и др.).

Помимо главных параллелей — 35° северной и южной широты, существуют и другие, по которым также идут разломы, опоясывающие всю планету. Среди них обычно отмечают $60-70-72^\circ$ (Воронов, 1962; Стовас, 1959; Каттерфельд, 1962 и др.). Эти разломы определяют наиболее крупные геоморфологические границы.

Не менее эффективны и долготные разломы (см. геоморфологическую карту), к которым приурочены меридиональные подвижные пояса Земли. Образование меридиональных и субмеридиональных глубоких разломов и обусловленных ими подвижных поясов Тихоокеанского кольца и Восточной Африки Г. Н. Каттерфельд (1962) связывает с сокращением земного радиуса вследствие формирования ядра Земли. Это вызвано тем же стремлением кардиоидального трехосного земного эллипсоида принять устойчивую конфигурацию при изменении условий.

Земля в процессе развития испытывает постепенное уменьшение угловой скорости вращения, что обусловлено взаимосвязанным развитием единой системы Земля — Луна (Парийский, 1954; Стовас, 1963 и др.). Эта система вращается вокруг общего центра тяжести, расположенного внутри Земли. Влияние Луны на земную кору и подкоровую оболочку заключается в образовании приливов в твердом веществе Земли. Образующаяся при этом «твердая волна» как бы стоит на месте, пока

ющая профиль экваториальной зоны, будет уплощаться и опускаться. Она должна занять меньшую площадь, чем ранее. Полярные зоны a_1a и b_1b , наоборот, поднимутся и увеличат свою кривизну, поэтому они займут соответственно большую площадь. При таком изменении площадей экваториальная зона начнет испытывать тангенциальное сжатие, а края ее будут как бы напирать на края полярных зон. Полярные зоны при этом испытывают растяжение. Между экваториальными и полярными зонами

Земля поворачивается вокруг оси. Волна поглощает энергию, поскольку ее возникновение и перемещение представляет перемещение твердой массы. Энергия изымается из кинетической энергии вращения; возникает так называемое приливное торможение, которое и вызывает уменьшение угловой скорости вращения¹.

Замедление обуславливает уменьшение полярного сжатия и, соответственно, — перестройку формы Земли, перемещение вещества внутри планеты и образование деформаций земной коры.

Распределение деформаций можно объяснить не только перестройкой фигуры планеты. Например, играет роль и то обстоятельство, что вещество Земли находится в «...установившемся колебательном движении» (Ступак, 1963, стр. 228). «Эти колебания... могут существовать только в виде установившихся стоячих волн» (там же). Они причинно связаны с изменением скорости вращения. Изменения скорости вызывают колебания вещества планеты. При этих движениях часть энергии вращения тратится на деформации и «...поддерживает геологическую жизнь планеты» (там же).

О «пульсациях» планеты говорят многие ученые (Умгров, 1947; Белоусов, 1962; Хаин, 1963 и др.), однако некоторые считают ее обусловленной космическими причинами, другие связывают с внутренней жизнью Земли.

Поскольку усиление тектонической активности происходило неоднократно в геологическую стадию развития Земли, очевидно, существуют общепланетарные причины периодического изменения скорости вращения и перестройки фигуры планеты.

В течение последнего — палеомезокайнозойского — мегацикла изучены тектонические циклы продолжительностью 150—200 млн. лет и 40—50 млн. лет. Астрономические расчеты показывают, что изменения полярного сжатия, связанные с изменениями вращения солнечной системы в пределах галактики, должны повторяться через 40 млн. лет (Лунсгергаузен, 1957; Стовас, 1962). Это согласуется с тектоническими циклами третьего порядка.

ПЛАНЕТАРНАЯ СИСТЕМА РАЗЛОМОВ РАЗНОГО ПОРЯДКА И ЕЕ ЗНАЧЕНИЕ В ФОРМИРОВАНИИ РЕЛЬЕФА ЗЕМЛИ

На основании неодинаковой глубины залегания магматических и сейсмических очагов в разных подвижных поясах сделан вывод о существовании сверхглубинных разломов (700—900 км и, по-видимому, 300), глубинных (40—70 км) и коровых, за-

¹ О возможном замедлении вращения Земли вследствие приливного торможения в 1754 г. говорил Э. Кант.

кладывающихся у подошвы коры и в коре. Наиболее глубоководные землетрясения с глубиной очагов в 300—700 км приурочены к Тихоокеанскому кольцу (Горшков, 1962); глубоко расположены там и магматические очаги. Очаги землетрясений в системе Атлантических подводных хребтов расположены на глубинах порядка 70 км; большая часть хребтов сейсмически активна. Сложены эти хребты базальтами с вкраплениями ультраосновных пород. Острова вдоль хребтов представляют базальтовые вулканы. В настоящее время вулканизм системы подводных хребтов не отличается большой интенсивностью.

Землетрясения в пределах Средиземноморского и Центрально-Азиатского горных поясов связаны с очагами, расположенными на самых разных глубинах: от 15—20 км в Крыму и менее 10 км в Таджикской депрессии и до 300 км на территории Афганистана. В 1954 г. в Испании было зарегистрировано землетрясение с очагом на глубине 600 км (Горшков, 1962).

Срединноокеаническая система разломов, к которой приурочены горные пояса ложа океанов, судя по глубине залегания сейсмических и магматических очагов, представляет выход на поверхность Земли разломов глубинных и коровых. Эти разломы всюду прослеживаются в пределах мирового океана (см. рис. 15). От них отделяются многочисленные разломы, идущие по преимуществу под острым углом к основным и продолжающиеся на материках. В рельефе материков они выражены поднятиями и опусканиями крупных блоков и резкой сменой одних типов мегарельефа другими (см. геоморфологическую карту). К ним приурочены вулканические излияния.

Глубинные разломы и сопряженные с ними коровые объединяются в общепланетарную систему, «...определенным образом ориентированную относительно фигуры вращения Земли» (Хаин, 1960). Разломы образуют закономерную общепланетарную сетку (Белоусов, 1962; Чебаненко, 1964).

Как видно на рисунке 15, очертания материков обусловлены простиранием глубинных и сверхглубинных разломов. Берега Южной Америки и Африки параллельны и отличаются совпадением очертаний потому, что каждый из этих материков повторяет очертания зон разломов.

Учение о разломах опровергает представления о том, что поверхность Земли когда-то была сплошной геосинклиналью (пангеосинклиналью). История образования материков, океанических впадин, платформ и подвижных поясов, гор подвижных поясов и платформ, и, наконец, равнин аккумулятивных и денудационных, представляет историю развития глубинных разломов, их качественных изменений в течение геологического развития Земли. Это отражено в контрастном рельефе подвиж-

ных поясов, в их сложном геологическом строении, в существовании одновременно островных дуг и глубоководных желобов — геосинклиналей в разных стадиях развития — и высоких горных систем материков.

Определения абсолютного возраста пород (правда, еще недостаточные) в современных подвижных поясах, привели ученых к выводу, что развитие их началось в конце протерозоя — начале палеозоя. В таком случае разделение поверхности Земли на материки и океанические впадины древнее, в основном докембрийское. Это говорит не о постоянстве земной коры на протяжении геологической истории Земли, а о том, что к концу докембрия были выражены различия материковой и океанической коры в пределах, близких к материкам и океанам в их современных очертаниях.

Океаническая базальтовая кора — более древняя (первичная) кора (Магницкий, 1961; Васильковский, 1964)¹. В геологическую стадию развития Земли в подвижных зонах происходила дифференциация земной коры на более плотную океаническую и более легкую материковую. Это подтверждается связью пород гранитного состава с древними и современными геосинклиналями. Определения абсолютного возраста горных пород показали, что наиболее древние породы докембрия представлены «...лавами или их осадочными производными, причем базальтового состава, следовательно, являются скорее симатическими, чем сиалическими» (Ф. Кинг, 1961, стр. 24).

Все стадии образования материковой коры прослеживаются в горах современных подвижных поясов, начиная от коры переходного типа под молодыми и юными островными дугами. Такое направленное развитие коры отражено на карте мощности земной коры (рис. 17, вкладка). Мощность коры в океанах увеличивается только там, где прослеживаются подводные хребты.

Если сравнить геоморфологическую карту Мира и карту типов коры (рис. 17, приложение 5), то можно увидеть, что особенности рельефа и структурных форм Земли тесно связаны со строением коры.

По-видимому, так же осуществлялся и в докембрии процесс переработки «первичной океанической» коры. Это подтверждается тем, что гранитный слой коры, содержащий 20—30% магматических гранитов, всюду складчатый, а базальтовый — нет (Васильковский, 1964). Однако сетка разломов была иная, и качественно иными были разломы. Такое предположение возможно потому, что в ранние этапы геологической стадии развития Земли земная кора была тонкой, а разогревание внутренних оболочек планеты было большим и, как считает В. В. Бе-

¹ Основателями учения о глубинных разломах и их общепланетарном характере были А. П. Карпинский (1894) и У. Хоббс (1911).

лоусов (1962), разогревались слои подкоревой оболочки, расположенные близко к земной поверхности.

Об изменении сетки разломов в докембрии свидетельствует несогласие разновозрастных складчатых зон докембрия между собой и каждой из них с палеомезокайнозойскими подвижными поясами. На рисунке 18 показан докембрий Африки, Индии и Канады. В нем нашли отражение несколько мегациклов, пространственно друг с другом не совпадающих; структуры каждого последующего срезают структуры предыдущего. Однако разновозрастные докембрийские складчатые системы (см. рис. 18), не совпадая друг с другом пространственно, расположены широтно и субширотно, меридионально и субмеридионально. Таким образом, основные направления сетки разломов и тем самым — горных поясов, во все времена геологической стадии развития Земли оставались сходными.

Подвижные зоны палеомезокайнозой и докембрия также находятся в резком несогласии между собой. Факт несоответствия подвижных поясов разных по времени мегациклов свидетельствует о последующем изменении структурного плана Земли. Перемены внутри мегациклов происходят постепенно; резкий скачок в переориентировке структурного плана происходит в конце. Судя по тому, что каждый мегацикл продолжается около 500—700 млн. лет, можно предположить, что именно в такой промежуток времени перераспределение энергии внутри Земли приводит к резкому качественному изменению.

Цикличность в развитии Земли отражает мало еще изученную периодичность в накоплении энергии внутри планеты, которое вызывает нарушение соответствия (динамического равновесия) между ее оболочками и приводит к изменению химического состава слагающего ее вещества, его фазового состояния, к противоречию между составом земной коры и распределением энергии в подкоревом слое. Противоречие разрешается в усилении физико-химической и гравитационной дифференциации внутри Земли и соответственно — в перераспределении глубинных магматических и сейсмических очагов, в переориентировке зон повышенной активности в пределах глубинных разломов. Эти процессы определяются и регулируются вращением Земли, изменением скорости вращения (связанным с солнечным и лунным притяжением) и стремлением планеты приобрести фигуру равновесия.

В геологическую стадию развития планеты всем этим факторам подчинялось распределение максимальной тектонической активности в сетке разломов, а следовательно, и образование подвижных поясов.

Некоторые изменения тектонической активности той или иной системы разломов происходили и в течение палеомезокайнозойского мегацикла. Они прослеживаются геологическими метода-

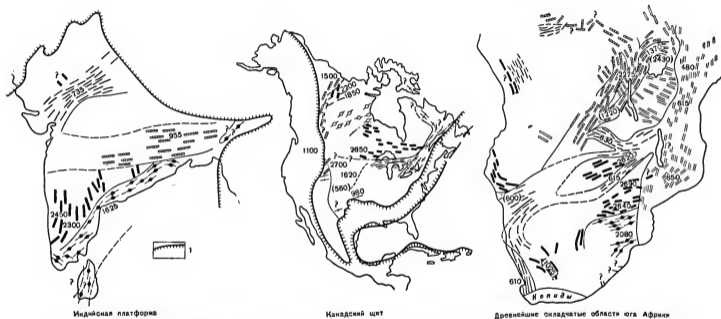


Рис. 18. Распределение складчатых поясов докембрия (по Ю. М. Шейнманну):

1 — границы подвижных поясов палеомезозойноз; докембрийские пояса показаны неодинаково в соответствии с их принадлежностью к разным мегацитадам; возраст складчатости дан в миллионах лет

ми. В современных подвижных поясах проявление глубинных разломов на поверхности Земли, начинающееся с образования геосинклинали, развитие геосинклинали и превращение ее в горную страну происходит в каждый последующий тектонический цикл ближе к периферии платформ, которые в результате как бы наращиваются (Белоусов, 1955; Рухин, 1959 и др.). Разломы и соответственно подвижные пояса возникают на границе материков и океанических впадин (Богданов, 1955 и др.). Граница определяется разломами и изменяется в соответствии со смещением за геологически длительное время поясов максимальной тектонической активности в системе разломов. Этим обусловлено изменение зоны перехода между океанами и материками в палеомезокайнозой, ее непостоянная тектоническая жизнь, известная подвижность границы между ней и ложем океана — с одной стороны, между ней и материком — с другой.

Глубинные и сверхглубинные разломы, причинно связанные с изменением скорости вращения, не представляют результат только вращения. Вращение определяет закономерный рисунок сетки относительно фигуры Земли. Разломы же образуются в результате разогревания и расширения подкорового вещества, вызывающих растягивание и растрескивание земной коры в планетарном масштабе. Неизбежным следствием растяжения является и сжатие коры, а поэтому — и пликативные дислокации.

По данным Р. М. Деменицкой, кристаллические оболочки Земли неоднородны и в горизонтальном направлении, и в вертикальном разрезе. Поэтому планета должна по-разному реагировать и на внешние силы, и на процессы, происходящие внутри нее. Под влиянием вращения должны возникать неодинаковые напряжения в разных участках земных оболочек и особенно в местах сопряжений их (1960). Возможно, поэтому зона перехода от океанов к материкам, везде приуроченная к разломам глубокого заложения, построена неодинаково.

Схематично развитие переходной зоны геосинклиналиного типа можно представить следующим образом (рис. 19).

Разнонаправленное движение материков и океанических впадин — крупнейших блоков коры — вызывает образование серии разломов разной глубины заложения. Разная глубина разломов в известной мере обусловлена тем, что наиболее интенсивные напряжения развиваются по границам различных сред — слоев коры и оболочки. Оттуда они передаются на поверхность Земли, и на месте выхода разломов вначале образуются глубоководные желоба — первая стадия развития геосинклинали. Ширина системы таких разломов определяет ширину зоны перехода геосинклиналиного типа. Далее в процессе геосинклиналиного развития образуются геоантиклиналиные поднятия остров-

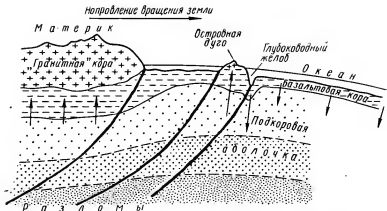


Рис. 19. Зона перехода между океанами и материками

ных дуг, вначале подводных, а затем и надводных. Движения в переходной зоне становятся разнонаправленными. Процесс «замыкания» геосинклинали, как известно, сопровождается интенсивной магматической и вулканической деятельностью, протекающей циклично. В пределах каждого цикла, начинающегося с излияний платобазальтов, происходит закономерная смена основных продуктов кислыми (см. ниже). Проникновению магмы происходит по разломам. Чем глубже заложение разломов, тем более основным является ее состав. Вследствие глубокой метаморфизации (гранитизации) геосинклинальных осадков, происходящей при этом, а также дифференциации магмы и подъема вверх более легких кислых продуктов, кора в пределах островных дуг в процессе их развития закономерно изменяется в своем составе, переходя из океанической и переходной в материковую. Соответственно увеличивается и мощность коры.

В дальнейшем островные дуги причленяются к материку, а между материком и островными дугами более ранних стадий развития располагаются остаточные океанические котловины (окраинные моря).

Как показывает соотношение известных региональных разломов разного порядка с докембрийскими складчатыми зонами, они продолжают развиваться и в настоящее время, хотя и в ослабленном виде. Сохраняя те же основные направления, сетка разломов в целом за геологическую стадию развития Земли перемещалась относительно фигуры планеты. Во всяком случае, активность в пределах сетки изменялась. В каждый последующий мегацикл перемещение максимальной тектонической активности происходило главным образом в сторону океанов.

Материковые подвижные пояса разрастались за счет переходной зоны геосинклинального типа, а переходная зона — преимущественно за счет океанов. Та же тенденция сохранялась и в развитии циклов второго порядка. Ф. Кинг указывает, что внешние, обращенные к океанам борты геосинклиналей Аппалачей и Кордильер, были заложены на океанической, а не на материковой коре.

Результатом изменения зон тектонической активности в палеомезокайнозойе явилась неодинаковая история разных подвижных поясов, выраженных в современном рельефе Земли. Так, например, геосинклинальное развитие Средиземноморского и Центрально-Азиатского поясов находится в стадии замыкания, а некоторые участки Тихоокеанского пояса переживают геосинклинальное развитие в настоящее время (южная часть Восточноазиатского пояса, Малая Антильская и Южно-Сандвичевы дуги).

КРУПНЫЕ ЧЕРТЫ РЕЛЬЕФА ГОР И РАВНИН

Горы материков, зоны перехода, ложа океанов отличаются по тектоническому строению, пути развития и составу слагающих их пород. Соответственно различаются и равнины материковых и океанических платформ.

Характерной особенностью планетарного расположения горных систем материков является обособленность менее высоких гор: Урала, Тимана, Салаирского и Енисейского кряжей, гор Бырранга, Скандинавских гор, гор Центральной Европы, Аппалачей, Капских гор и Австралийских Альп. Эти горы не связаны с поясами высоких гор и расположены в пределах современных платформ.

Каждый горный пояс представляет гирлянды дугообразных горных цепей, то сходящиеся в огромные сложно построенные горные узлы, то расходящиеся веерообразными пучками гигантских дуг (рис. 20). Между дугами горных цепей располагаются нагорья высотой в несколько тысяч метров, но всегда меньшей, чем высота окружающих хребтов. Хребты нагорий (Тибет, Б. Бассейн и др.) не имеют дугообразного рисунка. Только хребты восточной части нагорья Пуны, сложенные молодыми кайнозойскими осадками, повторяют дугообразное направление Андийских хребтов.

Параллельно дугам высоких горных цепей материков располагаются и горы островных дуг. Параллельно островным дугам протягиваются узкие наиболее глубоководные океанические впадины. Очертания глубоководных океанических впадин и котловин обнаруживают несомненную связь с очертаниями подводных хребтов.

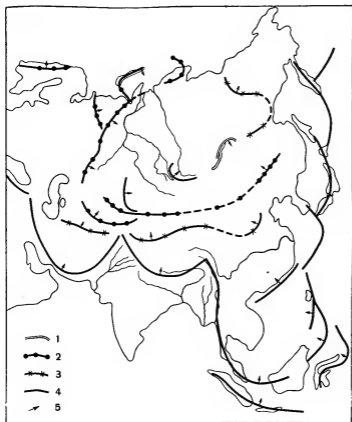


Рис. 20. Схема расположения главнейших дугообразных систем в пределах Азиатского материка (по Л. В. Рухину): 1 — протерозой, 2 — палеозой, 3 — мезозой, 4 — кайнозой (кроме современных островных дуг, формирование которых продолжается), 5 — направление падения сверхглубинных разломов

Дуги горных хребтов материков также разделяются впадинами, большей частью параллельными направлению хребтов. Дугообразный (в плане) рисунок горных цепей Г. Г. Хесс, Л. В. Рухин (1959) и др. объясняют тем, что поверхность разломов всегда наклонена, поэтому их выход на сферическую поверхность Земли «... неизбежно дугообразен». Дугообразный рисунок горных цепей прослеживается в горах самого различного возраста, в том числе и в тех, которые расположены на платформе (Урал, Аппалачи, Капские горы). Конфигурация дуг тем сложнее, чем изменчивее падение сверхглубинного и глубинного разлома. В случае резких изменений падения разломов дуги образуют гирлянды (в Индонезии и др.).

Горы платформ менее активны, чем горы, приуроченные к «живым» глубинным и сверхглубинным разломам. Они менее сейсмичны; в них отсутствует современный и молодой вулканизм; поднятия хребтов и опускания впадин медленнее и т. п. Например, Южный и Средний Урал, как показывает высота хорошо датированных террас, за кайнозойское время поднялся на 150—200 м. Неодинаковое неотектоническое развитие вызвало существенные различия в рельефе гор платформ и подвижных поясов.

Неотектонические движения по-разному интенсивно проявляются на поверхности Земли. Их активность не всегда наследует активность прежних тектонических циклов. Если Гималаи, Скалистые горы, Анды, Кавказ, Тянь-Шань и некоторые другие горные пояса в неотектонический этап поднялись на 4000—5000 м, то в пределах гор платформ (Южный и Средний Урал, Аппалачи, Австралийские Альпы), как указывалось, эти движения не превышали 200—300 м. Горы платформ остались в стороне от главных путей неотектонической активизации. Это и свидетельствует о том, что в течение палеомезокайнозойского мегацикла тектоническая активность в пределах планетарной сетки разломов изменялась. Такое предположение находится в соответствии с неполным совпадением в пределах главных подвижных поясов зон максимальной тектонической активности в разные тектонические циклы (Скалистые горы, Восточная Азия и некоторые другие).

Рельеф равнин материковых и океанических платформ менее контрастен, хотя также разнообразен. Разнообразие рельефа материковых платформ отражает неодинаковую историю тектонического развития и различие направленности и интенсивности новейших движений (см. гл. VII). Это и вызвало отличия в осадконакоплении и темпе денудации равнин. Огромная низменная равнина Западной Сибири в течение мезокайнозоя была областью преобладающего прогибания и осадконакопления, сначала морского, а затем — континентального. В пределах Русской равнины на фоне общего опускания древнего Свеко-Фенско-Сарматского щита происходили локальные погружения, которые чередовались с поднятиями во времени и в пространстве; поэтому и современный рельеф ее более мозаичен и сложен. В южной Америке почти в течение всего палеомезокайнозоя области Бразильского и Гвианского щитов испытывали в основном тенденцию к поднятию и подвергались денудации, а низменные равнины бассейнов Амазонки и Параны — к погружению, и в их пределах происходила аккумуляция. В средней Сибири преобладала тенденция к поднятию за исключением Вилуйского прогиба, и в этом история Сибирских равнин в общих чертах несколько сходна с историей равнин Африки.

Современный рельеф Земли обладает большими контрастами. Составленная много лет назад гипсографическая кривая недостаточно отражает соотношение площадей и высот в пределах материков, площадей и глубин в пределах океанов. Геологические и геофизические исследования последних лет позволяют дать иную картину рельефа дна Мирового океана. Установлено, что чем больше по своим размерам океан, тем больше и его средняя глубина (Рухин, 1959). То же справедливо и для материков, причем не только средняя высота материков прямо пропорциональна их площади, но и абсолютная: самые высокие горы расположены в Центральной Азии.

Доказательства в пользу представления об увеличении контрастности рельефа Земли в процессе ее геологического развития приводились многими учеными. Основной причиной прогрессирующей контрастности рельефа, вероятно, является общая направленность развития планеты: опускание океанических впадин и поднятие материков, и некоторое перемещение тектонической активности в пределах планетарной сетки разломов.

Немалую роль, по-видимому, сыграло увеличение глубины заложения разломов. Прогрессирующее разогревание планеты должно было привести к расширению ее внутренних частей. Внешние слои не разогреваются, а скорее охлаждаются (Белюсов, 1962)¹. Поэтому на границе верхних и нижних расширяющихся слоев должно происходить растрескивание верхних. В этом заключается механическая обусловленность глубинных и сверхглубинных разломов. В соответствии с разогреванием все более глубоких слоев земных недр и увеличением мощности коры увеличивалась и глубина заложения разломов. В настоящее время заложение наиболее активных сверхглубинных разломов приурочено к разогревающейся части оболочки.

Контрастность рельефа должна была увеличиваться по мере увеличения мощности континентальной коры, так как участки, сложенные более легкой континентальной корой, испытывали большее поднятие, а сложенные океанической корой — прогибание. Образование континентальной коры приводило к нарушению изостатического равновесия. Поэтому в самом процессе ее формирования заложено увеличение контрастности рельефа Земли.

Представления о прогрессирующей контрастности рельефа

¹ На характер изменения земных недр нет единой точки зрения. По мнению В. Е. Хаина, Земля, некогда более активно разогревавшаяся, в настоящее время охлаждается. Об этом может свидетельствовать и некоторое сокращение проявления магматизма на поверхности Земли (1964).

Земли согласуются с положением В. А. Магницкого, Ф. Кинга и др. об «океаническом» характере первичной земной коры. По мере увеличения контрастов рельефа — поднятий гор и прогибания впадин — во впадинах, где сохранялась «первичная» (океаническая) кора, началось заполнение их водой. По современным представлениям, вода в океанах образовалась в результате выделения ее за счет вулканических процессов (Рухин, 1959). Количество воды постепенно увеличилось. Первичные докембрийские океаны были мелководными. Доказательством является отсутствие глубоководных осадков в геосинклиналях докембрия в Канаде, Восточной Сибири и др. Кроме того, доказательством меньших контрастов между погруженными геосинклинальными участками и окружающими поднятиями является постепенность фациальных переходов геосинклинальных и негеосинклинальных докембрийских осадков. Прогрессирующее углубление океанов Л. В. Рухин доказывает и палеофаунистическими данными. Изучая эндемичные семейства и классы глубоководной фауны, Л. А. Зенкевич пришел к выводу, что она начала формироваться с палеозоя. Увеличение контрастности рельефа Земли подтверждается также отсутствием флишевых и молласовых отложений в осадках древних подвижных поясов (Хаин, 1964), а также увеличением скоростей эрозии в современную эпоху. С этой точки зрения современные океаны и континенты представляют результат усиливающейся дифференциации коры и увеличения мощности континентальной коры. Еще нет ясности в вопросе о том, как изменялись океаны и материка в палеомезокайнозой. Некоторые ученые (В. В. Белусов, Ю. М. Шейнманн, Л. Кинг и др.) считают, что в палеозое и раннем мезозое происходило разрастание платформ за счет сужения геосинклиналей и перехода прилежащих к платформе частей геосинклинальных зон в горную страну, а затем — и в платформу. В мезозое наметилась тенденция к увеличению океанов. Это проявилось в распаде Гондваны и образовании впадин Атлантического и Индийского океанов, а также в процессе базальтизации земной коры. Доказательством базальтизации коры считаются мощные излияния платобазальтов, происходившие в кайнозой как в зонах послеплатформенной активизации — в восточной Африке, на Дальнем Востоке, в Кордильерах, так и в Альпийских поясах — в Андах, на восточной окраине Азиатского материка. Излияния платобазальтов вряд ли можно считать доказательством океанизации. Исследования петрографического состава кайнозойских лав в различных подвижных поясах Земли — в Скалистых горах, на Камчатке, Дальнем Востоке и др., показывают определенную закономерность в изменении состава этих лав во времени. По данным Ф. Кинга, третичные лавы

Колумбийского плоскогорья представлены сравнительно однородными толеит-базальтами, а плиоценовые и плейстоценовые образования плоскогорья Снейк содержат и андезиты, и дациты. На Камчатке смена одного вулканического цикла другим также сопровождается изменением состава продуктов от основных к более кислым.

Интересное предположение В. В. Белоусова и Б. М. Шейнманна о базальтизации земной коры пока расходится с геологическими, геофизическими и с геохимическими данными. Превращение огромных масс континентальной коры в океаническую пока кажется маловероятным. Опровергая эту точку зрения, В. А. Магницкий пишет, что «...кажется неправдоподобным растворение и миграция менее плотных соединений, вопреки действию силы тяжести, в более плотную среду... Такое погружение возможно только насильственно за счет... источника энергии, могущего совершить достаточную работу против действия силы тяжести» (1961). В. В. Белоусов и сам указывает на то, что это представление противоречит данным геофизики.

Г. Штилле, доказывая, что островные дуги западной части Тихого океана представляют результат раскола и погружения континентов Азии и Австралии, не касается вопроса о том, почему кора между островами и континентами океаническая (1964). Он пишет: «...речь идет об общем перемещении сиаля из южного полушария в северное, каким бы окольным путем оно не происходило». (стр. 228).

Если обратиться к геоморфологической карте, то раздробление Китайской платформы и опускание ее в значительной части под осадки Великой Китайской равнины и Желтого моря вызывает представление о том, что там происходит как бы миграция геосинклинальной зоны на материк. Однако этот процесс на восточной окраине Азиатского материка не повсеместен. В настоящее время установлено, что кора Берингова, Южно-Китайского, Тасманова, частично Японского и других морей представляет кору океаническую, т. е. кора имеет океаническое строение как раз там, где островные дуги отличаются наибольшей молодостью (см. рис. 19). Для этих районов наиболее обосновано предположение о том, что здесь происходит обратный процесс: переработка океанической коры в материковую и увеличение материка за счет роста и причленения островных дуг. Соответствуют этому и данные П. Н. Кропоткина о том, что дно глубоких впадин окраинных морей представляет реликты океанической коры, которые расположены «в петлях» гранитизации (1956). Неизвестно, будет ли на месте Великой Китайской равнины и связанных с ней в процессе прогибания депрессий геосинклиналь с морским режимом или это не произойдет. Пока можно считать, что развитие Восточно-Азиатского под-

вижного пояса происходит в двух направлениях, хотя преобладает, по-видимому, преобразование переходной зоны геосинклинального типа в материк.

Представление об океанизации предполагает неизменной внешней со стороны океана границу зоны перехода. Присутствие герцинских структур в зрелых островных дугах западной части Тихого океана Г. Штилле выдвигает в качестве аргумента в пользу раскола и погружения восточных окраин Азиатского и Австралийского континентов (1964). Однако вряд ли такой вывод возможен, пока не доказана физическая сущность перехода материковой коры в океаническую. Естественно предположить, что развитие переходной зоны растягивается на протяжении мегацикла. Поэтому наличие герцинских структур в более зрелых островных дугах закономерно.

Некоторое увеличение океана произошло вследствие раскалывания континента на северо-западе Индийского океана. Продолжающиеся на материке разломы Срединноокеанической системы вызвали отделение Африки от Мадагаскара, а затем и Аравии. Резко раздроблена и северная окраина Северной Америки (см. карту), в результате чего образованы северная часть Гудзонова залива и Баффинов пролив, а Баффинова Земля стала островом. Здесь также произошло увеличение площади океана, но кора остается материковой (Кинг Ф., 1961), и пока нет данных предполагать, что она будет переработана в океаническую.

Советские и зарубежные тектонисты справедливо считают современные океаны геологически молодыми, но естественнее предположить, что они сформировались не в мезозое, как считают Г. Штилле (1964), Л. Кинг (1962), В. В. Белоусов (1962), Дю Тойт (1957), Ю. М. Шейнманн (1960) и др., а к началу палеозоя, как предполагают П. И. Кропоткин (1956), Л. Б. Рухин (1959), В. Е. Хаин (1957, 1964), Ф. Кинг (1961), О. К. Леонтьев (1963) и др.

Африка и Южная Америка уже к началу палеозоя не представляли единого континента. Совпадение очертаний береговых линий обоих континентов обусловлено конфигурацией Срединноокеанической системы разломов. Крупные структурные элементы Южной Америки не продолжают на Африканский континент. Остаточные протерозойские горы Бразилии не находят аналогов в Африке; Капские горы не имеют сходства с горами Южной Америки. Синеклизы Африки (Калахари, Конго и др.) прошли иной путь тектонического развития, чем синеклизы Южной Америки. Несмотря на периоды интенсивного погружения, характерным для развития этих впадин было преобладание относительного опускания на фоне сводового поднятия Африканского материка. В. В. Белоусов, сторонник кайнозойского раскола Гондваны, сам это убедительно опровер-

гает: «Непосредственное продолжение структур с одного континента на другой при более внимательном исследовании не подтверждается. Некоторое сходство в геологическом строении есть, но оно не выходит за пределы обычного сходства формаций и структурных условий однотипных тектонических зон. С таким же успехом можно найти элементы сходства между Альпами и Гималаями, хотя они никогда не соприкасались между собой» (1962, стр. 542). Это — возражение против возможности дрейфа континентов в понимании Вегенера¹, но по сути оно направлено и против существования в палеозое и в мезозое единого гондванского материка.

Океанизация противоречит и постоянство мощности коры (5 км) всюду в пределах ложа Мирового океана, кроме подводных хребтов и возвышенностей (см. рис. 17). Если в мезозое между Южной Америкой и Африкой была суша, то мощность коры там должна быть по крайней мере на 20 км больше. Непонятно, как она могла переработаться в океаническую и настолько уменьшиться в мощности.

Таким образом, к концу протерозоя расположение материков и океанов было близко к современному. В дальнейшем очертания и размеры материков, зоны перехода и океанических впадин изменялись, но не в главных чертах. Это подтверждается распределением докембрийских пород (рис. 21) и существованием подвижных поясов Восточной Азии, Кордильер, Аппалачей, Шотландии, Скандинавии и Северо-Западной Африки. Во внутренних частях этих горных поясов развиты верхнепротерозойские и нижнепалеозойские структуры. Древность океанических впадин подтверждается принадлежностью указанных послепротерозойских образований к эвгеосинклинальным². Этим доказывается образование названных подвижных поясов в зоне перехода и последующее присоединение их к материкам (Хаин, 1964).

В горных поясах Тихоокеанского кольца, на побережье Охотского моря, Корейского полуострова в Китае, восточной Авст-

¹ Вновь возникшие в настоящее время представления о горизонтальном перемещении материков, основанные на изменении местоположения магнитных полюсов и на увеличении разности долгот между континентами (теории «неомобилизма», «эпейрофореа»), большинством ученых признаны недоказанными. Ошибки в повторных измерениях долгот превышают установленную величину смещения. Кроме того, эти представления находятся в противоречии с данными о строении земных оболочек, о глубинных разломах (Николаев, 1962).

² Термины Г. Штилле. Эвгеосинклиналями называют геосинклинальные прогибы, расположенные ближе к океанам и отличающиеся наиболее активным геосинклинальным развитием. Миогеосинклинальные — «полугеосинклинальные» прогибы расположены ближе к платформе и менее активны. В пределах эвгеосинклиналей и образуются наиболее высокие горные пояса.

ралии среди пород докембрия (протерозоя и рифея), испытывавших складчатость и метаморфизм еще в допалеозойское время, развиты преимущественно морские осадки. Это доказывает докембрийский возраст Тихого океана (Леонтьев, 1963).

Геологически более молодыми, вероятно, являются лишь северо-западная часть Индийского океана и северная — Атлантического, где геофизическими методами обнаружена материковая кора.

О древнем возрасте океанических впадин убедительно свидетельствует «Срединноокеаническая» система глубинных разломов. Многие структуры материков, расположенные на ее ветвях, имеют докембрийский возраст (структуры Восточной Африки, Аравали в Индостане и др.).

Современную конфигурацию океанические впадины приобрели к позднему мезозою, когда почти замкнулся геосинклинальный пояс Тетиса. Океан Тетис образовался в протерозое. Это подтверждается широтным простираем протерозойских структур Северной Африки и Южной Европы (в отличие от структур архейских). Позже островные дуги расчленили Тетис на геосинклинальные бассейны, и в настоящее время он близок к замыканию (Хаин, 1964). Реликтами Тетиса В. Е. Хаин, О. К. Леонтьев и др. считают Средиземное и Черное моря, а также южный Каспий.

Земная кора Средиземного и Черного морей и южной впадины Каспийского является океанической и, при большой мощности осадочного слоя (10—15 км в Черном море), не содержит гранитного. Большая мощность осадочного слоя обусловлена выносом с окружающей суши. Продукты выноса остаются во внутренних морях, а в океане они разносятся на несравненно большую площадь. В крайних морях мощность осадочного слоя коры по той же причине несколько выше, чем в океанах.

Материки, зона перехода и ложе океана представляют, таким образом, не только самые крупные неровности поверхности земной коры, но в основных чертах и самые древние.

С вопросом о направленности развития планетарного структурно-морфологического плана Земли и возраста океанов связан и вопрос о том, происходило ли разрастание материковых платформ за счет присоединения к древним платформенным «ядрам» обращенных геосинклинальных зон. Судя по разновозрастности докембрийских пород современных щитов и по расположению дислоцированных пород докембрийских тектонических мегациклов (см. рис. 18), такое «обрастание» имело место в докембрии, когда формировалась материковая кора и соответственно — материковые платформы. В палеомезокайнозое это происходило сложнее. «Обрастанию» предшествовало раздробление и перестройка докембрийских платформ. Об этом



Рис. 21. Выходы докембрия на современных материках (по С. С. Кузнецову с изменениями)

можно судить по схеме современного местонахождения докембрия (рис. 21). Глубокое погружение докембрийского основания в пределах современных геосинклиналей и платформенных прогибов и выход его на дневную поверхность в цоколе высоко поднятых горных систем подвижных зон отражает неодинаковый путь последующей тектонической истории докембрийских платформ: раскалывание, прогибание, местами вовлечение в геосинклинали, их замыкание, образование гор. Отдельные участки докембрийских платформ испытывали тенденцию к поднятию в течение всего палеомезокайнозоя. Они сохранились в современном мегарельефе в качестве щитов. Иные участки подверглись интенсивной переработке, начавшейся еще в протерозое. Некоторые прошли путь геосинклинального развития, сменившегося образованием горных стран; другие погружались, заполнялись осадками, вновь поднимались, вновь опускались. Те, которые прошли путь геосинклинального развития, вовлекались в «послеплатформенную» активизацию, а геосинклиналь формировалась по периферии подвижного пояса. Так образовывались сложно построенные подвижные пояса, в которых, действительно, периферические, близкие к океану, участки более молоды (Скалистые горы, Анды, Гималаи, Альпы, горы Восточной Азии и др.). Некоторые в последующий цикл уже не вовлекались в активное тектоническое развитие, оставаясь в стороне от главных тектонических событий. Но, как видно на рисунке 21, породы докембрия выходят и в осевых зонах многих самых молодых ближайших к океану хребтах подвижных поясов. Докембрийский фундамент залегает всюду или глубоко погруженный под многокилометровой толщей осадков или высоко поднятый в ядрах складчатых структур молодых и древних горных стран; на равнинах молодых платформ (как аккумулятивных так и денудационных) выходит на дневную поверхность (равнины и горы щитов).

В палеомезокайнозое, таким образом, происходило не просто разрастание платформ, а коренная перестройка докембрийских платформ и образование грубо в их же пределах денудационных равнин — реликтов древних платформ, аккумулятивных и денудационных равнин молодых платформ, гор платформ, причленение гор подвижных поясов.

Современный структурный план Земли и мегарельеф поверхности планеты представляет результат разного тектонического развития и качественной перестройки докембрийских платформ.

Во времени эта перестройка, по-видимому, и представляет образование материков и океанов в очертаниях, близких к современным.

Глава XI

МЕГАРЕЛЬЕФ ПЛАТФОРМ

МЕГАРЕЛЬЕФ МАТЕРИКОВЫХ ПЛАТФОРМ

Основные черты современного мегарельефа Земли образованы в палеомезокайнозойский мегацикл, хотя полного обновления структурного плана в это время не произошло.

Как известно, платформы представляют сравнительно устойчивые области. Толщина земной коры в их пределах наиболее однородна — 35—45 км. Основные пути наиболее активных сверхглубинных и глубинных разломов проходят по окраинам современных платформ, ограничивая их. В зависимости от возраста складчатого фундамента различают платформы докембрийские и послепротерозойские или эпипротерозойские, эпикаледонские, эпигерцинские. Платформы имеют ярусное строение. Нижний ярус платформенного фундамента сложен докембрийскими кристаллическими и метаморфическими породами. Выходы их на поверхность образуют щиты. Дислоцированные породы молодых платформ слагают второй ярус складчатого фундамента, который также имеет разный возраст. Верхний ярус (чехол) представлен горизонтально залегающими осадочными породами, местами образующими платформенные складки — антеклизы и синеклизы. На древних платформах осадочный чехол лежит на докембрийском фундаменте.

Мегарельеф щитов и молодых платформ имеет существенные различия. Молодые платформы более подвижны и, следовательно, разнообразнее по рельефу. Чем моложе платформа, тем более разновозрастна она в различных своих участках и более разнообразна по современному рельефу.

Структура осадочного чехла не всегда обнаруживает преемственность от структуры докембрийского складчатого фундамента. В чехле молодых платформ нередко проявляется унаследованность структуры складчатого (палеозойского) основания (Шатский, 1946). Это также обуславливает различие мегарельефа платформы.

Различают высокие платформы (Африканская, Средне-Сибирская, большая часть Китайской и Австралийской) и низкие (Северо-Американская, Западно-Европейская, Русская, Западно-Сибирская) (Страхов, 1948; Мещеряков, 1960 и др.). Высота платформы не зависит от возраста фундамента.

В современном мегарельефе материковых платформ прежде всего выделяются такие крупные элементы, как равнины (аккумулятивные и денудационные) и горы. Различия мегарельефа платформ определяются историей развития платформы, продолжительностью развития в одном направлении и направленностью и интенсивностью неотектонических движений.

Равнины представляют пространства с незначительными колебаниями высот. Например, Западно-Сибирская низменная равнина на протяжении 1700 км от побережья Карского моря до своих южных окраин повышается всего на 150—170 м.

Аккумулятивные равнины материковых платформ представляют платформенные прогибы разного возраста и разной сложности. Но как бы далеко в геологическое прошлое ни уходило начало формирования прогиба, его выраженность в современном рельефе является результатом прогибания, продолжающегося и в настоящее время.

Аккумулятивная равнина Амазонки представляет мегасинеклизу, формирование которой началось в конце докембрия. В течение всего палеомезокайнозоя она сохраняла тенденцию к прогибанию. Польско-Германская синеклиза, также представляющая в современном рельефе низменную аккумулятивную равнину, начала прогибаться в мезозое. Западно-Сибирская аккумулятивная равнина приурочена к мегасинеклизе, под морскими и континентальными мезокайнозойскими отложениями которой погребены разнообразные и разновозрастные структуры. По существу, это прогнувшаяся эпипалеозойская платформа. Несмотря на сложное структурно-морфологическое строение, в современном мегарельефе Западно-Сибирская аккумулятивная равнина выражена как единое целое благодаря сохранению в четвертичное время тенденции к прогибанию.

Платформенные прогибы, к которым приурочены низменные аккумулятивные равнины, играют большую роль в формировании структурно-морфологического облика современной поверхности Земли. При сравнении физической карты с геоморфологической отчетливо видно выражение прогибов в современном мегарельефе Земли. Эти прогибы или занимают целую погруженную платформу, как, например, Западно-Сибирскую, или разделяют платформу, нарушая ее тектоническую и морфологическую целостность, как мегасинеклизы Амазонки, Параны и другие. Или, наконец, они захватывают окраины континентов, как Польско-Германская синеклиза.

В зависимости от направленности и интенсивности неотектонических и современных движений рельеф аккумулятивных равнин неодинаков. В мегасинеклизе Западной Сибири, Амазонской, Параны и других в настоящее время не везде идет прогибание и аккумуляция. Периферические части не прогибаются. Там не происходит и заметного поднятия, но, поскольку центральные части мегасинеклиз и синеклиз продолжают прогибаться, относительное превышение непрогибающихся участков вызывает в их пределах денудацию. В результате форми-

рукются денудационные равнины на молодом рыхлом основании. Прежняя низменная аккумулятивная равнина приобретает новое качество (см. геоморфологическую карту Мира).

Особую категорию аккумулятивных равнин представляют равнины, образовавшиеся в тех частях платформ, где прогибание носило локальный и непродолжительный характер. Там рыхлые молодые отложения не достигают большой мощности и коренное основание местами «просвечивает» сквозь их неравномерный и маломощный покров. Такова равнина южной части Индокитая и некоторые другие.

Нередко такие аккумулятивные равнины на близко залегающем коренном основании (что влияет на современный облик рельефа) образуются в условиях относительного тектонического покоя. К ним относятся те равнины Русской и Северо-Американской платформ, которые образовались вследствие наложения ледниковых и водно-ледниковых отложений на денудационные равнины после стаивания ледника. В аридном климате Африки и Австралии формирование аккумулятивного равнинного рельефа произошло в результате навевания песчаных осадков.

Наряду с такими равнинами существуют аккумулятивные равнины крупных внутренних тектонических впадин (на плоскогорье Гоби и в Африке). По своему тектоническому развитию они отличаются тем, что формируются на фоне общего сводового поднятия и не нарушают целостности платформы. Они органически связаны с поднимающейся платформой и по своему тектоническому режиму непостоянны. Они развивались в течение геологически длительного отрезка времени, но интенсивное погружение сменялось поднятиями. Впадины сохранялись в рельефе вследствие более интенсивного поднятия краев.

Внутренние впадины развиваются в местах пересечения разломов разного направления (Хаин, 1964). К таковым относятся впадины Калахари, Конго, оз. Чад, Гобийская синеклиза и др. Благодаря тому, что эти впадины большей частью бессточны, равнины в их пределах отличаются своеобразным рельефом. Он не всюду является аккумулятивным. Непостоянное тектоническое развитие впадин обусловило и сложный их рельеф, но они мало изучены и в настоящее время нет материала для разделения равнин этих впадин на аккумулятивные и денудационные. На геоморфологической карте Африки, составленной Л. Кингом (1962), в пределах впадин показан преимущественно аккумулятивный рельеф.

Следовательно, аккумулятивные равнины материковых платформ по интенсивности и направленности новейших и современных тектонических движений, а также по их соотношению с прежним путем тектонического развития, разделяются на три типа мегарельефа:

1. Аккумулятивные равнины платформенных прогибов с глубоким залеганием коренного основания.

2. Аккумулятивные равнины с близким залеганием коренного основания, сказывающегося в рельефе (в том числе и «насаженные» равнины).

3. Аккумулятивные равнины внутренних впадин.

В зависимости от тех же факторов в пределах материковой отмели (шельфа) О. К. Леонтьев также выделяет три типа мегарельефа аккумулятивных равнин (см. табл. 1 и геоморфологическую карту).

1. Равнины платформенных прогибов внешнего шельфа.

2. Равнины внутренних впадин шельфа.

3. Равнины платформенных выступов шельфа.

В пределах шельфа продолжаются материковые структуры: выделяются затопленные морем щиты и платформы, а в пределах тех и других — антеклизы и синеклизы. Это хорошо выражено в Варенцевом море. Синеклизы материковой отмели нередко продолжают платформенные прогибы суши. Внутренние впадины шельфа в известной мере представляют тектонические аналоги внутренних впадин материковых платформ.

Мегарельеф денудационных равнин

Рельеф равнин денудационных отличается еще большим разнообразием. Неодинаковая история тектонического развития разновозрастных платформ и различная интенсивность неотектонических и современных поднятий отдельных участков платформ определили высоту денудационных равнин, глубину среза, структуру, а следовательно, и неодинаковый мегарельеф. На поднятых участках платформ с горизонтально залегающими породами осадочного чехла образуются плато. Плато Колорадо в Северной Америке, достигающее 3000 м абсолютной высоты, представляет самое высокое плато в мире и является результатом вовлечения в интенсивное поднятие участка докембрийской платформы, перекрытой мощным осадочным чехлом и прилежащей к подвижному поясу Североамериканских Кордильер. Рельеф высоких плато Африки и плато Средней Сибири отражает длительное поднятие.

Низкие плато Западного и Северного Казахстана представляют результат иной геологической истории: недавно начавшегося и не очень интенсивного поднятия.

В результате интенсивного поднятия и расчленения плато переходят в столовые «горы». Столовые горы плосковершинны; больших высот (до 3000 м) достигают там, где в неотектонический этап проявлялась повышенная тектоническая активность (в Восточной Африке, Южной Аравии и др.).

Платформы, особенно молодые, построены сложно. В результате чередования поднятия и опускания в пределах платформ во времени и в пространстве они являются как бы состоящими из отдельных блоков, медленнодвигающихся в противоположных направлениях (или отстающих один от другого). Каждый крупный блок представляет антеклизу или синеклизу. На пологих растянутых крыльях этих складок образуются денудационные равнины на почти горизонтальных или слабо деформированных осадочных породах. От плато они отличаются менее плоским рельефом и отсутствием «столообразного» характера поверхности. В качестве примера таких равнин можно привести денудационные равнины Средне-Русской возвышенности, Приволжской, Вольно-Подольской и другие. К числу равнин, образованных пологой синеклизой, относится равнина, расположенная на севере Ливийской пустыни (см. геоморфологическую карту).

Если длинные и пологие крылья антеклиз и синеклиз отличаются заметным падением (результат более интенсивных поднятий или опусканий), образуются наклонные, иногда ступенчатые равнины. К таковым относятся равнины Англо-Парижского бассейна, Приленского «плато» и другие. Высокие наклонные равнины на моноклинальных пластах образуются также в тех местах, где в интенсивное поднятие горного пояса вытягиваются участки прилежащей платформы (Великие равнины, равнины Центральной Аравии и Сахары).

Наклонные равнины на моноклинально залегающих породах могут занимать немалые площади. Великие равнины протягиваются почти вдоль всего пояса Скалистых гор. Уклоны их на востоке, ближе к Скалистым горам, велики; они поднимаются до высоты 1700 м.

Полого наклонные равнины образуются на морских побережьях. Они представляют результат значительных колебаний береговой линии в неотектоническое время, обладают небольшим первичным уклоном и плоским рельефом. Этим они отличаются от равнин на моноклинально залегающих пластах. В различии рельефа тех и других отражается разный путь неотектонического развития. К первичным наклонным равнинам относятся Приатлантическая, Причерноморская равнины и др.

Иную категорию денудационных равнин представляют равнины на складчатом основании. Большой частью они образуются в предгорьях остаточных гор древних горных поясов и представляют результат длительного выравнивания в условиях малоинтенсивного поднятия. Не всегда такие равнины формируются на месте некогда высокой, а потом сниженной горной страны. Значительно чаще они образуются вследствие денудации не поднимавшихся высоко периферических частей (пред-

горий) горных поясов. Об этом свидетельствует их расположение (см. геоморфологическую карту).

Предгорья — это переходная полоса от равнин к горам. Они различны по тектонической природе и по рельефу. Иногда они представляют сниженные и выравненные периферические участки горного пояса (Аппалачский Пидмонт), нередко с останцовым рельефом (Восточный склон Урала), которые с начала формирования горной страны отличались меньшей тектонической активностью. Иногда предгорья представлены равнинами, втянутыми в поднятие горного пояса с моноклинально залегающими породами, разбитыми разрывной тектоникой (Северная Америка). В других случаях они образуются при втягивании в поднятие краевых прогибов. Оложения прогиба при этом могут быть приподняты и дислоцированы (Сиваликские горы), приподняты и расчленены (адыры в Средней Азии). Несмотря на различия, все предгорья — или результат затухания тектонической активности к периферии горной страны, или втягивания равнинных участков в подвижный пояс в период его активного формирования и расширения (см. рис. 13).

Денудационные равнины на складчатом основании срезают складчатую структуру. Поэтому они являются как бы «вторичными» по отношению к структуре и представляют результат выравнивания и денудационного среза исходной поверхности. Равнины на горизонтальных, моноклинальных и слабо деформированных пластах платформенных структур по отношению к структурной форме, на которой они сформировались, являются «первичными». Их равнинный рельеф, как бы глубоко он не был срезан, представляет результат прямого выражения в рельефе характера залегания горных пород той или иной структурной формы, и, следовательно, предопределен исходной поверхностью.

Помимо денудационных равнин на складчатом основании местами развиты плоскогорья. Различия в рельефе денудационных равнин и плоскогорий вызвано неодинаковым тектоническим развитием. Рельеф плоскогорий более сложно построен, высоты, в общем, больше, расчленение — глубокое и резкое; нередко имеются остаточные хребты, массивы, участки вулканического рельефа. При всей этой сложности рельефа и резкости расчленения для плоскогорий характерна в целом однородность расчлененных участков. Нет оснований считать, что плоскогорья образуются только в результате нивелировки сложно построенной горной страны; они могут развиваться вследствие длительного выравнивания и денудационной препарировки участков земной коры, затронутых тектонической активизацией, но не испытывавшей интенсивных поднятий. Поэтому в современном мегарельефе Земли, по-видимому, нет молодых плоскогорий; они формируются в течение всего палеомезокайнозоя или мезокайнозоя. Плоскогорья развиты на северо-востоке Сибири, в Европе, в Северной Америке (Часть Юконского

и др.), на юге Азии. На всех материках широко развиты денудационные равнины щитов. Эти выступы докембрийского фундамента, местами значительные по площади (см. рис. 21), сохранились в современном рельефе Земли потому, что они оказались расположенными вне системы глубинных и сверхглубинных разломов и, таким образом, вне поясов наибольшей тектонической активности. Кроме того, выходу докембрийского основания на поверхность способствовала определенная направленность тектонического развития в палеомезокайнозойе — преобладающее поднятие. Каждый щит в своем современном виде представляет крупную антеклизу или мегантеклизу. В зависимости от интенсивности поднятия и сопутствующих явлений разрывной тектоники склоны и своды антеклиз оказались выраженными в рельефе в виде денудационных равнин, плоскогорий, невысоких гор. От денудационных равнин на складчатом основании равнины щитов отличаются тем, что в их пределах редко присутствуют отпрепарированные элементы древних структур. Структурные элементы щитов, как правило, не наследуются современным рельефом.

Плоскогорья щитов, как и равнины щитов, от плоскогорий молодых платформ отличаются меньшим распространением отпрепарированных структурных элементов, за исключением древних вулканических тел. Они имеют преимущественно блоковую структуру. От равнин щитов они отличаются более глубоким расчленением, большими высотами, более четко выраженным единым уровнем, блоковой структурой, наличием отпрепарированных древних вулканических тел. Плоскогорья щитов чередуются с денудационными равнинами щитов в пределах всех южных материков, занимая там, как видно на геоморфологической карте, немалые площади. Они развиты в Африке, на щитах Алданском и Анабарском, Балтийском, Гвианском, Бразильском и др.

Особым рельефом отличаются денудационные равнины и плоскогорья вулканического происхождения. Они располагаются или внутри подвижных горных поясов (Колумбийское плоскогорье, плоскогорье Снейк и др.), или приурочены к зонам разломов, иногда древних (Средняя Сибирь), но нередко не утративших своей тектонической активности и в неотектоническое время (плоскогорья Западной Африки, Аравии, Южной Америки, Австралии).

В соответствии с разнообразием мегарельефа денудационных равнин, отражающим сложную и неодинаковую историю тектонического развития древних и молодых платформ и различных неотектонический режим, выделяются следующие типы мегарельефа:

1. Равнины на молодом рыхлом основании — молодые равнины большей частью четвертичного возраста.

2. Равнины на горизонтальных и слабо деформированных пластах.
3. Плато.
4. Столовые горы.
5. Первичные наклонные равнины.
6. Ступенчатые и наклонные равнины на моноклинально залегающих пластах.
7. Равнины на складчатом основании.
8. Плоскогорья (на складчатом основании).
9. Равнины щитов.
10. Плоскогорья щитов.
11. Равнины и плоскогорья вулканические.

Для всех равнин материковых платформ характерна незначительная изменчивость аномалий силы тяжести, в общем близких к нулю.

мега рельеф гор материковых платформ

Некоторые палеозойские подвижные пояса утратили прежнюю тектоническую активность, но все же выражены в рельефе в качестве невысоких гор. Горы образуют и наиболее поднятые и разбитые разломами участки щитов. Современные очертания гор щитов не совпадают со структурами докембрия и представляют поднятия отдельных блоков по разрывам на фоне общего сводового поднятия (горы Западной и Южной Африки, Бразильского и Алданского щитов и др.). Контур современных гор не наследует очертаний докембрийских подвижных поясов.

Отдельные горные хребты¹ щитов образованы в результате интенсивного врезания рек в условиях сводового поднятия (горы Виндия в Индии к югу от широтного течения Ганга). Некоторое приблизительное совпадение очертаний современных гор щитов и докембрийских складчатых поясов наблюдается лишь в горах, сложенных протерозоем и сформированных байкальским горообразованием (например, в горах Аравали на северо-западе Индии и др.).

Горы палеозойских подвижных поясов, расположенные на платформах, в отличие от гор щитов по своим современным очертаниям близки к прежним. Однако современный рельеф таких гор различен в зависимости от неодинаковой выраженности

¹ Горный хребет — возвышенность большого протяжения, вытянутая в определенном направлении, ограниченная с обеих сторон понижениями, чаще всего межгорными впадинами. Горные цепи — горные хребты большого протяжения. Они соответствуют сложно построенным антиклиналям, а иногда и синклиналям. Хребты и цепи имеют сложный рельеф и разделяются на горные гряды и массивы. Горные гряды являются возвышенностями меньшего протяжения и меньшей сложности.

сти древних структур. В рельефе многих гор они совсем не выражены; современные очертания горных хребтов и крупных понижений — результат последующей разрывной тектоники и дифференцированных движений отдельных блоков (Скандинавские горы, Австралийские, Гарц, Шварцвальд и др.). В других горах платформ тектонические движения проявляются унаследованно в соответствии с древними структурами. Там в зависимости от интенсивности движений древние структурные элементы оказываются то более, то менее срезанными, но в обоих случаях выраженными в рельефе. Глубоко срезанные древние структурные элементы определяют крупные черты современного рельефа Уральских гор, северных и юго-восточных Аппалачей, Западного Китая. В современном рельефе Капских гор, юго-западных Аппалачей и других продолжают жить древние неглубоко срезанные структуры.

В соответствии с интенсивностью неотектонических движений и их соотношением с древними горы платформ разделяются на четыре типа мегарельефа: 1) горы щитов, 2) горы послепротерозойских платформ с невыраженной в рельефе древней структурой; 3) с выраженной в рельефе глубоко срезанной древней структурой и 4) с выраженной в рельефе неглубоко срезанной древней структурой.

Мощность земной коры в горах платформ мало отличается от мощности коры платформенных равнин. Она колеблется в пределах 45—50 км. Вероятно, это объясняется тем, что каждый участок платформы, хотя и в разное время, прошел стадию геосинклинального развития и формирования коры материкового типа. Аномалии силы тяжести в горах платформ отрицательные.

МЕГАРЕЛЬЕФ РАВНИН МАТЕРИКОВОГО СКЛОНА

В настоящее время можно считать доказанным, что материковый склон в прежнем представлении, т. е. как уступ между материком и океанической впадиной, встречается не повсеместно. Лучше всего материковый склон, представляющий подводную окраину материка, развит у Атлантического побережья США. До глубины 1800—2000 м крутизна его от 7 до 15°, далее он положе. Более пологая часть склона с поверхности сложена рыхлыми отложениями, на крутом склоне они почти отсутствуют.

Равнинный рельеф в пределах переходной зоны развит на подводной окраине материка. В переходной зоне геосинклинального типа равнины приурочены к тектоническим впадинам подвижных поясов.

О. К. Леонтьев (1963) выделяет два типа мегарельефа равнин, расположенных на материковом склоне: аккумулятивные на-

клонные равнины подножий материкового склона и денудационные ступенчатые наклонные равнины и плато материкового склона (см. геоморфологическую карту Мира).

МЕГАРЕЛЬЕФ ПЛАТФОРМ ЛОЖА ОКЕАНА

Равнины ложа океанов приурочены к огромным котловинам, представляющим области прогибания и выполнения океанических платформ. Площадь таких аккумулятивных равнин в пределах только одного Тихого океана больше, чем площадь всех равнин материков (Леонтьев, 1963).

Океанические глубоководные равнины большей частью, во всяком случае в Тихом океане, имеют холмистый рельеф. Плоскими являются лишь участки днищ наиболее глубоководных котловин с наименьшей мощностью донных осадков. В Атлантическом океане рельеф аккумулятивных равнин ложа разнообразнее. Там вдоль материкового склона глубоководных котловин протягивается полоса наклонных равнин, представляющих шлейф, образованный мутьевыми потоками. Особенно хорошо они развиты в котловинах, граничащих с крупными островами. В Тихом океане такие равнины выражены хуже, потому что его граница на большом протяжении оконтурена глубоководными желобами.

В океаническом ложе О. К. Леонтьев выделяет три типа мегарельефа аккумулятивных равнин: 1) возвышенные равнины и плато абиссальной аккумуляции; 2) наклонные абиссальные равнины островных шлейфов и 3) равнины абиссальной аккумуляции океанических котловин.

Равнины абиссальной аккумуляции, по О. К. Леонтьеву, образуют два подтипа: плоские, занимающие центральные части днищ котловин, куда мутьевые потоки приносят разжиженные массы донных осадков, и холмистые, приуроченные к повышенным частям котловин.

Равнины абиссальной аккумуляции занимают наиболее опущенные части огромных глубоководных котловин океанических платформ. Котловины представляют особую качественную разновидность платформенных мегасинеклиз, а в рельефе — низменных аккумулятивных равнин на глубоко залегающем коренном основании. Несмотря на то, что их тектоническая природа к настоящему времени изучена недостаточно, можно провести аналогию с подобными равнинами материковых платформ. Глубоководные осадки покрывают неровности коренного ложа, нивелируют его, образуя плоскую поверхность. Плоские равнины ложа океанов приурочены к базальтовой коре, мощностью около 5 км (см. рис. 17), с резкими положительными аномалиями силы тяжести.

Накопление осадков в равнинах абиссальной аккумуляции в отличие от равнин платформенных прогибов на материках далеко не всегда отражает коррелятные связи с рельефом. Кроме того, во многих из них преобладают органические осадки.

Между возвышенными равнинами и плато абиссальной аккумуляции и равнинами материковых платформ на близко залегающем коренном основании также можно провести некоторую аналогию. И те и другие принадлежат к «насаженным» аккумулятивным равнинам. В пределах возвышенных равнин абиссальной аккумуляции осадки не образуют сплошного чехла, и коренное основание сказывается в рельефе равнин.

Наклонные абиссальные равнины островных шлейфов аналогичны по способу образования равнинам подножия материкового склона (см. выше), и так же, как и они, отличаются сравнительно большой мощностью осадков и плоским рельефом.

Глава XII

МЕГАРЕЛЬЕФ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ

МЕГАРЕЛЬЕФ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ МАТЕРИКОВ

Разнообразие геоструктурных зон не исчерпывается геосинклиналями и платформами. Существуют подвижные пояса, геосинклинальный путь развития которыми пройден в палеозое, мезозое. От платформ они отличаются высокой подвижностью, следствием которой является высокогорный рельеф, большой мощностью осадков в межгорных прогибах, интенсивной складчатостью этих осадков и нередко повышенной магматической и сейсмической деятельностью, от геосинклиналей — отсутствием морского режима в стадию интенсивного погружения и интрузивного магматизма. В. А. Обручев, В. А. Николаев и В. Е. Хаин предложили назвать их возрожденными или геоантиклинальными зонами. С. С. Шульц (1962), Н. И. Николаев (1962) и др. называют такие горные пояса «областями молодого горообразования»; В. В. Белоусов — «областями послеплатформенной активизации» (1962). К таковым относятся многие горы Центрально-Азиатского пояса (Каракорум, Нань-Шань), геосинклинальное развитие которых закончилось в палеозое, Кордильеры Северной Америки, прошедшие геосинклинальный путь развития (в большей своей части) в палеозое и в мезозое, горы Северо-Востока Сибири, Западного Забайкалья (геосинклиналь в Западном Забайкалье развивалась в конце протерозоя — начале палеозоя) и др.

В качестве общего понятия, включающего горные пояса с современным и древним геосинклинальным развитием, употребляются «орогенные области», «складчатые пояса», «зоны подвижности» (Петрушевский, 1964), «подвижные пояса» (Васильковский, 1964; Муратов, 1964 и др.). Наиболее удачным является термин «подвижный пояс».

Благодаря активизации в неотектонический этап подвижные пояса с разновозрастным геосинклинальным развитием выражены в современном рельефе высокими горами.

В процессе послеплатформенной активизации происходит «...наложение пояса современного горообразования на различные более древние структуры...», что «...приводит к их энергичной перестройке» (Николаев, 1961).

Понятие «послеплатформенной» активизации является следствием представления о том, что геосинклинальное развитие сменяется образованием горной страны, на месте которой с течением времени формируется платформа с выровненным рельефом. Выровненная страна подвергается тектонической активизации. Однако неотектоническую и современную активизацию испытывают не только платформы, но и «области завершенной складчатости» (Шейнманн, 1959), т. е. образование подвижного пояса может начаться и после завершения геосинклинального этапа развития и образования горной страны, без стадии выравнивания (возрожденные подвижные пояса), и после платформенного этапа. Пример послеплатформенной активизации представляет подвижный пояс Восточной Африки. Активизации, выразившейся в интенсивном поднятии, раздроблении поднимающейся части материка, мощных проявлениях кайнозойского вулканизма, образовании многочисленных впадин-грабенов, вертикального перемещения отдельных блоков, подверглась докембрийская платформа. Это обусловлено «Срединноокеанической» системой разломов, так же как и образование грабена Красного моря и гор Западной Аравии.

Возраст рифтовой системы, по-видимому, докембрийский, хотя и в палеозое и в мезозое и в кайнозое формировались новые рифтовые структуры (Дикси, 1959). В расположении разновозрастных рифтовых структур выясняется интересная закономерность, подчеркнутая Ю. М. Шейнманном в предисловии к книге Дикси: наиболее молодые структуры и наибольшая тектоническая активизация во времени смещались к северу. Ю. М. Шейнманн объясняет это тем, что третичные структуры связаны с альпийской складчатостью, а более древние, «посткарусские», — с капской.

По-видимому, это следствие увеличения тектонической активности в пределах всего Африканского материка в течение палеомезокайнозоя к северу, обусловленного, вероятно, общепланетарным смещением зон наибольшей активности в пределах системы разломов.

Увеличение в палеомезокайнозой¹ тектонической активности Африканского материка по направлению к северу прослеживается и по истории развития внутренних впадин Африки. В палеозое наиболее интенсивно прогибалась впадина Карру. В конце триаса она перестала быть областью опускания (Дю Тойт, 1957). Впадина Калахари также не представляет в настоящее время область прогибания; часть синеклизы Конго продолжает отпускаться и сейчас. Таким образом, эти три внутренние синеклизы отражают разные стадии сходного процесса развития.

В подвижных поясах, которые развиваются после платформенного этапа развития, структурный план древней платформы не наследуется. Присутствие в Восточной Африке унаследованных складчатых докембрийских структур обусловлено тем, что они моложе — этот подвижный пояс начал формироваться с протерозоя. И все же очертания современного горного пояса не совпадают с контурами протерозойского.

В подвижных поясах, которые образовались на месте мезозойских и палеозойских поясов, неотектоническая активизация нередко захватывает целиком прежние пояса, но их структурный план также не наследуется. Так развивались подвижные пояса Северо-Американских Кордильер, представляющих в настоящее время один из крупнейших поясов Земли, Центрально-Азиатский, Западно-Забайкальский. Ни в одном из них нет совпадения новейших крупных тектонических структур с прежними, во всяком случае, складчатые структуры не совпадают. В современных поясах такого типа присутствуют и древние и молодые структурные элементы. Чем интенсивнее активизация, тем лучше выражены в рельефе молодые (наложенные) структурные элементы. Например, Тянь-Шанско-Байкальский горный пояс, несмотря на морфоструктурные различия внутри пояса, в современном мегарельефе выражен как единый, что обусловлено развитием горного рельефа в его пределах в неоген-четвертичное время.

Возрожденные горы этого подвижного пояса образовались на разных структурах, поэтому менее крупные черты горного рельефа различаются между собой. Кроме того, в различных участках пояса максимальные поднятия во времени развивались асинхронно. Если Тянь-Шань местами за четвертичное время поднялся на 5000 м, то поднятия в Центральном Забайкалье за это же время не превышают 150—200 м, как показывает изучение террас реки Шилка.

¹ «Палеомезокайнозой» — не очень удачный термин. Однако общепринятого названия этого периода пока нет. Термин «неогей» был бы хорош, если бы не понимался по-разному: некоторые включают в него Рифей (Штилле и др.), некоторые — палеозой, мезозой и кайнозой (Васильковский). Вероятно, следует принять название «неогей» в понимании Васильковского.

Иная картина наблюдается в тех горных поясах, в которых геосинклинальная стадия развития закончилась в различные отрезки неотектонического этапа. В их рельефе отражена структура, начало формирования которой заложено в геосинклинальную стадию. Современный структурно-морфологический план является синхронным времени формирования горной страны. Мегарельеф определяется новообразованной структурой. В ней по сравнению с возрожденными поясами четче проступают складчатые структурные элементы. Таким образом, современные подвижные пояса Земли качественно различны. Различия, вероятно, определяются глубиной заложения разломов, продолжительностью их существования (возрастом), некоторым изменением их пространственного расположения за геологически длительный отрезок времени, смещением в пределах системы разломов зон максимальной тектонической активности.

В. Е. Хаин выделяет два типа подвижных поясов материков: 1) геосинклинальные, разделяющиеся на окраинно-материковые (Тихоокеанское кольцо) и внутриматериковые (Средиземноморский); 2) геоантиклинальные, или возрожденные (Центрально-Азиатский, Неваиды). Геосинклинальные окраинно-материковые подвижные пояса формируются в зоне перехода между океанами и материками, где горные хребты молодых островных дуг, представляющих часть геосинклинального подвижного пояса, выходят из-под уровня моря.

Особой разновидностью подвижных поясов материков следует считать активизированную докембрийскую платформу Восточной Африки.

Горы всех подвижных поясов различаются по крупным чертам рельефа. Можно выделить 8 типов мегарельефа гор.

1. Горы новообразованных подвижных поясов (кайнозойских, альпийских).
2. Горы возрожденных подвижных поясов.
3. Горы подвижных поясов активизированных щитов.
4. Нагорья, наследующие срединные массивы.
5. Вулканические горы и нагорья.
6. Аккумулятивные равнины межгорных и предгорных впадин и прогибов.
7. Денудационные равнины межгорных и предгорных впадин и прогибов на приподнятом молодом рыхлом основании.
8. Аккумулятивные равнины прогибов, обусловленных послеплатформенной активизацией.

К горам новообразованных подвижных поясов относятся ближайшие к океану части Тихоокеанского кольца, Средиземноморский пояс и часть Центрально-Азиатского (см. геоморфологическую карту). Различные отрезки этих поясов находятся в разных стадиях развития; в некоторых островных дугах

еще не закончена стадия геосинклинального развития (так же, как и в Малой Анtilьской и Южно-Сандвичевой дугах в Атлантическом океане). В других геосинклинальная стадия закончилась еще в палеогене, а в конце неогена закончилось и максимальное поднятие (Карпаты и Альпы). Некоторые новообразованные горы вообще не проходили стадию геосинклинального развития, образовавшись, например, на месте предгорных прогибов. Однако это уже различия иного порядка, выходящие за пределы признаков, определяющих мегарельеф. Горы новообразованные в основном имеют сводово-складчатую и складчатую структуру, горы возрожденных подвижных поясов — сводово-складчато-глыбовую, а горы активизированных щитов — сводово-глыбовую и глыбовую.

Особый тип мегарельефа гор представляют нагорья. Отличие рельефа нагорий от рельефа горных поясов отражает иной путь тектонического развития. Нагорья представляют поднятые на разную высоту массивы, окруженные более высокими горами. В пределах нагорий участки рельефа, близкого к плоскогорному, чередуются с глубокими межгорными впадинами и высокими горными хребтами. Хребты и впадины большей частью имеют глыбовое строение и образовались в результате раздробления жесткого основания нагорья системой разломов и подвижек по разломам. Некоторые хребты нагорий сложены молодыми осадками, образовавшимися в процессе сноса с окружающих интенсивно поднимавшихся горных хребтов (хребты Пуны и Иранского нагорья). По своей тектонической природе нагорья представляют срединные массивы (междугорья по В. Е. Хаину, 1956)¹. Нагорьями являются Тибетское (во всяком случае, в какой-то своей части), Колымское, Яно-Инди-гирское, Мало-Азиатское, Юнь-Наньское, нагорье Большого Бассейна и часть Мексиканского.

Вероятно, к нагорью относится и часть огромного плоскогорья на Северо-Западе Северной Америки (Юконское) и его южное продолжение, но эта территория также еще слишком мало изучена.

Вулканические горы и нагорья, образованные в неотектоническое время в молодых подвижных поясах (Мексиканское, Армянское, нагорья Северо-Востока СССР и др.), отличаются своеобразными чертами рельефа.

Земная кора имеет наибольшую мощность в таких подвижных поясах, которые испытывали интенсивное тектоническое раз-

¹ Существует иное понимание термина «нагорье» — орографическое. В этом понимании под нагорьем подразумевается вся горная страна вместе с окружающими нагорье хребтами. Но, поскольку хребты имеют иную тектоническую природу и соответственно иной рельеф, понятие «нагорье» следует ограничить срединными массивами.

вие, например, горы Центрально-Азиатского и Андийского поясов. Мощность коры в Гималаях достигает 84 км (Гурарий и Соловьева, 1963). Аномалии силы тяжести резко отрицательны и достигают наибольших величин. В тех подвижных поясах, где палеозойские тектонические циклы не достигали большой интенсивности или где заметна граница между сооружениями более древних и молодых тектонических циклов, мощность коры меньше. В Скалистых горах, например, где в каждый последующий цикл горообразование происходило ближе к океану (в современном рельефе они выражены благодаря неотектонической активизации), мощность коры не превышает 60—65 км.

Впадины и понижения в горах расположены на разной высоте и большей частью параллельны направлению хребтов. Они являются неотъемлемыми элементами горного рельефа. Образование их и хребтов представляет взаимосвязанный процесс, в котором отражается одна из основных закономерностей тектогенеза.

В новообразованных горных поясах впадины обычно синхронны горообразованию. В возрожденных поясах некоторые из них являются вторичными, синхронными этапу неотектонической активизации. Иногда древние впадины наследуются новейшими движениями.

Неотъемлемым элементом горного рельефа являются и равнины краевых, или предгорных, прогибов. Краевые прогибы представляют наиболее распространенный тип связей платформ и геосинклинальных зон. Геосинклинальные зоны в процессе развития воздействуют на окраинные части платформ, обуславливая опускание и переработку их структур. При этом нередко происходит как бы ассимиляция значительной части платформенных областей с последующим развитием в них складчатых зон (Богданов, 1955; Пушаровский, 1959). В качестве примера подобной ассимиляции платформы складчатой зоной Ю. М. Пушаровский приводит восточную окраину Сибирской платформы, которая в мезозое была захвачена складчатостью Северо-Востока СССР.

В современном мегарельефе Земли многие межгорные впадины и предгорные прогибы выражены потому, что они продолжают погружаться. Образуются аккумулятивные равнины. Ближе к горам, где погружение нередко сменяется поднятием, формируются денудационные равнины на молодом аккумулятивном (рыхлом) основании.

В древних платформенных горах осадки межгорных впадин краевых прогибов подверглись диагенезу, а иногда и складчатости. В рельефе такие прогибы выражены денудационными равнинами разного типа (Предуральский герцинский прогиб и др.).

На молодых платформах существуют прогибы, которые не могут быть отнесены ни к типу платформенных, как Амазонская мегасинеклиза, ни к типу межгорных и предгорных прогибов (Индо-Гангский, прогиб Ориноко, впадина Персидского залива, впадины Забайкалья и др.). Но они отчетливо связаны с послеплатформенной активизацией и образованием подвижных поясов. Такова Восточно-Китайская впадина. Поскольку она обязана своим существованием активизации, а не обусловлена платформенным тектоническим режимом, приуроченные к ней аккумулятивные равнины можно выделить как особый тип мегарельефа подвижных поясов.

Все перечисленные типы мегарельефа материков не имеют абсолютно четких границ, так как они взаимосвязаны и во времени могут переходить друг в друга.

МЕГАРЕЛЬЕФ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ ПЕРЕХОДНОЙ ЗОНЫ

В переходной зоне геосинклинального типа тектоническая жизнь Земли наиболее интенсивна.

Как указывалось, вопрос о том, что происходит в настоящее время — сокращение геосинклиналей и разрастание платформ, или увеличение океанов за счет раскалывания материков (Гондваны), не является решенным. По-видимому, не только платформы разрастаются в результате замыкания геосинклиналей, но и подвижные пояса увеличиваются за счет платформ. Мезозойская Верхоянская геосинклиналь частично захватила восточную окраину Сибирской платформы, Гималайская — северную окраину платформы Индостана и т. д.

Интереснейшей областью интенсивных молодых и современных движений является зона перехода восточной окраины Азиатского материка и особенно окаймляющие его окраинные моря и островные дуги Зондских, Филиппинских, Японских, Курильских и Алеутских островов. В пределах этой зоны развиваются современные геосинклинали. Для них характерна не только большая подвижность земной коры, но и резкая дифференциация движений. Отдельные участки могут двигаться с различными скоростями и в противоположных направлениях. Изучение геологии, рельефа и рыхлых отложений современной Восточно-Азиатской геосинклинали дает представление о крайне сложном «мозаичном» строении геосинклиналей и о ряде общих закономерностей формирования зоны перехода и тектонического развития подвижного пояса.

Основная черта строения этой геосинклинальной области — ряд крупнейших волн или зон поднятия и опускания, приблизительно параллельных друг другу и в основном параллельных краю Азиатского материка. Подвижность зон уменьшает

ся от океана в глубь материка по мере приближения к областям прогибания в пределах все более древних структур. Области прогибания могут через длительный (в геологическом смысле) отрезок времени, испытывая все большее погружение, оказаться залитыми морем. Внешняя зона всей этой области характеризуется интенсивными опусканиями. Она образована цепочкой глубоководных желобов с глубинами 7—10 тысяч метров, приуроченных к границе геосинклинальной области и дна Тихого океана. С запада они окаймляются параллельными цепочками островов, намечающими зону поднятий.

Между островными дугами и материком расположена зона окраинных морей: Берингова, Охотского, Японского, Желтого, Восточно- и Южно-Китайского. Для северной части Японского моря, где земная кора материкового типа, есть данные, указывающие на недавнее опускание. Так, например, Г. У. Линдберг установил, что состав пресноводных рыб в соседних бассейнах рек Японии резко различен, но соответствующие фаунистические области повторяются на материке в том же расположении. Он считает, что реки материка продолжались ранее на территорию современных Японских островов через сушу, ныне опустившуюся под уровень Японского моря. Есть и прямые геоморфологические данные об опускании Охотского моря. Берега его местами представляют плоскости сбросов, срезающих горные долины так, что их устьевые участки обрываются над уровнем моря.

Следующая к западу зона поднятия проходит по берегу материка. Она образована хребтом Сихотэ-Алинь, горами северо-восточного Китая, Кореи и Южного Китая и частично разорвана Охотским и Желтым морями.

Западнее проходит зона опускания, представляющая чередование континентальных депрессий и пониженных участков гор. Она проходит вдоль Нижнего Амура и на севере открывается к Охотскому морю, а на юге через Приханхайскую низменность — к Японскому. Еще западнее проходит зона поднятия, образованная сложным горным рельефом, а к западу от нее — следующая крупная зона опускания. Она представлена континентальными депрессиями: Верхне-Зейской, Зейско-Буреинской, Маньчжурской и Великой Китайской. Две последние депрессии разделены заливами Желтого моря — Ляодунским, Бохайваньским и Лайчхоуваньским. Это наиболее опущенная часть зоны депрессии, наглядно показывающая связь континентальных депрессий и окраинных морей. Китайская равнина внедряется в горы Южного Китая системой узких впадин, а южнее, на продолжении той же зоны, располагается Тонкинский залив. Возможно, что он представляет новое звено этой зоны, отделенное от предыдущего горным рельефом.

При описанном общем волнообразном строении области границы отдельных участков горного рельефа и депрессий представляют ломаную систему прямых линий. Горный рельеф местами понижается уступами, пронизан многими тектоническими впадинами резких очертаний, иногда очень небольшими (длиной один — два километра), которые заняты долинами рек и озерами. Крупные депрессии имеют мозаичное строение, представляя чередование участков озерно-речной аккумуляции, денудационных поверхностей и горного рельефа (в общем, пониженного по сравнению с горным рельефом зон поднятия). Здесь намечаются громадные зоны разломов, которые пересекают в различных направлениях несколько зон поднятия и опускания, внешне то затухая, то вновь проявляясь. Некоторые разломы намечаются уступами морского дна, которые дальше переходят на сушу в виде уступов внутригорного рельефа — и от гор к депрессиям. Складчатый фундамент в депрессиях опущен на разную глубину. Так, например, северная часть Зейско-Буреинской равнины представляет поверхность выравнивания в коренных породах, а южная — участок глубокого опускания с мощностью рыхлых отложений (верхнемеловых, третичных и четвертичных) около 3 тысяч метров. У Хабаровска мощность рыхлых отложений в депрессии около тысячи метров. Предполагается, что она также очень велика на Великой Китайской равнине, которую Ли-Сы-Гуан в своих работах приводит как пример современной геосклинали.

В описанной области на фоне волнообразных движений земной коры, распространяющихся от системы Восточно-Азиатских сверхглубинных разломов и обуславливающих крупные элементы рельефа, происходят сложные движения отдельных блоков. Складчатые дислокации и разломы разного возраста пересекают друг друга в различных направлениях, нередко вкрест простирания новейших структур. Иногда наблюдается сочетание древних и молодых структур резко различного простирания. Молодые Верхне-Зейская впадина и хребет Тукурингра, например, в общем следуют древней складчатости и направлены вкрест общего простирания депрессионной зоны, к которой они приурочены. Ли-Сы-Гуан указывает, что центром сильнейших землетрясений на острове Хоккайдо является участок стыка молодых меридиональных структур Японии и древних омоложенных широтных, прослеживающихся из Китая (1952).

Общая картина тектоники и рельефа напоминает волны на море, покрытом разбитыми льдинами. В целом рельеф волнообразный, а отдельные блоки, двигаясь, образуют ступени по отношению друг к другу. Границы их образуют ломаные линии. Однако это не свидетельствует об опускании всего Охот-

ского моря и о том, что окраинные моря представляют результат оседания участков материка. Подобное представление опровергается океаническим составом коры под этими морями. Сложность тектонического строения и рельефа в переходной зоне Восточной Азии отражает разнообразие тектонических движений в геосинклинальных зонах. На связь переходной зоны со сверхглубинными разломами, образующимися в результате растяжения земной коры, указывает и формирование глубоководных желобов в океанической земной коре. Гранитная оболочка в них отсутствует, а гравитационные аномалии носят отрицательный характер (Леонтьев, 1963).

Волнообразное расположение крупных морфоструктур, подобное вышеописанному, продолжается и дальше на запад, в восточное Забайкалье. Депрессии здесь отмечаются понижениями с равнинным или низкогорным рельефом, с участками мезозойских и третичных отложений. Но структуры и рельеф здесь древнее, молодые подвижки их меньше, чем на Дальнем Востоке, депрессии меньше по размеру.

Подобное волнообразное строение характерно и для других подвижных окраин материков. Горы Мадагаскара, представляющие собой вовлеченные в активизацию горы щитов, пронизанные, как и горы Восточной Африки, излияниями молодых лав, отделяются от Африканского материка впадиной Мозамбикского пролива. На материке параллельно Мозамбикскому проливу протягивается Мозамбикская возвышенность, к западу от которой располагается впадина Ньяса (Дикси, 1959). То же прослеживается и на северо-востоке Африки, где глубокая впадина Красного моря разделяет в настоящее время высокие горы северо-восточного побережья Африки и западной Аравии (см. геоморфологическую карту).

Однако, если восточная окраина Азиатского материка представляет современную геосинклираль в разных стадиях развития, то восточная Африка является ярким примером активизации, наступившей после платформенного этапа развития. Рифтовая система подвижного пояса Восточной Африки и Западной Аравии представляет особую качественную материковую разновидность срединноокеанских глыбовых хребтов и рифтовых долин.

Современный подвижный пояс восточной окраины Азиатского материка (и всего Тихоокеанского кольца) отличается большой сложностью. Он шире, чем включенные в него участки с современным геосинклиральным развитием.

К области современной геосинклинали относят Карибское море и молодые дуги Малых Антильских островов. Дуги Больших Антильских островов представляют более зрелые стадии развития островных дуг. Там подвижный пояс шире, чем современная геосинклираль. Южно-Антильская дуга (Южно-

Сандвичевы острова, остров Южная Георгия), также принадлежащая современной геосинклинали, является продолжением подвижного пояса новообразованных гор Ю. Америки.

На примере строения переходной зоны геосинклинального типа видно, что *геосинклиналь во времени представляет стадию в развитии подвижного пояса* (Белоусов, 1962), в пространстве — *часть молодого новообразованного подвижного пояса*.

В соответствии со сложным строением зон перехода от океанов к материкам О. К. Леонтьев выделяет в их пределах помимо подводной окраины материка (материкового склона), еще две: геосинклинальные и сложно построенные глыбово-сбросовые области. Мегарельеф переходной зоны геосинклинального типа отличается наибольшей сложностью и разнообразием. Здесь сосредоточены глубоководные желоба, к которым приурочены максимальные глубины Мирового океана. Глубоководным желобам сопутствуют подводные хребты с наиболее молодыми на Земле действующими вулканами. Некоторые хребты выходят из-под уровня океана в виде островных дуг, нередко высокогорных. Островные дуги и глубоководные желоба представляют разные стадии развития самых молодых на Земле и живых в настоящее время геосинклинальных поясов. Островные дуги различны по морфологии и возрасту. Наиболее молодыми являются дуги внешние по отношению к материкам. Породы, слагающие их, моложе, чем в дугах внутренних, и в основном имеют четвертичный, реже третичный возраст. Внешние дуги отличаются и наиболее активным современным вулканизмом, в то время как на внутренних дугах много вулканов, уже потухших.

Такое расположение дуг, наряду с преимущественно океаническим составом коры во внутридуговых морях, говорит в пользу гипотезы о переработке океанической коры в материковую и о том, что местами происходит увеличение материков за счет океанов.

Наряду с островными дугами и глубоководными желобами в переходной зоне геосинклинального типа главнейшими морфологическими элементами, по данным О. К. Леонтьева (1963), являются и так называемые бассейновые моря, соответствующие срединным массивам. Котловины этих морей окружены материковыми склонами, сильно расчлененными и обладающими горным рельефом с участками денудационно-аккумулятивных равнин и плато в нижней части. Днища таких котловин представляют области абиссальной аккумуляции, отличающиеся то плоским, то холмистым рельефом (см. геоморфологическую карту Мира).

Подвижные пояса переходной зоны третьего типа представляют результат мощного раздробления земной коры и дифферен-

циального движения крупных блоков коры по разломам. Они характеризуются интенсивным проявлением молодого вулканизма, высокой сейсмичностью и являются активными в настоящее время. Наиболее типичным примером подвижной области такого типа является северо-западная часть Индийского океана, представлявшая в геологическом прошлом материковую платформу.

В современном мегарельефе переходной зоны этого типа хорошо выражены горные хребты.

Тот или иной тип переходной зоны органически связан с наличием или отсутствием сверхглубинных разломов. По-видимому, именно там, где сверхглубинные разломы ограничивают материки от океанов, развивается переходная зона геосинклинального типа с мощными погружениями. Такова, например, переходная зона Тихого океана, в пределах которой длительное время создавался подвижной пояс Тихоокеанского кольца.

В соответствии с описанными основными чертами рельефа подвижных поясов переходной зоны О. К. Леонтьев выделяет в их пределах 10 типов мегарельефа гор и равнин (см. геоморфологическую карту).

Равнины впадин подвижных поясов

Аккумулятивные

1. Равнины абиссальной аккумуляции котловин геосинклинальных морей.
2. Равнины абиссальной аккумуляции глубоководных желобов.
3. Равнины абиссальной аккумуляции продольных впадин островных дуг.

Первые два типа мегарельефа аккумулятивных равнин О. К. Леонтьев разделяет на подтипы в зависимости от того, плоский рельеф или холмистый.

Денудационно-аккумулятивные

4. Возвышенные холмистые равнины порогов и плато.
5. Возвышенные равнины и плато геосинклинальных морей.
6. Равнины новейшей прибрежной отмели геосинклинальных морей (островной шельф).

Горы склонов котловин и глубоководных желобов подвижных поясов

7. Горы материкового склона.
8. Горы склонов глубоководных желобов.

Горные хребты подвижных поясов

9. Горные хребты геосинклинальных морей с древними вулканами (древние островные дуги).
10. Горные хребты островных дуг с действующими вулканами (молодые островные дуги).

В пределах ложа океанов исследователи выделяют океанические подвижные пояса (см. табл. 1). Эти подвижные пояса приурочены к срединноокеанической системе глубинных разломов. Однако трудно утверждать, что срединноокеанические хребты являются геосинклинальными, хотя бы и качественно иными. Изучены они недостаточно. Мощность коры под хребтами больше, чем под другими структурными элементами ложа океанов. В Исландии, где кора достигает 27—28 км, по данным Г. Уокера, излияния платобазальтов, приуроченные к разломам, во времени сменялись вулканическими извержениями кислых лав и пирокластических пород. Можно предположить, что и здесь мы встретились с переработкой океанической коры в материковую, хотя Уокер объясняет это присутствием остаточного «массива» кислой коры в Исландии. Закономерность смены состава лав и других продуктов извержения такая же, как и в краевом вулканическом поясе геосинклинальной области Тихоокеанического «кольца».

С подвижными поясами океанического ложа связаны активные проявления вулканизма и повышенная сейсмичность.

Наряду с горным рельефом меридиональных и широтных подвижных поясов на обширных пространствах ложа океана развиты подводные поднятия, разделяющие крупные океанические котловины, значительно хуже изученные. Предполагают, что они менее подвижны, чем поднятия «срединноокеанической» системы. Они представляют особый тип мегарельефа гор ложа океана.

О. К. Леонтьев в пределах гор ложа океана выделяет три типа мегарельефа:

- 1) горные хребты и нагорья подвижных океанических поясов (рифтовые хребты);
- 2) океанические края малоподвижных океанических поясов и
- 3) вулканические хребты и массивы.

Глава XIII

ПУТИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ И МЕГАРЕЛЬЕФ ЗЕМЛИ

Особенности современного мегарельефа свидетельствуют о том, что тектоническое развитие Земли в течение палеомезокайзойского мегацикла шло по четырем основными путям, которые неоднократно сменяли друг друга во времени и в про-

странстве. Эти изменения происходили на фоне общего увеличения контрастности высот и глубин.

1. Геосинклинальное развитие.
2. Формирование подвижных поясов (или послеплатформенная активизация, или сводовое развитие).
3. Платформенное развитие с преобладанием поднятия.
4. Платформенное развитие с преобладанием прогибания.

ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЕ РАЗВИТИЕ

В геосинклинальное развитие, как известно, наиболее активна тектоническая жизнь Земли, интенсивно формируется континентальная кора. Геосинклинальная область отличается большой амплитудой новейших движений. Контрасты высот современного рельефа достигают 13 000—15 000 м (вулкан Апо на острове Минданао и Филиппинский желоб, Ключевская сопка и Курило-Камчатская впадина).

Геосинклинальное развитие — сравнительно короткий этап в жизни подвижного пояса в целом. Платформы значительно более долговечны. Многие платформы имеют докембрийский возраст, представлены в современном мегарельефе в качестве равнин, плоскогорий и гор щитов, а геосинклинали, выраженные в современном рельефе, тектонически живые, имеют весьма молодой возраст — неогеновый, четвертичный. На месте многих кайнозойских геосинклиналей уже сформированы горные пояса; геосинклинальная стадия развития в их пределах уже закончена.

Подвижные пояса, выраженные в современном рельефе Земли, моложе фундамента платформ. Но они существуют значительно больший отрезок времени, чем геосинклиналь. Многие развиваются в течение всего палеомезокайнозоя, хотя и не строго в прежних рамках.

Как показывает история развития подвижных поясов Земли, они включают и молодые геосинклинальные участки, и возрожденные, соответствующие геосинклиналям, замкнувшимся в разные тектонические циклы (герцинский, мезозойский), и активизированные участки молодых и древних платформ.

Строение докембрийских платформ (см. рис. 18) свидетельствует о том, что каждый участок такой платформы когда-то прошел стадию геосинклинального развития, хотя качественное различие геосинклиналей ранних мегациклов докембрия и палеомезокайнозойских было велико (см. главу X).

История геологического развития Земли в палеомезокайнозое показывает, что геосинклинали складывались в основном в пограничной зоне между материками и океанами. Примером возможного заложения геосинклиналей в области завершен-

ной складчатости может служить Великая Китайская равнина, хотя и нельзя утверждать, что наложение геосинклинального режима на окраину материка, намечающееся в настоящее время, непременно произойдет.

Геосинклинальный путь тектонического развития достаточно специфичен; он широко освещен в литературе, и основные его этапы вряд ли являются спорными. Большая часть подвижных поясов проходит геосинклинальную стадию. В течение палеомезокайнозойского мегацикла ее можно установить и проследить в пространстве и во времени во всех ныне существующих подвижных поясах, кроме Восточной Африки.

«ПОСЛЕПЛАТФОРМЕННАЯ» АКТИВИЗАЦИЯ И ФОРМИРОВАНИЕ ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

Формирование подвижного пояса большей частью представляет историю возникновения геосинклиналей, их развития и замыкания, образования горной страны, неизбежным спутником которого является и ее разрушение (хотя не обязательно приводящее к ее полному выравниванию и снижению), затем интенсивное развитие ранее образованной горной страны в процессе так называемой «послеплатформенной» активизации.

Геосинклинальный путь развития во времени и в пространстве сменяется сводовым поднятием, в процессе которого образуется активно поднимающийся горный рельеф. Остальные характерные признаки активизации и формирования подвижного пояса проявляются на фоне сводового поднятия и как следствие его. Это можно проследить на примере современных подвижных поясов. В подвижном поясе Тихоокеанского кольца в направлении от океанов к материкам прослеживаются современные живые геосинклинали в разных стадиях развития с интенсивным современным вулканизмом и большой скоростью поднятий и опусканий (до нескольких метров в столетие) в островных дугах Восточной Азии, новообразованные горы на материке, закончившие геосинклинальную стадию развития. В некоторых из них вулканические явления еще живы. Еще далее в глубь материка расположены высокие горы, геосинклинальная стадия развития которых закончилась давно — в мезозое или даже в палеозое (в Кордильерах) и конце протерозоя — начале палеозоя (горы Западного Забайкалья). Скорость поднятий горных хребтов и опусканий межгорных впадин в Кордильерах, в горах Центрально-Азиатского пояса и, соответственно, их высоты и относительные глубины, как известно, не уступают размаху этих процессов в горах новообразованных.

Подвижный пояс Восточной Африки — яркий пример послеплатформенной активизации, или сводового развития. В мегарельефе подвижного пояса Восточной Африки хорошо выражены молодые вулканические нагорья с большим количеством вулканов, аккумулятивные равнины межгорных впадин, нередко образованных системой сбросов разного направления, высоко поднятые по разломам, разбитые трещинами и перекрытые молодыми лавами горы щитов, участки мезозойских плато, также поднятые на большую высоту (2500—3000 м) по сбросам и трещинам и образующие в настоящее время благодаря интенсивному расчленению высокие столовые горы.

ПЛАТФОРМЕННОЕ РАЗВИТИЕ С ПРЕОБЛАДАНИЕМ ПОДНЯТИЯ

Многие платформы на протяжении большей части палеомезокайнозой испытывали преобладающее сводовое поднятие не очень большой интенсивности — Средне-Сибирская, Северо-Американская, большая часть Африканской и др. Платформенное развитие с преобладанием поднятия характеризуется слабой тектонической активностью, сравнительно редким проявлением магматизма, отсутствием сейсмичности. Примером сводового развития платформ в течение почти всего палеомезокайнозой могут служить Африканский континент и современные щиты: Лаврентийский, Гвианский, Бразильский, Восточно-Австралийский, щит полуострова Индостан, Аравийский, Балтийский, Украинский, Анабарский и Алданский. В современном мегарельефе Земли они образуют антеклизы, поднятые на неодинаковую высоту в зависимости от интенсивности сводового развития. В пределах антеклиз формируются разные типы мегарельефа. Наибольшего разнообразия они достигают на мегантеклизе Африканского континента, где наряду с денудационными равнинами, плоскогорьями и невысокими горами щитов широко представлены аккумулятивные равнины огромных внутренних впадин, вулканические плоскогорья — неизбежные спутники сводового развития, а также разнообразные плато — реликты временных нарушений общей тенденции к поднятию, в результате которых накапливались толщи осадочных пород разного происхождения (см. геоморфологическую карту).

Некоторые платформы испытывают более активное сводовое развитие. В таком случае они характеризуются заметным проявлением разломов, большим раздроблением (Западная Африка), более энергичными проявлениями магматизма (Камерун и др.).

Сводовые движения платформ во времени и в пространстве могут смениться более интенсивными, и в результате начнется формирование подвижного пояса. Судя по горизонтальному

залеганию мезозойских осадочных образований в пределах Восточно-Африканского подвижного пояса, ныне поднятых на большую высоту, можно предполагать, что в палеозое эта часть Африки не была такой активной и высоко поднятой, как в настоящее время. Максимальная активизация Африканской платформы ранее происходила южнее; об этом свидетельствуют верхнепалеозойские ледниковые отложения Южной Африки, которые И. В. Корешков, вероятно, справедливо, связывает не столько с резкими изменениями климата, сколько с увеличением высот (так же, как в Индии и восточной Австралии).

Денудационный мегарельеф молодых платформ также отражает разную интенсивность сводового развития. На пологих сравнительно медленно поднимающихся сводах — антеклизах — развиваются различные типы мегарельефа денудационных равнин и плато. На длительно и медленно поднимающихся горных поясах платформ в результате денудации формируются, как указывалось выше, равнины на складчатом основании, плоскогорья, невысокие остаточные горы. Обусловленность главных черт рельефа сводовым развитием заключается не только в том, какие типы мегарельефа формируются, но и в конкретных очертаниях каждого типа мегарельефа, и, как увидим ниже, в основных чертах мезорельефа: в конфигурации и морфологии речной сети, в рисунке между речных возвышенностей и т. д. Это определяется спецификой сводового развития, сопутствующими ему разрывами, сбросами и крупными трещинами, степень выраженности которых в рельефе зависит от интенсивности поднятия, а также от того, представляет ли область поднятия участок платформы или наследует палеозойский подвижный пояс.

ПЛАТФОРМЕННОЕ ПРОГИБАНИЕ

Особый путь развития представляет устойчивое платформенное прогибание, в результате которого формируются синеклизы разного порядка. Некоторые крупные синеклизы существуют в течение всего палеомезокайнозоя, например, мегасинеклиза Амазонки, разделившая Бразильский и Гвианский щиты. Другие моложе. Так, в пределах Западно-Сибирской мегасинеклизы частью погружено палеозойское горное сооружение — продолжение Урала (Белоусов, 1962 и др.). Западно-Сибирскую мегасинеклизу В. В. Белоусов называет «неудавшимся океаном», считая, что ее образование обусловлено океанизацией, начавшейся в планетарном масштабе в мезозое.

Палеозойское сооружение Урала явилось следствием выхода

на поверхность Земли глубинного разлома, заложившегося еще в докембрии, продолжающего в ослабленном виде жить и сейчас и связанного с более активной в настоящее время системой разломов, по которой развивается подвижный пояс гор юга Сибири. Занятая геосинклинальным морем в девоне, сохранившая в большей своей части морской режим и в карбоне, наконец, вновь испытывавшая морской режим в мезозое, Западно-Сибирская мегасинеклиза, вероятно, не случайно представляет «неудавшийся океан». После герцинского орогена она оказалась в стороне от зон усиленной тектонической активизации вследствие закономерного планетарного смещения в пределах систем глубинных разломов участков наибольшей активности. В результате «устойчивого» платформенного прогибания образовалась огромная наложенная мегасинеклиза, выраженная в современном мегарельефе в качестве различных преимущественно аккумулятивных равнин.

Многие наложенные синеклизы разного порядка длительно развиваются в одном направлении, сохраняя устойчивую тенденцию к погружению. Несмотря на различия их возраста, рельеф в своем современном виде в их пределах молод. Он определяется тем, происходит погружение в настоящее время или нет.

Платформенное прогибание, в результате которого образуются наложенные синеклизы и мегасинеклизы, как видно из сравнения Западно-Сибирской и Амазонской низменных равнин, может начаться на участках платформ разного возраста. По всей вероятности, этот путь развития, как и другие, может смениться иным. Ведь указанные четыре пути тектонического развития во всех своих пространственно-временных изменениях подчиняются расположению сетки глубинных и сверхглубинных разломов и изменениям их ориентировки и тектонической активности. История тектонического развития Европы и Русской платформы доказывает рядом примеров возможность перехода одного типа платформенного развития в другой. Московская синеклиза не выражена в современном мегарельефе в качестве прогиба, и в ее пределах в настоящее время нет равнин с глубоким залеганием коренного основания. Другим ярким примером является Парижский бассейн, лишь в конце палеогена ставший сушей. На морских осадочных породах Парижского бассейна, залегающих моноклинально, с падением к центру, в результате инверсии тектонического развития сформированы денудационные наклонные плато с хорошо выраженными куэстовыми грядами.

Сходный путь развития пройден и Тунгусской синеклизой, также выраженной в современном мегарельефе преимущественно в качестве наклонных плато (см. геоморфологическую карту). На примере Парижского бассейна и Тунгусской си-

неклизы очевидно, что для понимания происхождения современного мегарельефа необходимо представлять весь сложный и не всегда постоянный путь тектонического развития в палеомезокайнозой (неогее).

ВЗАИМОСВЯЗЬ ПУТЕЙ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Разные пути тектонического развития взаимосвязаны между собой, хотя практически, как показывает геологическая история палеомезокайнозоя (наиболее доступного для изучения), их взаимопереходы несколько ограничены. Платформенное прогибание может смениться поднятием; поднятие может перейти на путь интенсивного сводового развития, в результате чего образуется подвижный пояс (иногда и без стадии геосинклинального развития).

Поскольку многие исследователи считают геосинклинали аппаратами, в которых океаническая кора перерабатывается в континентальную, возможно и предположение о том, что типичные геосинклинали образуются в области развития океанической коры. С этим согласуется их заложение в зоне перехода определенного типа. Частично, вероятно, может иметь место миграция переходной зоны на материк, поскольку в зрелых геосинклинальных горах выходит некогда раздробленное, глубоко опущенное и вновь поднятое докембрийское основание (Кавказ, Альпы, Кордильеры, Анды и др.). Значительно большая мощность коры в таких горах по сравнению с молодыми (см. рис. 17) заставляет предполагать, что в каждый тектонический цикл земная кора увеличивалась там за счет «прироста» к образованной ранее (в докембрии, в палеозое). Но нигде нет данных о том, что опускания, захватившие края континентов, могут привести к переработке материковой коры в океаническую. Геосинклинали не возникают на материковой коре, геосинклинальный процесс, следовательно, необратим (Васильковский, 1964).

Примеры непосредственного перехода платформенного прогибания в геосинклинали пока неизвестны и вряд ли вероятны. Геосинклинальное развитие, на смену которому приходит образование горной страны, как уже говорилось, сменяется интенсивным сводовым развитием.

Сводовое развитие равноценно понятию В. В. Белоусова «послеплатформенная» активизация. Разница заключается в том, что В. В. Белоусов ограничивает процесс послеплатформенной активизации несколько более узкими временными рамками, считая его присущим мезокайнозойскому времени. И. В. Корешков рассматривает этот процесс для всего палеомезокайнозоя. История развития современного мегарельефа Земли свидетельствует в пользу последнего взгляда.

Теоретически возможны более разнообразные переходы разных путей тектонического развития друг в друга. Вероятно, они были иными на ранних этапах геологической стадии развития Земли.

Однако, как бы ни были разнообразны пути тектонического развития, все они представляют разные формы единого процесса геотектогенеза, причинно обусловленного общим процессом развития Земли и отражающего изменения этого развития. Развитие является направленным и необратимым.

ЗНАЧЕНИЕ НЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО ЭТАПА В РАЗВИТИИ РЕЛЬЕФА ЗЕМЛИ

Не так давно преобладало мнение, что наибольшая тектоническая активность к настоящему времени миновала. В современном рельефе, в огромном размахе высот горных стран и глубин океанических впадин запечатлены следы грандиозных тектонических движений. Поскольку тектонические движения медленны, это заставляло думать, что современный период является спокойным. Горообразование, интенсивное прогибание геосинклиналей, мощные трансгрессии и регрессии невольно связывались с геологическим прошлым. К настоящему времени собрано огромное количество материала, позволившего и советским, и зарубежным ученым прийти к выводу о том, что интенсивность и разнообразие неоген-четвертичных и современных тектонических движений не только не меньше, но нередко больше, чем в прошлом. Эти движения и изменения медленны лишь в масштабе короткой человеческой жизни.

Начало неотектонического этапа развития структурного плана Земли не везде одновременно; оно колеблется в пределах от начала олигоцена до конца миоцена.

Современные движения — это тектонические движения, проявляющиеся сейчас и в историческое время — порядка последних 6000 лет (Хаин, 1964).

В настоящее время немало разногласий имеется вокруг вопроса о том, что представляет неотектонический этап в жизни Земли. В. Е. Хаин, Н. И. Николаев, П. Н. Кропоткин, В. В. Белоусов и другие считают, что с конца третичного времени — начала четвертичного начинается усиление неотектонических движений и соответственно — резкая перестройка рельефа. В. Е. Хаин говорит о неотектонической стадии развития Земли, как о начале нового мегацикла. Качественное отличие этого мегацикла еще весьма недостаточно изучено, поэтому и существуют большие разногласия по вопросу о его тектонической

сущности. Разногласия заключаются не только в том, является ли новая стадия развития Земли стадией океанизации или нет, но и в том, насколько она качественно отлична от предыдущих. По данным Г. Штилле, она представляет новую фазу орогенеза, продолжающую и завершающую альпийскую, но по характеру дислокаций являющуюся «германотипной», блоковой, развивающейся на фоне прогрессирующей консолидации земной коры. Наглядным опровержением этой точки зрения являются современные геосинклинальные пояса Земли, находящиеся в разных стадиях развития (см. геоморфологическую карту Мира). В настоящее время происходят все виды тектонических движений, причем далеко не последняя роль отводится складкообразованию (Хаин, 1957; Николаев, 1960 и 1962; Белоусов, 1962; Богданов, Муратов, Хаин, 1963 и др.). Тектонические напряжения проявляются по-разному в зависимости от того, где происходят деформации. По данным Буркара, в продолжающих прогибаться альпийских впадинах Европы осадки деформируются и в них образуются флексуры и сбросы. Растущие отмели Персидского залива смяты в складки; в Японии в субгеосинклинали Уэдзу продолжается плиоцетвертичное складкообразование (1957) и т. д. Неотектонический этап по типу движений не отличается от предыдущих периодов активизации (мезозойской, палеозойской). Различие, возможно, заключается лишь в большей интенсивности движений (см. главу X). Неотектонический этап сыграл огромную роль в формировании рельефа Земли. Современный облик рельефа главным образом обусловлен различиями неотектонической жизни планеты.

Если и справедливо представление о том, что земная поверхность становится ареной новых усиленных тектонических изменений и соответственно — нового этапа изменения мегарельефа Земли, то все же пока еще нет данных для четкого установления начала этого этапа.

Сложность заключается в асинхронности тектонических процессов и отсутствии точных данных для возрастной корреляции тектогенеза для разных участков Земли.

АСИНХРОННОСТЬ ТЕКТОГЕНЕЗА

Недостаточные к настоящему времени определения абсолютного возраста в породах разновозрастных складчатых поясов Земли не позволяют точно датировать даже начало палеомезокайнозойского мегацикла. В некоторых подвижных поясах имеет место преемственность в развитии с верхнего протерозоя. Из современных подвижных поясов наиболее древним

является пояс Кордильер Северной Америки (Шейнманн, 1959). Вероятно, также не одновременно, для разных поясов последнего докембрийского мегацикла наступило его окончание. Предполагают, что образование каледонского пояса Европы началось в рифее — так же, как и Урала. В рифее началось и формирование горного пояса восточной и юго-восточной части Бразильского щита. Этот горный пояс продолжал жить и в начале палеозоя. В остаточных горах Серра-Диамантина сохранились глубоко срезанные древние структуры, выраженные в современном рельефе.

Переориентировка глубинных и сверхглубинных разломов и поясов тектонической активности происходит медленно и постепенно; ослабление начинается в пределах подвижного пояса неодновременно; отдельные его участки продолжают некоторое время жить в следующем мегацикле. Перестройка структурного плана Земли и изменение главных элементов мегарельефа ее поверхности — процесс длительный (в геологическом смысле). Тем не менее переход к новому мегациклу осуществляется скачкообразно; скачок наступает тогда, когда новые черты структурного плана Земли начинают явно преобладать над прежними, хотя отдельные участки земной поверхности и развиваются еще по старому плану.

То обстоятельство, что в пределах нового мегацикла отдельные участки подвижных поясов, будучи активными в течение предыдущего, продолжают развиваться еще некоторое время по-прежнему, отражает общую закономерность развития. Асинхронность тектонических явлений представляет следствие непрерывно-прерывистого процесса тектонического развития Земли. Начало каждого мегацикла наступает неодновременно для всех подвижных поясов Земли и неодновременно для разных частей одного и того же пояса. Отдельные участки подвижных поясов во время одного тектонического цикла проходят одни и те же стадии развития в разное время. Тектонические циклы лишь «...грубо синхронны» (Белоусов, 1962). Только в масштабе геологического длительного отрезка времени они могут считаться одновременными для земного шара. В течение одного и того же тектонического цикла для различных подвижных поясов на поверхности Земли развитие их происходит неодновременно, так как в пределах цикла максимальная активность приходится на разные отрезки времени. Это доказывается тектоническим развитием горных стран альпийского пояса в неотектонический этап. Если в пределах островных дуг Восточной Азии интенсивное поднятие продолжается в настоящее время, то горы Калифорнии оформились к середине плейстоцена, Кавказ за четвертичный период поднялся на высоту около 2000 м (Хаин и Милановский, 1956), Карпаты к началу четвертичного времени достигли почти

современной высоты, так как четвертичное поднятие этой горной страны не превышало 200 м. В Альпах интенсивные движения происходили раньше, чем в Загросе и в Гималаях, где они продолжались и в плейстоцене (Буркар, 1957). Таким образом, для одного и того же периода усиленной тектонической активности во времени проявления этой активности в разных участках подвижных поясов Земли происходит с некоторым запаздыванием. Поэтому пока и нельзя точно установить начало нового мегацикла.

Асинхронность тектонических процессов определила разновозрастность современного рельефа Земли не только в пределах платформ и подвижных поясов, но и в пределах разных участков подвижных поясов. Например, в главном Кавказском хребте затруднительно выделить элементы рельефа неогенового возраста потому, что неогеновый рельеф там переработан интенсивными поднятиями большого размаха и обусловленной ими бурной дедундацией, а местами — и четвертичным вулканизмом. Наоборот, рельеф Карпат мало (сравнительно) изменен с конца неогена; основные его черты (крупные) созданы именно в неогене. Естественно, поэтому, что асинхронность развития и различия современного тектонического режима представляют важный классификационный признак для рельефа гор современных подвижных поясов (см. главу VII).

Непрерывно-прерывистый характер развития Земли отражает направленность процесса, обусловленную общими планетарными законами. Ю. М. Шейнманн неправ, говоря, что тектонические процессы на Земле региональны и им не следует приписывать планетарного характера (1960). Направленность развития Земли в геологическую стадию находит прямое отражение в современном мегарельефе. Тектонические процессы для всей Земли и во все времена ее геологической стадии закономерны и обусловлены; они взаимосвязаны между собой в пространстве и во времени. Такой ход тектонической жизни планеты обусловил строение ее коры и рельеф. Современный сложный структурный план Земли, в котором сочетаются и новообразованные элементы и древние унаследованные, определяет не только основные черты мегарельефа, но и многие особенности макро- и мезорельефа. Современный мегарельеф Земли представляет геоморфологическое выражение структурного плана, хотя и не в «чистом» виде, а как бы преломленного через взаимодействие с внешними оболочками планеты — атмосферой, гидросферой, биосферой.

В природе каждый развивающийся материальный объект представляет саморегулирующуюся систему; соответственно различному значению материальных объектов и их соподчинению существуют системы разного порядка. Можно говорить

о системе, которую представляет развивающаяся Вселенная, каждая из галактик, каждая из планет солнечной системы, в том числе и Земля, с ее внутренними и внешними оболочками. Земля как саморазвивающаяся и саморегулирующаяся система включает множество таких систем разного порядка — платформ и подвижных поясов, гор и прогибов, антеклиз и синеклиз и т. д. Если представить развитие подвижного пояса, то очевидно, что оно происходит неодинаково в его разных частях. Отдельные участки подвижного пояса в разные отрезки времени проходят одну и ту же стадию развития. Взаимосвязанные развивающиеся звенья подвижного пояса, изменяясь, в конце концов, как бы сообщают общий толчок к изменению пояса в целом. Если представить развитие его одного какого-либо участка, например предгорного прогиба, то и в нем скачок в развитии осуществляется посредством естественного саморегулирования. Вначале прогиб углубляется, в нем накапливаются мощные отложения. По мере развития и расширения области поднятия горной страны в него вовлекается часть прогиба, развитие которого уже пойдет по другому пути. На месте прогиба образуется приподнятая и нередко складчатая предгорная возвышенность или складчатые хребты (например, Сиваликские горы). На стыке горной области и прилежащего прогиба расположено как бы «регулирующее устройство», которое сообщает прогибу толчок к поднятию, а далее — и к полной инверсии. Последнее происходит в том случае, когда увеличение площади и размаха поднятия гор перестает уместаться в прежних рамках (см. рис. 13).

Каждая система в существенной мере развивается равномерно; разрушение системы начинается тогда, когда происходит нарушение динамического равновесия, т. е. соответствия между отдельными звеньями системы. Например, меняется изостатическое соотношение при интенсивном горообразовании, сопровождающемся быстрым поднятием. В результате произойдет разрушение верхних частей гор. Рост гор лимитируется (см. выше).

Подобных примеров можно было бы привести множество, но вряд ли нужно на них останавливаться; взаимосвязь закономерностей развития Земли в целом как системы первого порядка и отдельных ее структурно-морфологических элементов как систем второго, третьего и т. д. порядков очевидна, хотя сами взаимосвязи изучены еще далеко недостаточно.

Глава XIV

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ, ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ И ИХ ОТРАЖЕНИЕ В ЭЛЕМЕНТАХ РЕЛЬЕФА РАЗНОГО ПОРЯДКА

ОБЩИЕ ЧЕРТЫ СТРУКТУРЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Структура земной коры определяется системой разломов разного порядка и разной глубины заложения. Разломы разделяют земную кору на блоки неодинакового протяжения по земной поверхности и различной глубины (Пейве, 1945; Венинг-Мейнец, 1947, 1960; Хаин, 1960 и 1963; Хиллс, 1960 и др.). Блоки представляют структурные формы разного порядка. Наиболее крупные блоки, ограниченные сверхглубинными и глубинными разломами, шириной в сотни километров и протяженностью — тысячи километров, включают и верхние части подкоровой оболочки.

Блоками первого порядка являются материки, океанические впадины и зона перехода. Крупные блоки второго порядка представляют подвижные пояса и платформы. Они выделяются и в материках, и в зоне перехода, и в океанических впадинах. В зоне перехода устойчивые платформенные структуры достигают весьма малого развития.

Структурные формы первого и второго порядков прекрасно выражены в современном мегарельефе Земли. Их развитие определяет существенные различия в формировании всех основных черт рельефа — от типов мегарельефа до элементов макро-, мезо- и микрорельефа. На рисунках 22 и 23 видно, как отличается внутренняя структура гор платформ (Аппалачи) и гор возрожденных подвижных поясов (Скалистые горы). В платформах выделяются структурные формы третьего порядка, также представляющие собой тектонически неоднородные блоки — мегантеклизы и мегасинеклизы.

К блокам четвертого порядка относятся синеклизы и антеклизы — Воронежская антеклиза, Украинский кристаллический массив — щит и др., Северо-Каспийская синеклиза, Припятский прогиб, Мещёрская синеклиза и др. Такого же порядка структуру представляют впадина Мюррей-Дарлинг на юге Австралийского континента, Польско-Германская синеклиза, обращенная синеклиза Англо-Парижского бассейна и многие другие.

Платформенные структурные формы пятого порядка представляют своды и впадины, седловины, купола и валы, осложняющие антеклизы и синеклизы. Они являются более молодыми по отношению к структурным формам четвертого по-

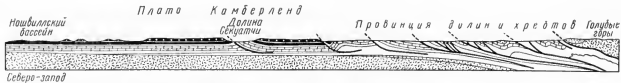


Рис. 22. Рельеф гор платформ (пологие складки и местами разрывы) (Аппалачи, по Ф. Кингу)

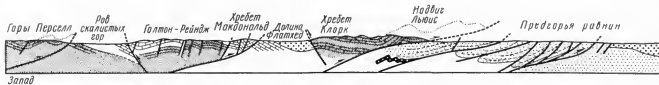


Рис. 23. Сложный рельеф подвижного пояса Скалистых гор, складки осложнены разрывами и надвигами (по Ф. Кингу)

рядка, т. е. наложенными. Не все эти формы находят прямое выражение в рельефе; иногда их обнаруживают только бурением, но влияние их на рельеф несомненно; нередко они даже в деталях определяют рисунок речной сети.

Подвижные пояса также представляют систему структурных форм третьего порядка, отличающихся от структурных форм платформ интенсивностью и скоростью движений, характером внутренней структуры. Блоковое строение подвижных поясов выражается на поверхности Земли зонами поднятий и погружений — мегантиклинориев и мегасинклинориев. Они состоят из антиклинориев и синклинориев — структурных форм четвертого порядка. Эти формы также сложно построены и часто слагаются линейными складчатыми деформациями — структурными формами пятого порядка. Поперечные разломы разного порядка нередко вызывают вторичное по отношению к складчатости раздробление структурных форм на блоки с разной интенсивностью движений.

Структурные формы первых трех порядков являются *глубинными*. Структурные формы четвертого порядка не все отражают строение фундамента; формы еще более высоких порядков — *покровные*, а мелкие, самых высоких порядков, — *поверхностные* (Хаин, 1964). Однако разломы, их ограничивающие и закладывающиеся в верхних структурных этажах, подчиняются в своем расположении разломам глубинным и представляют результат их сложного дробления на протяжении от верхних горизонтов подкорковой оболочки до поверхности Земли. Многие из них не затрагивают фундамента, а являются поверхностными вторичными сопутствующими структурами.

Блоки более высоких порядков значительно резче выражены в рельефе подвижных поясов и в интенсивно поднимающихся антеклизах платформ. В менее активных платформах мелкие блоки в рельефе выражены хуже, так как вертикальные движения их слабее.

Различие блоковой структуры платформ и подвижных поясов заключается также и в том, что на платформах блоковая структура хорошо выражена лишь по поверхности фундамента, несколько хуже в комплексе промежуточных образований, а структуру осадочного чехла скорее можно считать пликативной. Платформенные антеклизы и синеклизы нередко представляют собой пологие крупные складки с незначительными деформациями (Борисов, 1962). Они являются вторичными по отношению к блоковой структуре.

Пликативные дислокации подвижных поясов, отличающиеся большой интенсивностью, также являются вторичными по отношению к крупным разломам. «Геологическая роль глубинных разломов, связывающих и как бы регулирующих та-

кие геологические явления как складчатость, метаморфизм, магматизм и рудогенез, проявляется через движения блоков сиалической коры. Разломы направляют течение многих геологических процессов и, прежде всего, тектонические движения блоков земной коры» (Пейве, 1960, стр. 66). В. Е. Хаин структуру коры считает не просто блоково-глыбовой, а глыбово-волновой или складчато-волновой.

РАЗРЫВНЫЕ ДИСЛОКАЦИИ РАЗНОГО ПОРЯДКА И ИХ РОЛЬ В ФОРМИРОВАНИИ РЕЛЬЕФА

Причинная связь крупных элементов рельефа — групп типов и типов мегарельефа (см. табл. 1) со структурами первых четырех порядков более или менее очевидна. Очевидна также их зависимость от явлений, сопутствующих образованию крупных структур — складчатости, разрывной тектоники и магматизма.

Следует различать *первичную разрывную тектонику*, обуславливающую образование глубинных и сверхглубинных разломов, и *вторичную, сопутствующую*. Вторичная разрывная тектоника представляет, как и складчатость и магматизм, неотъемлемую часть процесса формирования подвижного пояса и развития основных платформенных структур. Явления первичной разрывной тектоники, определяющие всю тектоническую жизнь Земли, «...не тождественны даже наиболее значительным региональным дизъюнктивным нарушениям, хотя часто сопровождаются последними. Термин «глубинные разломы» не точен». (Борисов, 1962, стр. 36).

Действительно, это достаточно условное название, не передающее сложного строения огромных зон дробления с их длительной и разнообразной тектонической жизнью. Сверхглубинные, глубинные и глубокие коровые разломы, обуславливающие образование и развитие структурных форм первого, второго и третьего порядков, не представляют разломов в обычном понимании. Понятие о разломе, как о дизъюнктивном (хотя также сложном) нарушении большого масштаба можно связать лишь со структурами более высоких порядков. Такие разломы (в буквальном смысле слова) обусловлены явлениями вторичной разрывной тектоники, представляющей вместе с вертикальными движениями, складчатостью и магматизмом сопряженные и взаимосвязанные процессы проникновения на поверхность Земли гигантских зон дробления — глубинных и сверхглубинных разломов. Эти последние «не ... являются осложнением каких-то структур, а представляют собой первичные черты строения земной коры, по отношению к которым многие другие черты, в частности геосин-

клинали, являются вторичными, производными» (Хаин, 1963, стр. 13).

Разломы более высоких порядков, как дизъюнктивные нарушения, также обуславливают вертикальные и горизонтальные перемещения, на большом протяжении нарушая структуру и рельеф. Эти перемещения отражаются в изменении конфигурации речных долин, в нарушении рисунка речных систем, в образовании изгибов долин, крупных перехватов, поднятий и опусканий крупных блоков и т. д. В возрожденных подвижных поясах разломами такого порядка и сопряженными с ними более мелкими обусловлены почти все главные черты мега-, макро- и мезорельефа.

Разломы различны по типу смещения, что также находит выражение в рельефе. Обычно выделяют разломы, разрывы, сдвиги с разной амплитудой вертикального и горизонтального смещения, нормальные сбросы, по которым происходит поднятие одного блока и опускание другого, горсты и грабены неодинакового протяжения с неодинаковой амплитудой вертикального смещения, различные виды взбросов, сколов и т. д. В этом отношении интересен рельеф Большого Бассейна в поясе Кордильер. Как элемент мегарельефа, Большой Бассейн представляет нагорье относительно опущенного срединного массива, в пределах которого хребты и понижения в плане образуют кулисообразный рисунок, напоминающий во много раз увеличенный рисунок друмлинного рельефа. По данным Ф. Кинга, подобный рельеф Большого Бассейна представляет, во-первых, «...прямой результат действия сил коры и в меньшей степени — результат эрозии и осадконакопления» (1961), а, во-вторых, — этот рельеф наложен на разнородный комплекс древних пород и структур. Хребты и понижения образовались в результате разрывной тектоники, вызывавшей поднятия и опускания отдельных блоков в конце третичного и в четвертичное время на фоне общего сводового поднятия массива. Дифференциальные движения блоков достигают большой величины: по геофизическим данным, под современным дном Долины Смерти, лежащим на 85 м ниже уровня моря, обнаружены осадки мощностью 2100 м. Благодаря интенсивному опусканию, а также сухости климата в пределах замкнутого и относительно опущенного массива Большого Бассейна, осадконакопление в Долине Смерти не успевало за погружением.

В направлении, поперечном по отношению хребтов и бассейнов, протягивается большой сдвиг Гарлок, продолжающийся в пустыне Мохаве. К северу от него хребты значительно выше и расположение их более закономерно. Хребты и бассейны обусловлены системой сбросов, связанной с более крупной сдвиговой структурой Гарлок. Вероятно, своеобразное кулисо-

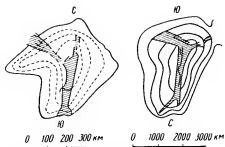


Рис. 24. Сравнение рейнских (слева) и эритрейских (справа) грабенов. Изолинии оконтуривают антеклизы (по В. В. Белоусову)

сопряженность с разломами и трещинами более низких порядков в сходных условиях едины и определяются следующим: 1) тектонической активностью того или иного участка земной коры и соответственно — интенсивностью поднятий блоков коры разного порядка; 2) свойствами горных пород; 3) формой и размерами поднимающегося блока. В зависимости от этого образуются системы разломов разного рисунка и неодинаковой сложности, что определяет и разную морфологию.

Как пример связи расположения элементов рельефа, обусловленных разломами, с формой поднятия В. В. Белоусов (1962) приводит системы грабенов Восточной Африки и Рейнскую (рис. 24). Обе развиваются на своде. В мезозое поднятие Шварцвальда, Vogез и Рейнских Сланцевых гор представляло единую антеклизу, которая продолжала подниматься и в начале третичного времени. В результате растяжения при поднятии она раскололась и уже в олигоцене Верхне-Рейнский грабен разделил Шварцвальд и Vogезы. Также образовались Нижне-Рейнский и Гессенский грабены. Амплитуда вертикального смещения достигает более 1 км. Верхне-Рейнский грабен вытянут по оси антеклизы и представляет ствол, разделяющийся на две ветви на периклинальном окончании антеклизы. Такое разветвление разрывных структур типично для сводового поднятия любой амплитуды и любого размера. История развития системы Рейнских грабенов нашла выражение в расположении крупных элементов рельефа.

На рисунке 24 видно, что рифтовая система Восточной Африки в плане имеет такую же конфигурацию, как и Рейнская. Рифтовая система древняя, но наиболее интенсивное ее развитие и образование элементов современного рельефа началось в олигоцене и продолжает развиваться в том же плане в настоящее время. Сходство очертаний с Рейнской системой

образное расположение более мелких сбросов, перпендикулярных структуре Гарлок, представляет результат их механической связи.

Сопряженность разломов разного порядка и проявление в рельефе их сложной системы могут быть прослежены по всему Миру, хотя масштабы такого проявления неодинаковы.

По данным В. В. Белоусова, механические причины образования разломов и их

представляет результат сходного пути развития, хотя Рейнская и по размерам, и по интенсивности движений повторяет Африканскую лишь в миниатюре.

Система Восточно-Африканских разломов соединяется с Эритрейской.

В рельефе Восточной Африки нашли свое выражение все элементы разрывной тектоники. Главное своеобразие этого рельефа заключается в грандиозных масштабах. Он занимает огромную площадь и отличается большой амплитудой вертикальных перемещений. В большом размахе высот отражена мощная неотектоническая активизация. Не случайно в Восточной Африке и прилегающей части Восточной и Южной Аравии существуют высокие (до 3000 м) столовые горы (см. геоморфологическую карту). Они образовались в результате поднятия по разломам отдельных блоков докембрийского фундамента с насаженным на него осадочным мезозойским покровом.

Среди высоких глыбовых гор, сложенных докембрийскими породами, и молодых вулканических гор и нагорий отрицательные элементы рельефа выражены узкими глубокими и длинными впадинами-грабенами, занятыми озерами, глубокими долинами с крутыми склонами — крупными продольными и значительно меньшими поперечными, обширными прогибами, просевшими между двумя полосами грабенов, например, равнина озера Виктория. Дно озера лежит на 540 м ниже уровня океана. Во впадине Мертвого моря, расположенного на разветвлении Эритрейской системы, поверхность воды на 400 м ниже уровня океана (Белюсов, 1962).

Разветвляющаяся Эритрейская система разломов отдельными своими ветвями продолжается далее в Малую Азию и уходит в Черное море. Более мелкие трещины, закономерно с ней связанные и параллельные Красному морю и грабену Персидского залива, продолжают в Аравии, где к ним приурочены выраженные в современном рельефе излияния молодых лав (см. геоморфологическую карту).

Рифтовые структуры Восточной Африки обусловлены тектонически «живой» планетарной «срединноокеанической» системой глубинных разломов. Вторичные разрывные структуры отражают специфику проектирования этой системы на поверхность Земли через жесткий докембрийский фундамент. Рейнская система, как и поднятие антеклизы гор западной Европы, образовалась по периферии Альпийского подвижного пояса. Часть платформы оказалась втянутой в процессе активизации, но обусловленные ею сводовые и на их фоне разрывные движения ни по амплитуде, ни по сложности и разнообразию не сходны с тектогенезом в поясе активизации. Меньше и глубина заложения Рейнских структур.

По данным В. В. Белоусова, такой же рисунок имеют трещины на сводах диалитовых структур.

Поскольку вторичная разрывная тектоника связана с глубокой тектоникой, разное ее выражение в рельефе поверхности Земли и в структуре коры обусловлено неодинаковой активностью глубинных структур. Поэтому разрывная тектоника слабее и иначе выражается на платформах.

В возрожденных подвижных поясах разрывная тектоника не выражена в столь «чистом» виде, как в Восточной Африке, проявляясь наряду с пликтивной тектоникой. Обе разновидности дислокаций в возрожденных поясах своеобразно переплетаются; вторичные крупные («наложенные») складки там нередко ограничены сбросами и разделены глубокими депрессиями-грабенами (Забайкалье).

Многие крупные региональные разломы не считаются с прежней складчатостью возрожденных поясов. К таковым относятся, например, известный разлом Сан-Андреас, протягивающийся из Тихого океана в Кордильеры в направлении с ССЗ на ЮЮВ на протяжении почти 800 км и секущий основное направление структур под некоторым углом (см. геоморфологическую карту). Разлом почти на всем протяжении сказывается в рельефе: долины рек изогнуты и смещены в одном направлении, русла прижаты к одному борту (что и вызывает смещение долин), элементы рельефа днищ долин развиты только по одному берегу и т. д. В. В. Белоусов приводит разлом Сан-Андреас как пример сдвигового горизонтального перемещения. В историческое время смещения по разрыву носили катастрофический характер и сопровождались землетрясениями. Так, в 1857 г. смещение достигло 10 м, в 1868—3, в 1906—7 м. Во время последнего землетрясения и сдвигового смещения был разрушен город Сан-Франциско. Смещение по разлому Сан-Андреас с юры до настоящего момента определяется в 580 км. Смещение по Талассо-Ферганскому разлому достигает 200 км (Хаин, 1964).

В молодых новообразованных подвижных поясах разрывную тектонику нередко маскирует складчатость. Однако и там роль разрывной тектоники в структуре и рельефе весьма велика. Крупные поднятия и прогибы ограничены разломами; сложные системы разломов и сбросов меньшего размера прорывают складчатые структуры; по ним происходят взбросы, сколы, надвиги и другие виды деформаций, осложняющие складчатость (рис. 25). Все это находит выражение в рельефе. Элементы вторичной разрывной тектоники в складчатых областях также имеют разные размеры, неодинаковый рисунок и играют разную рельефообразующую роль — в зависимости от глубины заложения и связи с системой глубинных разломов, от механизма образования (сжатие или растяжение), от

формы, величины и амплитуды вертикальных движений. Многие продольные разломы рассечены по простиранию рядом региональных разрывных нарушений, которые на отдельных сводах и вздутиях сложно ветвятся, притом неоднократно, образуя систему трещин. Эти явления резче выражены в возрожденных подвижных поясах, где ими определены не только крупные черты рельефа, но и все основные детали: рисунок речной сети, глубина и ширина долин. Подвижки и разрывы по трещинам обуславливают асимметрию долин, параллелизм как главных рек, так и притоков, крутизну склонов (рис. 26), формирование оползней вдоль трещин по склонам, мощность и характер осадков, форму озерных котловин, глубину озер.

Мелкие элементы разрывной тектоники неглубоки и обычно связаны с деформацией верхних частей земной коры. Трещины нередко имеют совсем поверхностное заложение, но все тектонические трещины на земной поверхности связаны с более крупными. Многие разломы фундамента, пронизывая осадочный чехол, выходят на дневную поверхность в виде ослабленных зон, зон трещиноватости (так называемые безамплитудные разломы), внутри которых все главные элементы макро- и мезорельефа и их конфигурация связаны с разломами

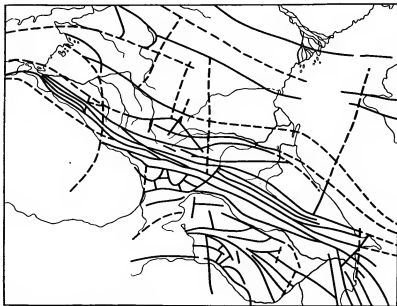


Рис. 25. Разломы Кавказа (по Е. Е. Милановскому и В. Е. Ханну)



Рис. 26. Система пересекающихся разломов, частью использованных речной сетью (аэрофотоснимок)

и трещинами более высоких порядков. Даже элементы микро-рельефа (промоины и др.) обнаруживают связь с трещинной тектоникой. Выражение в рельефе безамплитудных разломов и трещин вызвано денудационной препарировкой, так как породы зон трещиноватости легче разрушаются. Крупные элементы рельефа платформ и их расположение на поверхности Земли также определены разрывной тектоникой, наследующей древние разломы фундамента.

О ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ОБУСЛОВЛЕННОСТИ РЕЧНОЙ СЕТИ

Ссылаясь на указания А. П. Павлова, А. П. Карпинского и других, а также сравнивая положение и планы речных систем с тектонической и геологической картами Русской платфор-

мы, К. И. Геренчук (1960) приходит к выводу о том, что речные системы тектонически обусловлены.

Так, например, система Среднего Днепра точно укладывается в контуры Украинской синеклизы; Припять — в контуры Припятского прогиба, система Верхнего Днепра согласована с простираем и контурами Оршанского понижения («седловины»), разделяющего Воронежскую и Литовско-Белорусскую антеклизы. К некоторым впадинам приурочены не одна, а несколько последовательно сменяющих друг друга речных систем. Так располагаются речные системы предгорных прогибов.

Пересечение реками положительных структур происходит только по осложняющим тектоническим понижениям.

Волго-Уральскую антеклизу долины Волги, Камы, Суры, Вятки, Ика и др. прорезают потому, что эта крупная антеклиза представляет совокупность структур более высокого порядка — сводов-антеклиз, разделенных прогибами и «седловинами». Прорывы приурочены к прогибам. Сложное строение Волго-Уральской антеклизы дополняется также тем, что в ее пределах докембрийский фундамент глубоко опущен. Волго-Уральская антеклиза — это обращенная палеозойская структура, не наследующая структуры фундамента. По всей вероятности, ее история связана с тектоническим развитием палеозойского подвижного пояса Урала.

Молодость и сложное строение этой структуры нашло морфологическое выражение в большей сложности плана речных систем.

Многие крупные реки обходят положительные структуры платформ. Волга обходит Жигулевскую структуру, Ока — Окско-Цнинский вал; Днепр — Приднепровский кристаллический массив и т. д.

Платформенные положительные структурные формы, независимо от их возраста, образуют водораздельные возвышенности.

Современный флювиальный рельеф Русской платформы представляет результат переработки длительно и не всегда однозначно развивавшегося структурного плана. Например, геофизической разведкой и глубоким бурением под днищем современной долины реки Камы вскрыта древняя долина, выполненная аллювием палеозойского возраста. Установлена приуроченность этой древней долины к разлому фундамента, что свидетельствует о большой древности долины Камы и о том, что в палеомезокайнозойское развитие ее совершилось унаследованно. С другой стороны, молодое Ставропольское поднятие, оформившееся в неотектоническое время, представляет водораздел рек Кубани и Терека, Кумы, Егорлыка и Калауса. Речная сеть Предкавказья в ее современном расположении

молода, судя по возрасту ее основного водораздела — Ставропольской возвышенности.

Образование более молодых структурных форм является причиной перестройки плана речной сети, что вносит большое разнообразие в флювиальный рельеф платформ.

Благодаря тому, что основная речная сеть Русской платформы начала формироваться одновременно с развитием ее структурного плана и приспособлялась к нему, он хорошо выражен в современном рельефе.

Тектоническое развитие Русской платформы предопределило не только элементы мегарельефа, но и детали флювиального рельефа. Все заметные изгибы речных долин приурочены к разломам, флексурам, сбросам, трещинам разного порядка. Многие второстепенные структуры откопаны речными долинами и лишь благодаря этому выражены в современном рельефе.

Не все структуры фундамента проектируются на земную поверхность сквозь осадочный чехол; те, которые проектируются, выражены далеко не так резко, как соответствующие им структуры фундамента. Резко очерченные узкие грабены фундамента на поверхности осадочного чехла выражаются нередко в пологих прогибах, но все эти структуры отражены в элементах рельефа разного порядка, определяя их расположение и внешний облик. В рельефе выражены и обращенные структуры фундамента. Так, Чембарский, Большой Кинельский и Вятский валы, ныне представляющие пологие и невысокие междуречные возвышенности, соответствуют прогибам фундамента (Борисов, 1962).

Оледенение не внесло существенных изменений в крупные и главные черты рельефа Русской платформы. Только на севере (в основном, севернее Москвы) развит своеобразный ледниковый и водно-ледниковый мезо- и микрорельеф, как бы наложенный на крупные элементы тектонического рельефа, до оледенения переработанный флювиальными процессами. Но элементы доледникового рельефа всюду «просвечивают» сквозь наложенный аккумулятивный мезо- и микрорельеф ледникового происхождения.

Чем активнее развивается структурный план, чем интенсивнее живут структуры, тем резче связь с ними речных долин. Если на Русской платформе благодаря мощному осадочному чехлу местами только направление и рисунок речной сети отражает тектонические движения и структуру, как бы нащупывая их, то в пределах антеклиз фундамента и платформ с более интенсивным тектоническим развитием рельеф четко отражает структуру. На Балтийском щите, разбитом сбросами и трещинами разного порядка, фиорды, долины рек, долины-трещины, занятые цепочками озер, представляют

непосредственное выражение разрывной тектоники в рельефе.

Расположение элементов рельефа, обусловленного ледниковой экзарацией, также предопределено рисунком разрывной тектоники. Это прекрасно выражено в рельефе денудационной равнины Балтийского щита в пределах Финляндии, где «выпаханные ледником» долины приурочены к крупным трещинам, обработанным флювиальными процессами, а затем ледником. Расположение форм рельефа ледниковой экзарации представляет не столько результат направления движения льда, сколько ориентировки трещин, непосредственно связанных с системой крупных разломов, которые обрывают с разных сторон Скандинавский и Кольский полуострова, Балтийское и Белое моря и др. То же и в горах Путорана (Пармузин, 1958).

Не только на Русской платформе столь тесна связь рельефа и долинной сети с разрывной тектоникой. Она очевидна и для других платформ, несмотря на меньшую их изученность. Например, в Африке рельеф обусловлен разрывной тектоникой не только в пределах рифтовой системы. Он там более резок благодаря большей интенсивности движений в неотектоническое время. Ветвь, отходящая от системы Срединноокеанических разломов к северо-востоку и выраженная в резком поднятии Камеруна с пронизывающими его молодыми излияниями, прослеживается и далее через впадину озера Чад к массиву Тибести, поднятому по двум параллельным сбросам и разбитому менее крупными трещинами. Далее на продолжении этой же ветви сбросов и трещин находится впадина северной части Ливийской пустыни, а еще далее — эти же разломы обрезают берега острова Кипр.

Южнее от Срединноокеанической системы разломов отходит другая ветвь, пересекающая Африканский континент в северо-восточном направлении и соединяющаяся с разломами рифтов. По этой ветви произошло поднятие выступа докембрийского фундамента Серра-Де Шелла; разломами этой ветви обрезан другой выступ, расположенный севернее Серра-Де Шелла (см. геоморфологическую карту). Мегарельеф Африки находится в полном соответствии с неодинаковой интенсивностью развития крупных блоков Африканской платформы и их раздробления разломами и трещинами разного порядка. Это основная причина и различий мезорельефа, так как крупные элементы структуры предопределяют и направление процессов денудации, обуславливая расположение рек, озер, областей стока.

Климатическая специфика процессов денудации в пределах Африканского континента обуславливает особые черты макро-, мезо- и микрорельефа, но они подчинены структуре. Круп-

ные вадн Сахары приурочены к тектоническим трещинам.

Не менее очевидна связь структурных элементов разрывной тектоники и рельефа в Азии. Разломы Азиатского материка прослеживаются на большие расстояния и обнаруживают связь как со «Срединноокеанической» системой, так и с разломами подвижных поясов Азии. По данным В. Е. Хаина (1964), глубинный разлом, к которому приурочены остаточный горный пояс Урала, прослеживается до Аденского полуострова. Речная сеть Среднего и Южного Урала обнаруживает тесную связь с разрывной тектоникой. Коленообразные изгибы крупных рек, по данным Варушина, приурочены к разломам и трещинам разного порядка. Широтные поднятия Южного Урала, выделенные впервые И. В. Орловым, происходили по разломам. С разломами связаны и погружения осей крупных меридианальных структур Урала.

В согласии с разрывной тектоникой находится речная сеть Азиатского материка, ее рисунок, наличие внутренних областей стока, причудливые изгибы и морфология долин. Долина реки Лены в верхнем течении приурочена к древнему Ангаро-Ленскому прогибу (краевая структура Байкальской складчатой зоны), выраженному в современном рельефе наклонным моноклинальным плато, по которому, огибая Байкальский свод и Вилюйскую синеклизу, в соответствии с системой разломов, протягивается долина современной Лены. В нижнем течении Лена направляется вдоль мезозойского Приверхоанского прогиба, соединенного с Вилюйской синеклизой. (В современном рельефе обе эти структурные формы выражены обширной аккумулятивной равниной.) Изгиб Лены, так же, как Амги и Алдана, приурочен к мезокайнозойским прогибам Вилюйской синеклизы вдоль разломов и сбросов, поперечных по отношению к главной структуре.

Весьма интересна речная сеть Байкальского свода и Алданского щита. Главные реки — Витим, Олекма, Алдан и другие, текущие со сводов в меридиональном направлении к долине Лены (к Вилюйской синеклизе), пересекают поперек межгорные впадины, заложившиеся в мезозое. Долины этих рек соответствуют разломам и трещинам фундамента, причем в современном рельефе межгорных впадин эти структуры не выражены. Впадины большей частью представляют грабены и реже — грабен-синклинали. Они образовались позже того, как были сформированы долины рек; это структуры, наложенные на древний фундамент в процессе более позднего сводового развития. Образование впадин Забайкальского свода отражает начавшуюся в мезозое и продолжающуюся в кайнозое активизацию и формирование подвижного пояса.

По данным М. В. Пиотровского, весьма ярким примером вы-

ражения разрывной тектоники в элементах рельефа разного порядка, до микроформ включительно, являются горы и плоскогорья Алданского щита. Докембрийский фундамент, сильно раздробленный разломами неодинакового возраста и нескольких направлений, а также рядом мелких разломов и трещин, осложняющих главные, представляет мозаику блоков разного размера и разной сложности. В неотектоническое время, благодаря интенсивному сводовому поднятию щита, преобладали разрывные структуры. Новейшие движения блоков разнонаправлены. В макро- и мезорельефе это выражается в образовании сводово-блоковых возвышенностей и впадин-грабенов. Они расщечены более мелкими разломами и трещинами, по которым формируются прямолинейные долины. Притоки, также заложенные по трещинам, подходят к главным под прямым углом (рис. 27).

Многие долины — грабены Алданского щита — образовались вдоль зон растяжения. По ним происходит неравномерное оседание блоков, представляющих совокупность более мелких. Это вызывает образование сложно-ступенчатых склонов. Притоки направляются по трещинам, разделяющим мелкие блоки (рис. 28). Сложность строения блоков усугубляется, если система параллельных разломов или трещин поперек пересекается более активным разломом. Развитие продольных трещин слабеет. Это находит непосредственное выражение в рельефе: долина, заложенная по «отсекающему» разлому, развивается более активно, склоны ее круче. Долины, расположенные в продольных трещинах, морфологически выражены хуже. Рельеф усложняется, если продольные трещины испытывают кулисообразное смещение после образования отсекающего сброса (рис. 29 и 30).

Если омоложение разрывных структур в неотектонический этап происходит на фоне общего растяжения, то оно не захватывает целиком древних структур. Благодаря такому локальному омоложению формируется сложный рельеф. Омоложению подвергаются структуры нескольких направлений, в соответствии с направлением растяжений поднимающегося свода. В рельефе появляются возвышенности и впадины, соответствующие мелким вторичным сводово-блоковым структурам. На рисунке 31 видна такая возвышенность, как бы выхваченная молодыми подвижками по разрывам.

Сказанное подтверждает громадную роль глубинных разломов и вторичной разрывной тектоники в рельефе Земли. Очертание материков, океанов и морей, платформ и подвижных поясов, синеклиз и антеклиз, выраженных в рельефе, рисунок речной сети — словом, все особенности и даже детали горизонтального расчленения рельефа Земли обусловлены разломами разного порядка.

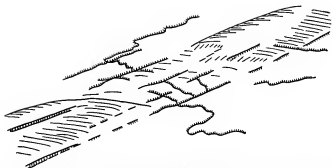


Рис. 27. Речная сеть по прямоугольной системе омоложенных разломов (рис. М. В. Пиотровского)

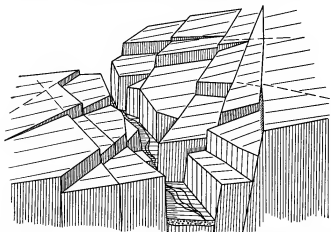


Рис. 28. Оседающие блоки — грабены зон «перекрестного дробления» (рис. М. В. Пиотровского)

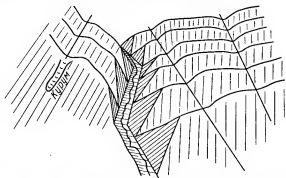


Рис. 29. Грабен, занятый речной долиной, образовался путем оседания блока между параллельными частными разломами общей зоны разломов. Слева — курум по разлому (рис. М. В. Пиотровского)

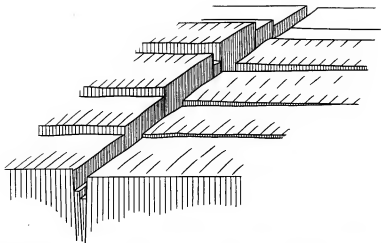


Рис. 30. «Отсекающий» разрыв. Движения по пересеченным структурам — ослаблены (рис. М. В. Пиотровского)

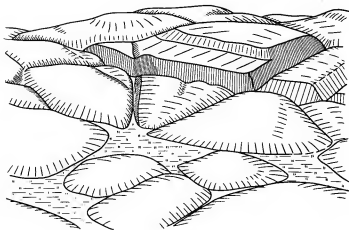


Рис. 31. Участок «шахматного» омоложения архейских структур Алданского щита (рис. М. В. Пиотровского)

Вертикальные движения блоков коры, положительные и отрицательные, происходят и в геосинклиналях, и в подвижных поясах и на платформах, причем распадаются на много порядков (Белоусов, 1962; Хаин, 1964). Помимо этого, выделяют волновые движения, которые выражаются в длительном развитии поднятий материков и опусканий океанических впадин. Такие движения могут закономерно изменяться вследствие волнового перемещения по поверхности Земли. Они происходят и в подвижных поясах (геосинклинальных и возрожденных) и на платформах, хотя и отличаются по скорости и амплитуде («пульсации» В. Ступака).

Проявление вертикальных движений и складчатости связано между собой. В. Е. Хаин, В. В. Белоусов, М. В. Муратов считают, что они первичны по отношению к складкообразованию (Хаин, 1964). Вертикальные движения происходят в условиях глыбового строения земной коры, а каждый комплекс складчатости определенным образом связан с контрастностью и интенсивностью этих движений. Различие движений вызывает различия в механизме складкообразования. Поэтому складчатость геосинклинальных поясов, подвижных поясов иного типа и платформ неодинакова по интенсивности и механизму складкообразования и по типу складчатости, что отражается и в рельефе.

В настоящее время благодаря фактическому материалу, полученному геофизическими методами исследования, а также глубоким бурением, появилась возможность создания классификации складчатости и выяснения причин образования складок разного типа.

В. Е. Хаин следующим образом классифицирует механические причины образования складок:

1. Неравномерное давление снизу при тектонических движениях и образовании интрузий.
2. Неравномерное давление сверху при неравномерном накоплении осадков или их неодинаковом размыве.
3. Сокращение площади, занимаемой слоями, при опускании дна прогибов, а также вертикальных движениях дна.
4. Соскальзывание слоев под влиянием силы тяжести.
5. Увеличение или уменьшение объема слоев при уплотнении, гидратации, метаморфизме.
6. Отложение слоев на первично-неровной поверхности.

По глубине образования (а это нередко связано со способом образования) выделяются следующие складки:

1. *Глубинные*, затрагивающие не только осадочный слой, но и более глубокие части земной коры. Имеют исключительно

эндогенное происхождение, формируются в подвижных поясах, как в геосинклинальных, так и в возрожденных. В своем расположении обнаруживают тесную связь с глубинными разломами. К глубинным складкам относятся многие крупные складки платформ — синеклизы и антеклизы.

2. *Покровные*, захватывающие большую часть осадочного покрова и имеющие преимущественно эндогенное происхождение, но при участии экзогенного фактора. Покровные складки проходят в своем развитии сложный путь, нередко сопровождаются разрывами (иного порядка). К покровным складкам относят различные типы складок, в том числе те, которые образуются в осадочных породах при внедрении магматических тел, диапировые — складки выдавливания в пластичных породах (глина, гипс, уголь) или породах низкого удельного веса, погребенных под мощной толщей осадков (каменная соль). Покровные складки широко распространены на земной поверхности.

3. *Поверхностные*, преимущественно экзогенные по происхождению, но иногда сформированные и при участии эндогенного фактора. Сюда относятся оползневые складки, складки выпирания пластичных пород в речных долинах, гляциодислокации и др.

Складкообразование всегда выражено в рельефе.

В зависимости от типов складок, от истории их формирования, образуется и различный рельеф. Специфический облик, например, имеет рельеф в области развития диапировых структур (рис. 32).

Горный рельеф также неодинаков благодаря различно выраженным в нем складкам. В зависимости от пути развития той или иной геосинклинали, а также того или иного подвижного пояса в целом, к концу какого-либо тектонического цикла в его пределах в разных соотношениях присутствуют структурные элементы, унаследованные от предыдущего цикла, новообразованные элементы и элементы, пассивно вовлеченные в поднятие или погружение.

Различие в соотношении этих элементов определяет неодинаковую внутреннюю структуру подвижных поясов и неодинаковый рельеф. Чем более длительной денудации будет подвергаться рельеф этих поясов (что находится в прямой связи с современным тектоническим режимом пояса), тем более резко выступят в рельефе структурные различия вследствие препарировки.

Тектонические движения всех типов и определяемые ими структуры и геоморфологическое выражение структур не совпадают целиком, так как на земной поверхности нет места, где не действовала бы денудация или аккумуляция, или и то и другое.



Рис. 32. Диапировая структура, подчеркнутая разломом (аэрофотоснимок)

Различая внутреннюю структуру прежнего тектонического цикла и внешнюю или общую более позднего, новейшего, В. Е. Хаин дает две классификации структур:

1. Разделение гор по признаку общей структуры: а) сводовые горы (Кавказ, Карпаты, Альпы, Аппенины), б) глыбовые (Восточный Саян, Абиссинское нагорье), в) сводово-глыбовые (Тянь-Шань, Ливан).

2. Разделение гор по признаку внутренней структуры: а) блоковые, б) складчатые, в) складчато-надвиговые, г) складчато-блоковые.

Для полной характеристики структуры и рельефа горной страны надо использовать обе классификации. В таком случае Кавказ будет охарактеризован как «сводово-складчатая страна» и т. д.

Внутренняя структура горных стран отражает сложную историю развития подвижного пояса, дифференцированный характер движения отдельных блоков, обратимость этих движений во времени, соотношение структур древних и новообразованных, а также стадию тектонического развития и современный тектонический режим.

В элементах горного рельефа более высоких порядков, чем типы мегарельефа, различия, связанные с внутренней структурой, отчетливы. В зависимости от структуры будут разнообразны и денудационные формы, даже обусловленные одни-

ми и теми же агентами денудации. Например, в рельефе новообразованных гор резко различаются между собой элементы рельефа пятого порядка: 1) горы геосинклинальные, со сложной складчато-надвиговой структурой основания и покрова (Кавказ, Альпы); 2) горы со складчато-глыбовой структурой основания и покрова, включающие в процессе интенсивного тектонического развития и поднятия также часть подвижного пояса с более ранней инверсией геосинклинали (Гималаи); 3) горы, образовавшиеся на месте предгорных прогибов или межгорных впадин, осадки которых были вовлечены в поднятие и дислоцированы (Сиваликские горы) и т. д. (см. табл. 1).

СТАДИИ РАЗВИТИЯ КАК ФАКТОР РАЗЛИЧИЯ ЭЛЕМЕНТОВ РЕЛЬЕФА ОДНОГО ПОРЯДКА

Рельеф гор с одинаковой внутренней структурой, например, геосинклинальных гор, сводовых, со сложной складчато-надвиговой внутренней структурой основания и покрова, будет различаться между собой в зависимости от стадии развития, от современного тектонического режима. В пределах этих гор можно выделить следующие элементы рельефа шестого порядка (условно — подгруппы типов мезорельефа).

1. Горы, интенсивно поднимающиеся, с продолжающимся горообразованием, вулканизмом и резким расчленением (горы молодых островных дуг).
2. Горы, интенсивно поднимающиеся (Большой Кавказ).
3. Горы, менее интенсивно (умеренно) поднимающиеся (Альпы).
4. Горы, слабо поднимающиеся (Карпаты).

Рельеф гор в разных стадиях воздымания отличается по глубине расчленения, ширине долин, наличию или отсутствию водопадов, по форме горных хребтов (острых, узких или сглаженных, с редкими и малоподвижными осыпями) и т. д.

В горах возрожденных подвижных поясов, например, в сводовых горах с древними лавами, с вторичной (наложенной) складчато-глыбовой структурой выделяются следующие подгруппы типов рельефа:

1. Горы, интенсивно поднимающиеся с активной трещинной тектоникой и вулканизмом (юго-западные части Северо-Американских Кордильер, горы Прибайкалья и западного Забайкалья).
2. Горы денудированные останцовые (юго-восточное Забайкалье и частично горы северо-западной Монголии — бассейн Онона).

Горы платформ в зависимости от стадии развития и совре-

менного тектонического режима разделяются на: 1) поднимающиеся (Скандинавские горы), 2) слабо поднимающиеся остаточные (Урал и др.), 3) останцовые (Северный Казахстан и др.), 4) островные (отдельные мелкосопочные массивы Южного Урала и Северного Казахстана).

В пределах нагорий по основным чертам внутренней структуры выделяются элементы рельефа пятого порядка — более массивные (нагорья Северо-Востока СССР) и разбитые разломами, с глыбово-блоковыми хребтами и впадинами (нагорье Большого Бассейна). В зависимости от стадии развития и современного тектонического режима в пределах тех и других выделяются нагорья монолитные, остаточные, островные (элементы рельефа шестого порядка, см. табл. 1). Так, нагорье Большого Бассейна в целом монолитно, несмотря на сложную внутреннюю структуру. Остаточные массивы гор Венгрии не выделяются в качестве нагорья на геоморфологической карте масштаба 1 : 40 000 000 именно благодаря их островному характеру.

Те же факторы являются важнейшими в различии рельефа нагорий и гор вулканических. Новообразованные вулканические нагорья резко отличаются от остаточных, разрушенных денудацией. Также и вулканические горы неодинаковы в зависимости от того, представлены они действующими вулканами или нет. Если в первом случае современный рельеф вулканических гор определяется формами самих вулканов и морфологией лавовых потоков, то во втором — их денудационной препарировкой.

В главе VII указывалось, что признаки деления элементов пятого порядка гор и равнин различны. Равнина на складчатом основании отличается от равнины на горизонтальных или моноклиальных пластах, но эти различия существенны для равнины в целом. Неодинаковая структура денудационных равнин, таким образом, обуславливает неодинаковые типы мегарельефа.

Различия элементов рельефа денудационных равнин более высоких порядков зависят главным образом от характера денудации. Рельеф равнины на складчатом основании, обработанной ледником, или равнины с такой же структурой, но с аридно-денудационной обработкой, неодинаков. Различен и рельеф аккумулятивных равнин, образованных флювиальной и озерно-флювиальной или ледниковой и водно-ледниковой аккумуляцией.

Для рельефа некоторых денудационных равнин на складчатом основании элементы отпрепарированных структур имеют значение в том случае, если формирование денудационного рельефа идет в условиях поднятия.

Стадия развития, обусловленная тектоническим режимом, определяет, как и для гор, существенные отличия элементов

рельефа денудационных и аккумулятивных равнин шестого порядка. Первичные денудационные равнины отличаются от равнин остаточных, сильно денудированных и тем более от равнин многоярусных, типа педиментов Африки (Л. Кинг, 1962).

Равнина, образованная, например, флювиальной аккумуляцией и продолжающая прогибаться в настоящее время, отличается от равнины такого же происхождения, но относительно стабильной. Рельеф флювиальной равнины в стадии прогибания характеризуется широкими долинами рек, с плоским дном, обширной поймой, блуждающим руслом, большим количеством старичных озер, отсутствием выраженных террас. Если такая равнина станет стабильной, она утратит эти характерные черты рельефа. В ней появятся террасы, русло станет оформленным и врезанным, старичные озера исчезнут и т. д.

Глава XV

ДЕНУДАЦИЯ И ВЫВЕТРИВАНИЕ

ЗНАЧЕНИЕ ДЕНУДАЦИИ В ФОРМИРОВАНИИ
РЕЛЬЕФА

До последнего времени эндогенные факторы формирования рельефа резко противопоставлялись экзогенным, связанным с климатом. Однако обе группы процессов глубоко связаны между собой, поскольку и та и другая в своем воздействии на поверхность Земли обусловлены формой планеты и ее вращением.

Перестройка фигуры планеты за геологическое время, происходившая как под влиянием непостоянства скорости вращения Земли, наклона земной оси, так и внутренних факторов (см. выше), вызывала изменения и в распределении деформаций и рельефа земной коры, и общей циркуляции атмосферы и географических зон.

«Критические» параллели являются общими для горных поясов и для циркуляции атмосферы. Впервые такое сопоставление появилось еще в 1882 году в работах А. И. Воейкова, а затем А. А. Тилло и др.

Взаимосвязь широтной географической зональности и вертикальной поясности представляет следствие взаимообусловленности внутренних и внешних оболочек Земли. Крупные изменения климата и географических зон в палеомезокайнозойское следовали во времени за тектоническими циклами и имели ту же продолжительность — 180 — 200 млн.

лет (Рухин, 1959 и 1962; Страхов, 1962 и др.). Однако в современном рельефе нашли отражение только последние перемены климата — неоген-четвертичные, между тем как даже докембрийские процессы тектогенеза выражены в мегарельефе.

Общие причины зональности рельефа (широтной и долготной), их взаимосвязь, позволяют понять и региональные (или провинциальные) черты сходства и различия главных природных зон.

Из изложенного в предыдущих главах очевидна условность разделения рельефообразующих факторов на «эндогенные» и «экзогенные». Процессы, происходящие внутри Земли, в какой-то мере вызваны факторами, находящимися вне нашей планеты, т. е. «экзогенными». Экзогенные процессы, порожденные климатом, производят работу по преобразованию рельефа поверхности Земли и формированию осадочного слоя коры потому, что существует сила тяжести (эндогенный источник энергии). Происхождение деформаций горных пород также не всегда является эндогенным (Хаин, 1957, 1964 и др.). Под *экзогенными рельефообразующими процессами в книге понимаются процессы, обусловленные климатом.*

Денудация и аккумуляция меняют рельеф поверхности Земли повсеместно. Однако проявление экзогенных факторов на земной поверхности, так же как и эндогенных, неравнозначно, «разномасштабно». Неравнозначным является, как указывалось выше, и геоморфологическое выражение факторов, воздействующих на поверхность планеты. Современное геоморфологическое выражение каждой структурной формы является результатом одновременного воздействия на поверхность Земли тектонических движений и факторов экзогенных. В рельефе отражены структурные формы, переработанные денудацией и аккумуляцией. Каждый тип мегарельефа, приуроченный к той или иной структурной форме, отличается от другого по направленности и интенсивности эндогенных и экзогенных факторов. Конечно, крупные элементы рельефа Земли осложняются как бы наложенными на них более молодыми и более мелкими формами и комплексами форм экзогенного происхождения, которые различаются между собой по характеру денудации или аккумуляции. Однако для мегарельефа различия в типе денудации или аккумуляции не являются главными. Если для мегарельефа основным является общее направление экзогенного процесса — денудация или аккумуляция, их интенсивность и суммарный результат, то для более мелких элементов рельефа определяющим является уже качественное различие процесса, т. е. тип денудации или аккумуляции. Главные морфологические черты типов мегарельефа и вторичные, «наложенные», обусловленные разли-

чиями денудации или аккумуляции, развивались не в одних и тех же пространственно-временных границах. Если обратиться к Западно-Сибирской низменной равнине, станет очевидным, что как тип мегарельефа она обусловлена длительным прогибанием, определившим направление экзогенного процесса — аккумуляцию (см. геоморфологическую карту). В зависимости от типа аккумуляции (ледниково-морской, флювиальной), наличия мерзлотного рельефообразования или без него в ее пределах выделяются разные низменные аккумулятивные равнины, но каждая из них моложе единой равнины как типа мегарельефа. Эти равнины уже не представляют геоморфологического выражения структурной формы — мегасинеклизы. Они как бы «накладываются» на нее, и каждая равнина является только частью мегасинеклизы.

Для того чтобы представить зональный характер экзогенных изменений рельефа, более четкую связь крупных черт рельефа и климата, составлена схематическая карта типов денудации и аккумуляции. На карте отражены не только современные климатические зоны. В рельефе равнин северных широт и высоких гор основную роль играли экзогенные рельефообразующие процессы ледникового периода. Оставленные ими формы еще не переработаны современными процессами. Поэтому выделена зона ледниково-нивальной и водно-ледниковой денудации и аккумуляции, в которой преобладает реликтовый рельеф (Приложение 2).

Обе карты — эта и геоморфологическая вместе — дают представление о происхождении крупных черт рельефа Земли, о качественном различии экзогенного преобразования рельефа в разных климатических условиях, о связи рельефа с тектогенезом, который обуславливает направление экзогенного процесса и с климатом, определяющим тип процесса.

Крупные элементы современного рельефа Земли в главных чертах сформировались к четвертичному времени. Природные зоны, основные черты климата и общей циркуляции атмосферы также были созданы к этому времени. Однако некоторые изменения происходили и позже. Они выражены в современном макро- и мезорельефе. В четвертичное время в северном полушарии было оледенение, которое вызвало преобразование рельефа и смещение природных зон на юг. Распределение суши и моря также было несколько иным.

Элементы современного рельефа и коррелятные отложения, которые обусловлены указанными событиями четвертичного времени, не всюду преобразованы. Если в Ливийской пустыне облик рельефа уже определяется новым качеством — процессами аридной денудации и аккумуляции, переработавшими морские формы и отложения, то в Прикаспийской низменности рельеф обусловлен еще ее морским происхождением. На

юге Русской равнины ледниковый рельеф переработан и принял флювиальный облик, а на северо-западе он мало изменен. Как уже говорилось, перемены скорости вращения Земли приводят к таким изменениям ее формы, которые уравнивают силу тяжести и центробежную силу при новых условиях. Денудация и аккумуляция являются одними из путей восстановления «уравновешенной» формы поверхности.

Денудация материков, перемещение материала по земной поверхности и вынос его в области прогибания на материках и в океаны производится реками и разнообразными склоновыми процессами. О масштабах денудации материков дают представление цифры выноса материала реками. Размеры ежегодной механической денудации в тоннах на 1 км^2 даны на рисунке 33 (по Н. М. Страхову). Несмотря на то, что аккумуляция происходит и на материках, в областях опускания, в океаны ежегодно выносятся около 17 554 млн. т продуктов разрушения суши во взвешенном и растворенном виде (количество влекомого материала для материков в целом еще не подсчитано).

Максимальный механический вынос производят реки влажного тропического климата (рис. 33). Реки Ганг с Брахмапутрой выносят в год 1040 т/км^2 , Ефрат — 1000, Сулак — 2000 т/км^2 . Как видно на рисунке 33, минимальный вынос в тундровой зоне. Вынос реками Енисей и Св. Лаврентий достигает всего 4 т/км^2 , Обь — 6, Колыма — 7, Яна — 10, Макензи — 9 т/км^2 (Лопатин, 1951; Страхов, 1962). Малый вынос северных рек обусловлен не только климатом, но и равнинностью территорий, по которым они текут на протяжении многих сотен километров. (Обь течет по равнине на протяжении 2500 км, Енисей — около 2000 км.)

Химическая денудация в общем пропорциональна выносу механическому (табл. 6).

По данным Н. М. Страхова, такое же соотношение механичес-

Таблица

Сток взвешенных и растворенных наносов за год по материкам
(по Страхову, 1962)

Материки	Площади материков, в млн. км ²	Сток взвешенных наносов (за год) со всей поверхности материка, в млн. т	Сток растворенных наносов (за год) со всей поверхности материка, в млн. т
Европа	9,67	420	305
Азия	44,89	7445	1916
Африка	29,81	1395	757
Северная и Центральная Америка	20,44	1503	809
Южная Америка	17,98	1676	993
Австралия	7,96	257	88

кой и химической денудации получается и по отдельным речным бассейнам. Химическая денудация, как и механическая, возрастает в зависимости от высоты рельефа, влажности и температуры (см. рис. 33, стр. 208, 209). Чтобы правильно оценить масштабы химической дифференциации вещества на поверхности Земли, следует учитывать не только химические свойства самих элементов, но и всю географическую обстановку. Разнообразие экзогенных процессов на земной поверхности и неоднократные изменения их проявления за геологическую стадию развития Земли выражены не только в современном облике рельефа, но и в строении осадочной и «гранитной» земной коры.

ВЫВЕТРИВАНИЕ

Типы денудации и аккумуляции, неодинаковые в разных природных зонах, а также их интенсивность, тесно связаны с характером выветривания, подготавливающего основную массу продуктов переноса и отложения.

СВОЙСТВА ПОРОД, ОБЛЕГЧАЮЩИЕ ВЫВЕТРИВАНИЕ

Процесс распада полиминеральной породы облегчается тем, что различные минералы обладают неодинаковыми физическими свойствами и по-разному поддаются выветриванию. Устойчивость или неустойчивость горных пород по отношению к выветриванию определяется следующими их свойствами.

1. *Теплопроводность и теплоемкость.* Чем на меньшее расстояние в глубь породы передаются колебания температуры, тем больше суточные температурные различия в поверхностном слое породы, резче происходит сжатие породы, изменение объема ее поверхностного слоя и интенсивнее механический распад. Кроме того, минералы, из которых состоят полиминеральные породы, обладают разным коэффициентом как объемного, так и линейного расширения. Благодаря этому продолжительная смена нагревания и охлаждения приводит к нарушению сцепления минералов в породе и ее распаду.

2. *Окраска.* Темная окраска способствует большему нагреванию днем, большим суточным колебаниям температуры и более энергичному распаду.

3. *Твердость.* Более твердые породы, например, кварц, кварцит, разрушаются медленнее, чем породы менее твердые и прочные (песчаники), и особенно рыхлые, слабо сцементированные (неоднородные глинистые сланцы и др.).

4. *Однородность породы.* Однородные породы более устойчивы. Например, тонкозернистые сливные кварциты значительно медленнее поддаются разрушению, чем разнотоннозернистые песча-

ники, обладающие к тому же и разным минералогическим составом (полимиктовые песчаники), граниты, в которых наряду с кварцем присутствуют легко разрушающиеся полевые шпаты.

5. *Характер поверхности.* Шероховатые с поверхности породы разрушаются быстрее. Шероховатость способствует неравномерному нагреванию, благодаря чему порода становится с поверхности как бы неоднородной.

6. *Водопроницаемость.* Вода проникает в глубь породы, что также способствует ее скорейшему разрушению. Проникновение воды в породы происходит по трещинам.

7. *Слоистость.* Слоистой является такая порода, в которой разнородный по своим свойствам материал располагается слоями. Слоистая порода разрушается быстрее, чем неслоистая.

8. *Пористость.* В пористую породу проникает влага и воздух, облегчающие выветривание.

9. *Трещиноватость.* Трещины бывают разного происхождения. Первичные трещины связаны с условиями образования пород. Они представляют или трещины напластования осадочных пород, или трещины отдельности, возникающие при сжатии магматических пород. Вторичные трещины образуются при тектонических нарушениях (см. гл. XIV). Трещиноватость дает возможность воде и воздуху глубоко проникнуть в толщу породы.

10. *Спайность.* Отражает строение кристаллической решетки вещества. Минералы, отличающиеся меньшей спайностью, разрушаются быстрее, вызывая тем самым и распад полиминеральной породы.

Физическое выветривание. Физическое, или механическое, выветривание совершается под воздействием следующих факторов:

1. Неравномерное нагревание горных пород, обусловленное колебаниями температуры — *температурное выветривание.*

2. Изменение объема воды, проникающей в трещины пород вследствие замерзания и оттаивания — *морозное выветривание.*

3. Кристаллизация солей в трещинах пород при испарении воды — *солевое выветривание.*

4. Растрескивание пород под давлением корней растений, проникающих в трещины.

Частые изменения объема при нагревании и охлаждении нарушают монолитность пород и вызывают их раскалывание. Чем сильнее и быстрее суточные колебания температуры, тем интенсивнее разрушение. Такие колебания очень велики в пустыне. Поэтому именно там температурное выветривание идет наиболее интенсивно. Этому способствует и сухость воздуха пустыни (влажный воздух, как известно, ослабляет излучение тепла).

Прогревшаяся за день порода при ночном охлаждении по границе прогретшегося и затем охладившегося слоя может расстрескаться по всей поверхности скалы. В результате порода отслаивается в виде чешуй. Происходит так называемая десквамация — шелушение горной породы. Особенно наглядно десквамация протекает в твердых крупных конкрециях. Однако десквамации, хотя и в разной степени, может подвергаться любая малотеплопроводная порода, в том числе и рыхлая.

В результате температурного выветривания в горных и каменных пустынях, где породы не защищены растительностью, накапливается большое количество продуктов выветривания различной крупности, которые под действием силы тяжести перемещаются вниз, образуя мощные шлейфы обломочного материала.

Температурное выветривание идет не только в жарких пустынях, но и в холодных (в Антарктиде), в высоких горах, где вечный лед. Там климат сухой, влаги мало, и поэтому, хотя температура опускается значительно ниже 0° , колебания ее вызывают только температурное выветривание, а не морозное. К. К. Марковым отмечена интенсивная десквамация бараньих лбов в Антарктиде. Морозное выветривание там почти отсутствует и потому, что если снег попадает в трещины породы, он не меняется в объеме благодаря низким температурам.

Морозное выветривание преобладает в горах и денудационных равнинах преимущественно тундровой зоны, где влага, попадающая в трещины, то замерзает, то оттаивает. Породы, дислоцированные и разбитые трещинами, в таком случае легко разрушаются, образуя скопления обломков разной крупности. Перемещаясь по склонам, они дают начало мощным осыпям, так называемым «каменным морям» и другим грубообломочным образованиям.

Морозное выветривание происходит и в пределах аккумулятивных равнин, но его рельефообразующий эффект там мало заметен.

Солевое выветривание значительную роль играет в горных и каменных пустынях жарких аридных областей. Оно выражается не только в раскалывании пород по трещинам солями, кристаллизующимися при испарении влаги в породах, но и в тонком раздроблении пород, превращении их в солевую пыль путем кристаллизации солей между отдельными кристаллами и зернами пород. Изменение пород под действием солевых растворов, циркулирующих по капиллярным трещинам, может протекать и в коренных выходах, и в отдельных обломках.

В засушливых тропических областях Африки, Южной Аме-

рики и Австралии в результате солевого выветривания на разных элементах рельефа, в основном на денудационных равнинах и плато, образуются бронирующие соляные коры. Соляные коры, как и другие бронирующие коры иного состава, предохраняют рельеф от дальнейшего выветривания, размыва, смыва и развезания.

Разрушение горных пород корнями деревьев и кустарников происходит везде, где есть такая растительность. Наиболее эффективно происходит разрушение трещиноватых пород при проникновении корней в трещины.

Химическое выветривание. Химическое замещение первичных минералов происходит под воздействием воды, растворенных в воде солей, кислот, щелочей и газов, некоторых составных частей атмосферы (кислорода, уголекислоты), гумусовых кислот, выделяемых при разложении растительных остатков, жизнедеятельности организмов и микроорганизмов. Химическое выветривание происходит в воде и при участии воды. Изменение пород идет в процессе гидратации, выщелачивания, окисления и гидролиза (разложения водой и уголекислотой).

Газовый и ионный состав природных вод, по данным А. П. Перельмана и др., определяется и деятельностью организмов. Химическое выветривание является биохимическим.

Роль организмов в процессе выветривания весьма велика. Это отмечал еще Б. В. Полюнов в 1945 году. В процессе жизнедеятельности они образуют уголекислоту. В тундре, например, мелкозем нередко представляет не только результат механического разрушения, но и минерализации тел лишайников. Глинистые минералы в коре химического выветривания часто образуются вследствие взаимодействия глинозема, образовавшегося при минерализации растительных остатков, и кремнезема.

Состав горных пород меняется и в результате жизнедеятельности бактерий. Так называемый «пустынный загар», который ранее считали только результатом испарения влаги в породе и освобождения солей, по данным М. А. Глазовской, обусловлен также жизнедеятельностью бактерий и не является принадлежностью пустыни. Он встречается даже в горах, в области современного оледенения. Типичный «пустынный загар» развивается и в условиях сухого климата Антарктиды. В процессе биохимического выветривания горная порода иногда непосредственно, а иногда через стадию механического разрушения, переходит в иную горную породу. Биохимическое выветривание идет во всяком климате, но тем энергичнее, чем выше температура. Наибольшей активности достигает во влажном и жарком климате. Массивные горные породы переходят в пестрые тонкие глины, достигающие иногда большой

мощности (более 100 м, в соответствии с мощностью зоны выветривания). Там интенсивно происходит и химическая денудация. Растворимые компоненты выносятся, а нерастворимые образуют на денудационных равнинах кору выветривания. При разрушении первичных минералов формируются различные гидраты окислов кремния, железа, алюминия, марганца и т. д. Эти соединения вначале находятся в коллоидном состоянии, а далее в процессе кристаллизации переходят во вторичные глинистые минералы. Процесс разрушения одних и тех же первичных минералов протекает сходно вне зависимости от того, какую породу они образуют и в каком сочетании находятся. Влияние породы на тип коры выветривания сказывается лишь для пород, резко различных по минералогическому составу.

Мощность и химический состав коры выветривания зависят от длительности процесса и совокупности географических условий — рельефа, тектонического режима, климата, гидросферы, органического мира, состава горных пород в зоне выветривания. Например, в местах интенсивного прогибания и заполнения прогибающихся участков обломочным материалом кора выветривания не успевает образоваться. Не сохраняется она и в условиях преобладания поднятия, где происходит интенсивный снос материала. Накопление мощной коры выветривания возможно только в условиях мало расчлененного рельефа и спокойного тектонического режима, где крайне медленно происходит снос.

Мощность коры выветривания обратно пропорциональна механической денудации. Поэтому среди древних отложений кора выветривания не сохранилась. Так, мезозойскую кору выветривания можно встретить только там, где после ее образования не было существенных изменений тектонического режима, или в местах медленного опускания, где кора выветривания без заметного размыва заносилась наносами. Такая погребенная кора выветривания раннемезозойского возраста встречается на выровненном рельефе восточного склона Южного Урала.

В неодинаковых условиях соотношение физического и химического выветривания различно. Неодинаковы также скорость процесса и состав коры выветривания. Приспособление материнских горных пород к условиям поверхности Земли в разной географической обстановке качественно различно и происходит с разной скоростью. Так, разложение гранитов мощностью 5 см занимает 350—1200 лет (в зависимости от климата). Судя по скорости почвообразования, выветривание быстрее происходит в условиях тропического климата. На пеплах, выброшенных при извержении Кракатау, за 35 лет образовался слой почвы мощностью в 35 см. На платформах, где кора вы-

ветривания может формироваться длительное время, скорости тектонических процессов, сноса и выветривания соизмеримы.

По составу, мощности и стадии развития коры выветривания можно судить об условиях рельефообразования той или иной территории. Поэтому изучение коры выветривания важно для геоморфологии.

Кора выветривания развивается стадийно, хотя в благоприятных климатических условиях, где выветривание протекает быстро, одна и та же стадия занимает меньший отрезок времени. Обычно в ранних стадиях развития кора выветривания сохраняет связь и структурное сходство с материнской породой, так как изменены только наиболее легко разрушающиеся минералы.

В зависимости от состава крупных групп материнских пород и характера выветривания И. И. Гинзбург выделяет семь типов коры выветривания.

1. *Остаточные коры разложения*, образующиеся в результате разложения горных пород различными химическими агентами и накопления труднорастворимых новообразованных минералов, оставшихся неразложенными. Образуются на изверженных, метаморфических и эффузионных породах. Конечные продукты выветривания этих пород различны в разных климатических условиях.

2. *Остаточные коры выщелачивания* образуются после выщелачивания известняков, гипсов и доломитов из нерастворимых продуктов выветривания.

3. *Инфильтрационные коры*. Образуются при проникновении растворов в рыхлый материал вследствие цементации, окремнения. В результате происходит образование конгломератов, песчаников и др.

4. *Коры, преобразованные вторичными процессами выветривания*. Обычно это происходит в результате изменения условия выветривания. Так может образоваться и инфильтрационная кора.

5. *Переотложенные или перемещенные коры*. Выделяются в случае, если переотложенная кора сохраняет в основном прежний характер, будучи лишь слегка перемещенной склоновыми процессами.

6. *Размытые коры*.

7. *Метаморфизованные* (по сути уже не коры, а новые метаморфические породы).

На сульфидных и силикатных рудах закиси железа и марганца развиваются особые коры — зоны окисления. В результате образуются вторичные руды, так называемые железные, марганцовые и др. «шляпы». Нередко в таких «шляпах» содержатся руды больше, чем в первичных рудах.

Здесь следует сказать еще об одном типе коры выветривания, образующихся на рыхлых (аллювиальных и склоновых) отложениях. Она известна на четвертичных отложениях Среднего и Южного Урала (Вашенина, 1948). Профиль ее не полный, так как время формирования коры в данных климатических условиях сравнительно невелико.

В зависимости от характера залегания коры разделяются на открытые и закрытые, или погребенные (формирующиеся под толщей других пород и часто приуроченные к карстовым областям), простые и сложные (при переслаивании различных пород), площадные и линейные (приуроченные к простиранию тектонических линий), широко распространенные и локальные. На основании климатических особенностей и рельефа Л. В. Рухин выделяет пять основных зональных типов коры выветривания, различающихся по минеральному составу новообразованных глинистых минералов, по соотношению механического и физического выветривания и по неодинаковому течению химического выветривания.

1. *Обломочная* кора выветривания, образующаяся преимущественно в результате механического выветривания. Преобладает в полярных и высокогорных областях (морозное выветривание), а также в горных и каменистых пустынях низких широт (температурное и солевое выветривание). В этих областях накапливается большое количество продуктов выветривания различной крупности, которые под действием силы тяжести перемещаются вниз, образуя мощные шлейфы обломочного материала. Образование такой коры выветривания происходит настолько быстро, что оно доступно повторным многолетним наблюдениям и измерениям. Роль обломочной коры в рельефе велика. Как видно на геоморфологической карте, в пределах денудационных равнин аридных областей она занимает значительные площади, образуя каменистые пустыни с отдельными останцовыми хребтами или островными горами. В процессе разрушения денудационных равнин и гор в аридных условиях образуются особые группы типов рельефа (элементы рельефа пятого порядка).

2. *Гидрослюдистая* кора холодных и умеренных областей со сравнительно слабым химическим выветриванием. Гидрослюды образуются в начальной стадии выветривания за счет разложения полевых шпатов и слюд. Такая кора развивается в условиях вечной мерзлоты, где зона окисления мала по мощности благодаря близости к поверхности Земли мерзлого грунта. В этой коре еще замечается связь с материнской породой по структуре и составу. Присутствие такой коры не выражается в рельефе непосредственно, она не образует особых групп типов рельефа, но играет большую роль, облегчая склоновую денудацию.

3. *Монтмориллонитовая* кора степных и полупустынных областей образуется в жарком климате при слабом увлажнении. Первичные минералы разложены, и кора имеет глинистый состав.

4. *Каолинитовая* глинистая кора теплого и достаточно влажного климата. В ней уже нет связи с материнской породой.

5. *Латеритная кора* формируется при наиболее активном химическом выветривании в условиях влажного и жаркого климата. Она представляет результат накопления свободных окислов железа и алюминия под влажными и экваториальными или муссонными дельтами.

Три последних типа коры выветривания формируются в условиях относительного тектонического покоя, на выровненных денудационных равнинах.

И. И. Гинзбург выделяет на основании тех же факторов еще *красноземную* кору выветривания, образующуюся в периодически засушливых субтропических условиях, а также охристую или нонtronитовую кору. Обе классификации (И. И. Гинзбурга и Л. Б. Рухина) дополняют друг друга.

Поскольку географические условия не только имеют зональные различия, но и неоднократно менялись в течение геологических периодов, состав кор выветривания на Земле разнообразен. Типичную современную латеритную кору выветривания в настоящее время можно встретить лишь во влажном и жарком тропическом климате Африки, Индии, Южной Америки. По данным А. Л. Яншина и И. И. Гинзбурга, на Южном Урале встречается латеритная кора выветривания, погребенная под осадками юры, мела и палеогена. Она образовалась во влажном и жарком климате, который господствовал на восточном склоне Южного Урала в нижнеюрское время. Более молодые коры выветривания там имеют иной химический состав (Башенина, 1948), что отражает изменение климатических условий в послееюрское время.

В качестве примера приведем разрез коры выветривания Казахстана, по В. Н. Разумовой. Мощность ее более 20 м; образовалась она на гранитах различного состава. В основании разреза коры выветривания на гранитах лежит зона выщелоченных пород, мало отличающихся от материнских, но с пониженным содержанием щелочей и кремнезема и некоторым окислением железа. Эта зона отвечает начальной стадии выветривания, начавшегося при относительно сухом и теплом климате триаса.

Выше по разрезу расположена зона глинистых отложений сложного состава. Первичные минералы разложены; большое количество окислов железа придает глинистым минералам желтый цвет. Образование этой зоны происходило в условиях значительного увлажнения.

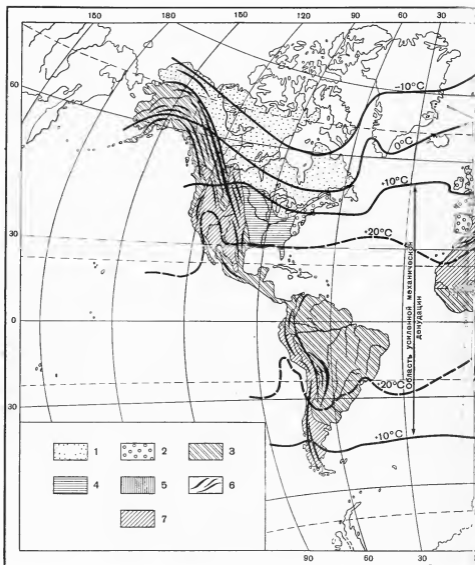
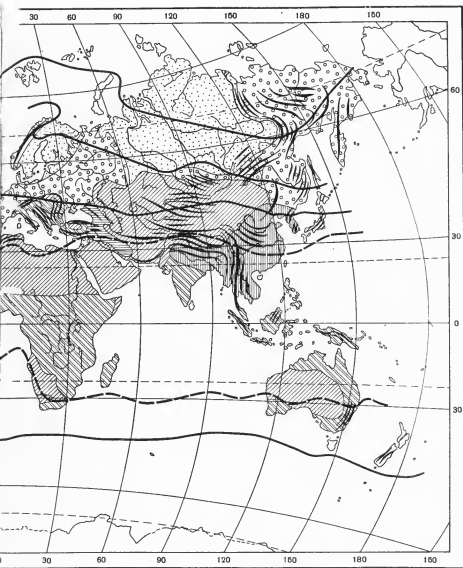


Рис. 33. Схема механической денудации
 1 — меньше 10, 2 — от 10 до 50, 3 — от 50 до 100, 4 — от 100 до 240, 5 — больше



современных континентов (смысл в т/км²):
 240, 6 — горные хребты, 7 — аридные области (по Н. М. Страхову)

Еще выше по разрезу находится зона цветных каолинов и охр. Внутри новообразованной породы нет различий, связанных с первичным составом материнской породы; даже не всегда возможно определить состав последней. Из минералов материнской породы здесь более или менее неразложившим сохраняется только кварц. Эти изменения происходили в условиях теплого и влажного климата юры.

В самых верхах разреза лежит зона белых каолинов. Белые каолины знаменуют изменение климата в олигоцене в сторону увлажнения. Обилие влаги привело к глубокому промыванию коры выветривания, к выносу окислов железа, дававших цветную окраску и, следовательно, к обелению породы.

Этот разрез показывает не только изменение характера выветривания на фоне смены климатов, но и большую длительность формирования коры выветривания.

Каолинизация и латеритизация — конечные стадии формирования коры химического выветривания в разных климатических условиях. Латеритные коры типичны для влажного и жаркого тропического климата. В жарком и относительно более сухом тропическом климате, где промывание недостаточно, образуются бронирующие латеритные коры. Такие коры широко известны в Южной Америке, в Африке, отчасти в Индии, где они образуются на склонах денудационных плато и равнин, на поверхности столовых гор (см. геоморфологическую карту). Бронирующие коры предохраняют склоны от смыва и размыва и на большом протяжении придают равнинам и плато особый морфологический колорит (рис. 34).

В Австралии бронирующие латеритные коры развиты на породах разного возраста (от докембрийских до эоценовых) и разного петрографического состава. Они покрывают пологие склоны денудационных равнин и плато и, по данным Л. Кинга (1962), развивались на нижнекайнозойской поверхности выравнивания, которая срезает разновозрастные породы. В среднем кайнозое более активные тектонические движения вызвали деформацию нижнекайнозойской поверхности и ее расчленение. В результате она распалась на отдельные плато и невысокие столовые горы, уцелевшие от расчленения именно благодаря наличию бронирующего покрова твердой латеритной коры.

В Тасмании поверхность того же возраста, бронированная латеритами, благодаря среднекайнозойским, преимущественно разрывным, деформациям, местами опущена и погребена под более молодыми миоценовыми отложениями.

Защитную роль играют и некоторые инфильтрационные коры в условиях теплого и сравнительно сухого климата. Галечники и пески железистыми растворами цементированы в плотные песчаники и конгломераты, значительно труднее размывающиеся. Такие коры известны на восточном склоне Южного Ура-

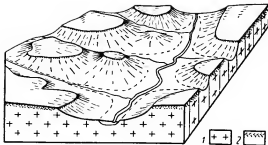


Рис. 34. Схема столового рельефа, бронированного известковыми корами:

1 — коренные породы, 2 — известковые коры

ла на древних аллювиальных отложениях (Башенина, 1948). Таким образом, процессы химического выветривания не только подготавливают материал, облегчая снос, но также и затрудняют перемещение материала по пологим склонам. В образовании конечных продуктов химического выветривания большое значение имеет продолжительность формирования коры выветривания. Б. Б. Полюнов ставит образование латеритов в связь не только с тропическим климатом, но и с возрастом рельефа суши.

Разнообразие типов коры выветривания в известной мере предопределяет и характер переноса материала. При медленном переносе продолжается химическое изменение переносимого материала.

Изучение коры выветривания имеет огромное теоретическое и практическое значение. Состав и мощность коры являются показателями истории формирования рельефа территории. Разнообразие типов выветривания и продуктов выветривания отражает существенные различия в развитии рельефа Земли. Кора выветривания и сама имеет рельефообразующее значение. В процессе ее образования происходит подготовка рыхлого материала, что делает возможным его перенос. В результате преимущественно механического выветривания образуются большие площади каменистых пустынь; значительно пополняется материал песчаных пустынь. Образование бронирующих кор, неодинаковых в разном климате (соляных, гипсовых, латеритных), предохраняет бронированные участки рельефа от размыва.

С корой выветривания связаны ценные полезные ископаемые: каолины, бокситы, охры, различные железные и медные руды. При выветривании из твердых коренных пород освобождаются полезные компоненты, которые затем в ходе геоморфологических процессов могут концентрироваться в рыхлых отложениях, образуя россыпные месторождения.

Глава XVI

СКЛОНОВАЯ ДЕНУДАЦИЯ И ЕЕ ВЫРАЖЕНИЕ В РЕЛЬЕФЕ

Типы мегарельефа равнин и гор платформ разного возраста своим современным морфологическим обликом обязаны длительным процессам выравнивания. В настоящее время нет единых представлений о «поверхностях выравнивания» и об их происхождении. Исследователей с давних пор поражало несоответствие выровненной, иногда почти плоской поверхности, срезающей сложно дислоцированные породы. Образование таких поверхностей рассматривалось следующим образом. В горных областях происходило поднятие и формировалась горная страна. Когда поднятие ослабевало, в условиях относительного тектонического покоя происходило снижение горной страны агентами денудации, что приводило к срезу дислоцированных горных пород и выравниванию.

Еще в прошлом столетии Д. В. Пууэлл, А. Пенк и В. М. Дэвис ввели понятие о предельно выровненной равнине — пенеплене («почти равнине»). ПенеПЛен — поверхность с такими малыми уклонами, при которых снос практически замирает. Д. В. Пууэлл назвал такую поверхность «базисным уровнем». К аналогичным выводам об образовании предельных поверхностей выравнивания в России пришли И. Д. Черский и А. П. Павлов.

Долгое время как в работах советских, так и зарубежных ученых понятия «поверхность выравнивания» и «денудационная поверхность» рассматривались как синонимы. Это было основано на представлении о выравнивании только в результате сноса, срезания, убыли материала. Между тем для всей поверхности Земли широко известны обширные низменные аккумулятивные равнины. Это послужило основной причиной пересмотра понятия «поверхность выравнивания» и развития представлений о том, что факторами выравнивания являются как денудация, так и аккумуляция. В работах французского геоморфолога К. Клейна в 1959 году появилось понятие о «полигенных» поверхностях выравнивания. Развивая эти взгляды далее, Ю. А. Мещеряков (1964) дал следующее определение поверхностей выравнивания: «...поверхности различного генезиса, которые формировались в условиях весьма полной компенсации эндогенных процессов — экзогенными, вследствие чего по своей форме они приближаются к уровенным поверхностям гравитационного поля Земли». Под это определение, по представлениям Ю. А. Мещерякова, подходят как все денудационные поверхности, различающиеся по типу выравнивания (педилены, пенеПЛены, см. ниже) и по происхождению (эрози-

онно-денудационные, абразионные), так и аккумулятивные поверхности континентального и морского происхождения. В основе такого взгляда на поверхности выравнивания лежит закономерная корреляция разнообразных процессов сноса и аккумуляции. Денудационные равнины сопряжены с аккумулятивными, которые сложены коррелятивными отложениями. Вместе эти поверхности являются «...целостными базисными полигенетическими поверхностями выравнивания» (Мещеряков, 1964). С этими представлениями возможно согласиться. Однако следует иметь в виду, что не везде в пределах суши денудационная и аккумулятивная поверхности являются строго сопряженными. Например, в условиях сложных блоковых дифференциальных движений пространственная корреляция может быть и нарушенной. Выделяя среди платформенных равнин абразионные, Ю. А. Мещеряков преувеличивает значение абразии как одного из главных факторов формирования поверхностей выравнивания. В современном рельефе материков абразионные равнины, не переработанные иными процессами денудации, почти не встречаются, за исключением сравнительно нешироких молодых морских террас. Не следует забывать, что море заливало только равнинные опускающиеся участки материков. В современном рельефе Земли такие области опусканий выражены морскими аккумулятивными равнинами (Прикаспийская низменная равнина, Польско-Германская и др.).

Там, где в областях опускания морской режим сменился континентальным, выражены озерно-аллювиальные аккумулятивные равнины, под которыми погребены морские осадки. Древние морские равнины (мелового, палеогенового возраста и др.) не являются абразионными. Они лишь сложены морскими отложениями, ныне диагенезированными и сильно срезанными последующими процессами денудации. Когда-то они представляли собой первичные аккумулятивные морские равнины, приуроченные к областям прогибания.

Следует отметить, что денудационные поверхности выравнивания формируются не только в горных странах, но и на «ископных» выровненных платформенных участках, каковыми, например, являются вышеуказанные древние морские равнины.

Как известно, выровненные денудационные равнины и плоскогорья на складчатом основании нередко принято считать результатом срезания высоких горных стран. Однако, если проследить географическое распространение этих элементов рельефа по всем материкам (Вашенина, 1964), то выявляется следующая закономерность: и плоскогорья, и равнины на срезанном складчатом основании большей частью расположены или в пределах древних щитов, или в предгорьях, или приурочены к тем участкам горных стран, где менее активным было горо-

образование, геологически длительное время не происходило интенсивных поднятий и где, наконец, не проявилась (или проявлялась слабо) неотектоническая активизация. Аппалачский Пидмонт, денудационные равнины Приуралья и Зауралья и многие другие известные поверхности выравнивания приурочены к периферическим участкам древних горных поясов, которые в период активного горообразования отличались меньшей тектонической активностью. Срезание и выравнивание происходило во время горообразования и поднятия (менее значительного, чем в горном поясе); выровненные поверхности образовались, можно сказать, «на корню» и не проходили стадию формирования высоких гор.

Из этого не следует, что в горах подвижных поясов вообще не может быть выровненных и затем высоко поднятых участков. Широко известны сырты Тянь-Шаня и Алтая, участки выровненного рельефа в других странах. Однако происхождение этого рельефа и корреляция времени его образования с развитием горной страны пока еще не являются выясненными.

Присоединяясь к точке зрения Ю. А. Мещерякова о корреляции денудационных и аккумулятивных поверхностей и о их единстве, следует считать важнейшим фактором выравнивания разнообразную склоновую денудацию. Денудационные равнины и горы, как уже говорилось, представляют систему склонов разной длины и крутизны. В процессе выравнивания удаляются мощные толщи горных пород, срезаются структуры. Даже ровные поверхности плато с горизонтальным залеганием пород не являются «первичными». Флювиальное расчленение всюду вырабатывает систему вторичных склонов, срезающих первичную поверхность.

Движение вещества по земной поверхности начинается различными склоновыми процессами. В результате переноса продуктов выветривания происходит их механическая и химическая дифференциации по элементам рельефа Земли. Величина перемещения продуктов выветривания зависит от их характера и подвижности в условиях земной поверхности и от факторов переноса, т. е. от геологических и географических условий.

Работа каждого экзогенного процесса, в том числе и склонового, начинается от определенного уровня — базиса денудации. Базисом денудации склона является уровень реки, террасы и др., водотока в нижнем течении — уровень водоема или устье, выше по течению — ряд так называемых местных базисов, ледника — снеговая граница и т. д.

Перемещаясь вниз, продукты выветривания образуют как бы подвижную пленку на поверхности Земли, представляющую совокупность в различной мере объединенных или обособленных гравитационных потоков. Большей частью эти потоки состоят из «смеси» продуктов выветривания и воды в различных

соотношениях (Дэвис, 1899). Соотношения продуктов выветривания и воды закономерно меняются не только в разных географических условиях, но и вдоль пути склоновых потоков, а также в зависимости от стадии развития рельефа.

Большое значение в определении скорости склоновых процессов, типов склонов и их профиля имеет характер взаимодействия русловых потоков и склоновых процессов. Это взаимодействие четко выражает географическую обстановку территории и тектонический режим. Наиболее активно склоны развиваются в том случае, когда русловые потоки уносят весь материал, поступающий со склонов. Если водоток не в состоянии справиться с материалом, это сказывается на всем облике склонов. У подножья склонов в долине растут формы накопления склоновых отложений.

Склоновые процессы в разных условиях разнообразны и проявляются в виде склонового стока или процессов гравитационных (на крутых склонах), дефлюкционных, солифлюкционных.

Склоны на земной поверхности представлены тремя основными типами, которые могут сменять друг друга на протяжении одного и того же склона.

1. *Склоны сноса*, по которым происходит вынос материала и удаление его с поверхности склона («снос» склона).

2. *Склоны сноса и транзита*, на которых преобладает перемещение материала с верхних уровней на нижние.

3. *Склоны аккумулятивные*, представляющие склоны накопления. Перемещение (не очень значительное) может осуществляться и по аккумулятивной поверхности, но имеет подчиненное значение.

На суше преобладают склоны сноса и транзитные. По транзитным склонам переносится большое количество материала при сравнительно небольшом сносе с самих склонов. Склоны накопления занимают подчиненное место. В морских и озерных бассейнах подчиненное место занимают склоны сноса, более распространены транзитные склоны и преобладают аккумулятивные.

В зависимости от характера склонового процесса, определяемого всем комплексом природных условий, на суше склоны сноса и транзита можно разделить следующим образом: 1) склоны собственно смыва, 2) скольжения, 3) пльвунного сноса, 4) скрытого смыва (или химического сноса), 5) делювиально-гравитационного сноса, 6) обвального сноса, 7) осыпного сноса, 8) оползневого сноса, 9) дефлюкционного сноса, 10) солифлюкционного сноса в условиях вечной мерзлоты, 11) нивально-солифлюкционного сноса, 12) делювиально-солифлюкционного сноса в условиях влажных тропиков.

Почти все эти типы склонов могут быть подразделены и бо-

лее дробно. Так, склоны оползневого сноса разделяются в зависимости от характера оползания, вида оползней. В зависимости от характера процесса подразделяются на типы и склоны транзитные и накопления.

Крутизна, высота, длина и типы склонов находятся в прямой зависимости от рельефа и, следовательно, от истории тектогенеза, современного тектонического режима и климата. При спокойном и относительно постоянном тектоническом режиме морфологический облик склонов зависит от длительности формирования рельефа в одном направлении. В этих условиях формируются пологие и длинные склоны, преимущественно транзита.

Как указывалось, основное расчленение гор и равнин обусловлено структурно-тектоническими факторами. Они определяют рисунок, глубину, а нередко и густоту речной сети. От них же зависят площади и типы склонов, направление и пути переноса материала и расположение мезо- и микроформ экзогенного происхождения. Сложно развиваются склоны там, где рельеф в основном создан блоковой тектоникой, активной в настоящее время.

Рельеф горных стран также непрерывно преобразуется интенсивными склоновыми процессами. В тектонически активных горах материал перемещается быстро, и величина сноса прямо пропорциональна масштабам поднятия; склоны в таком рельефе достигают сотен и тысяч метров высоты. По площади и здесь они создают основной фон в рельефе, представляя преимущественно склоны сноса. Однако выравнивания не происходит, так как реки интенсивно врезаются.

Преобразование рельефа склоновыми процессами отчетливо выражено в горах, не испытавших интенсивных новейших поднятий. Там преобладают длинные пологие склоны. На Урале, где в течение всего мезокайнозоя происходило лишь медленное и в общем небольшое поднятие, они достигают нескольких километров в ширину.

В пределах аккумулятивных равнин склоны начинают формироваться лишь после прекращения заметного тектонического погружения. До этого они играют подчиненную роль; склоны сноса и транзитные крайне редки, склоны накопления представляют эфемерные образования, так как поверхность аккумуляция непрерывно возобновляется. В областях опускания, где погружение способствует аккумуляции, заполнению долин и других понижений рельефа наносами, поднятию профиля рек и т. д., выравнивание идет быстрее.

Речь идет в основном о кайнозойском рельефе, так как древние склоновые отложения не сохранились. Благодаря своему местоположению, они быстрее переносятся и перемываются при изменении условий, чем отложения иного генезиса.

Исходные, или первичные, склоны, подвергаясь длительному сносу и выравниванию, по мере развития превращаются в систему вторичных склонов, наложенных на главные (Воскресенский, Зорин, Симонов, 1960). Формирование склонов не сводится только к выравниванию. В условиях поднятия по-разному, в зависимости от его интенсивности в различных типах мегарельефа гор и денудационных равнин, формируются крутые склоны речных долин. Молодые крутые склоны вкладываются в пологие, осложняя их развитие и влияя на профиль склона (Воскресенский, 1962).

Несмотря на большое разнообразие склоновых процессов и типов склонов, отражающее неодинаковость географических условий на поверхности Земли, развитие склонов подчиняется определенным общим закономерностям. Попытки выявления этих закономерностей и выработки более или менее единой универсальной теории развития склонов делались давно. Однако, несмотря на большой интерес к этому вопросу, концепция развития склонов, отвечающая уровню современных геоморфологических знаний, представляет дело будущего.

Наиболее определенно об общности механизма склоновых процессов пишет Л. Кинг (1962). Он считает, что благодаря универсальности физической основы денудации — среза или убыли материала, эволюция формы рельефа существенно едина (однообразна). Исключение представляют лишь ледники и ветры, хотя и они подчиняются силе тяжести. В этом Л. Кинг прав, так как роль ледников, во всяком случае покровных, и ветра заключается главным образом в формировании насаженного аккумулятивного рельефа.

Основные разногласия в отношении формирования склонов субэрального рельефа как в советской, так и в зарубежной литературе возникают вокруг двух следующих вопросов.

1. Идет ли выравнивание по типу пенепленизации «сверху», путем снижения междуречий и общего выколаживания склонов с образованием мягкого выпуклого профиля, или по типу педиленнизации, «сбоку», путем отступления крутых склонов с четким вогнутым профилем, у подножия которых растут пологие склоны-педименты и в результате формируется останцовый рельеф.

2. Во всех ли географических зонах идет выравнивание и происходит ли оно сходным путем, или же в различных зонах возможности и механизм выравнивания различны.

Судя по фактическому материалу в советских и зарубежных работах, процесс выравнивания и образования пологих склонов может идти и по тому, и по другому пути, в зависимости от

конкретных географических условий и стадии развития склонов.

Представления о процессах выравнивания, объединяющие оба направления, были развиты еще В. М. Дэвисом. В своих ранних работах Дэвис дал схему только пенеппенизации, позже он рассматривает формирование педиментов. Согласно его представлениям, педименты образуются и в аридном, и в гумидном климатах, сохраняя сходство основных черт морфологии и процессов образования. Когда резкие останцы на поверхности педиментов разрушаются, образуется полого-волнистая поверхность — педиplen, которая дальше испытывает общее снижение и выволаживание сверху. Образуется пенепплен.

Л. Кинг (1962), как и В. М. Дэвис, доказывает возможность и выравнивания «сверху», и выравнивания в результате отступления уступов параллельно себе. Он допускает и одновременное течение этих процессов в одном районе, и смену педиппенизации пенеппенизацией во времени. Однако большую морфологическую роль в формировании выровненного рельефа Л. Кинг отводит педиппенизации.

В настоящее время в иностранных работах принимается преимущественно концепция педиппенизации. При этом педименты и педиппены некоторыми исследователями связываются главным образом с пустынными и полупустынным климатами, а основными процессами формирования педиментов считают плоскостную эрозию и эрозию селевых потоков (Трикар, 1959; Кайе, 1959). Для субполярного климата Ж. Трикар считает возможным выравнивание «сверху» («эквипланиция») путем солифлюкции.

Зональные различия образования педиментов не уничтожают его общих черт. Главной общей чертой является приблизительно параллельное отступление крутых склонов. На них образуются и перемещаются грубые продукты выветривания. Это смещение нередко представляет гравитационное массовое движение (Пенк, 1961), происходящее без участия подвижной среды. На самих педиментах происходит перемещение более тонких продуктов дальнейшего выветривания уже при значительной роли воды. Участие флювиальных процессов (как склонового стока, так и временных водотоков) в развитии склонов в полупустынном климате (например, в мелкосопочнике) несомненно. Л. Кинг в формировании склонов в пустынном и полупустынном климатах основную роль приписывает флювиальным процессам селевого и плоскостного типа.

Педименты преимущественно представляют склоны транзита. В разных условиях могут образоваться и пенеппены, и педиппены. Они формируются под воздействием различных склоновых процессов — эрозии, гравитации, смыва, дефлюкции, солифлюкции, неодинаково проявляющихся в разных клима-

тических условиях. Выравнивание по типу педипленов в конечном счете во времени сменяется пенеппенизацией — выравниванием сверху. Это происходит тогда, когда педименты, растущие длительное время, сливаются, образуя одну общую поверхность — педиплен с отдельными все более съедающимися останцами.

ГРАВИТАЦИОННЫЕ, ДЕЛЮВИАЛЬНЫЕ И ДЕФЛЮКЦИОННЫЕ СКЛОНОВЫЕ ПРОЦЕССЫ

Передвижение материала, не смоченного водой (гравитационное перемещение «в чистом виде») возможно лишь на крутых склонах. В результате образуются собственно гравитационные отложения — обвальные и осыпные.

В зависимости от участия воды в перемещении материала по склонам, в его удалении и накоплении можно различать несколько типов склоновых процессов. Причем они редко проявляются поодиночке, только в виде смыва или медленного гравитационного перемещения обломочного материала разной крупности; редко можно разделить механическую и химическую денудацию. Речь может идти только о преобладании того или иного процесса.

Делювиальные склоновые процессы осуществляются при участии достаточного количества воды и могут быть отнесены к флювиальным процессам. Склоновый сток по сути образуется мельчайшими потоками — струйками. Плоскостным он является по результату деятельности этих мельчайших потоков, в целом осуществляющих сплошной смыв. Если даже рассматривать течение воды на склонах как плоскостной сток, все же это поток текущей воды. Он отличается от русловых потоков отсутствием четких границ и не является потоком локализованным. Но главные законы работы такого плоскостного потока сходны с законами работы потоков русловых. Исходя из сказанного под названием «флювиальные» можно объединить все элементы рельефа, образованные водами, текущими по земной поверхности.

По склонам стекают талые снеговые и дождевые воды. Рельефообразующая деятельность склонового стока заключается в размыве и переносе размываемого материала и продуктов выветривания. Там, где зима снежная, смыв талыми водами может быть более интенсивным, чем дождевыми, так как при таянии снега воды образуется много, а растительность, наоборот, в это время меньше задерживает сток. В районах, где зимы малоснежные, интенсивнее дождевой смыв.

Интенсивность смыва, определяющая его рельефообразующее значение, зависит от следующих причин:

1. Количество и режим выпадания осадков. Если при одинаковом годовом количестве осадков они в одном случае выпадают

равномерно в течение года, а в другом — сразу, рельефообразующий эффект смыва будет больше во втором случае.

2. Размер потерь на испарение и просачивание.

3. Длина, крутизна и высота склонов. С коротких и крутых склонов смывается больше. На пологих и длинных склонах той же высоты смыв может не достигать подножия склона, если в нем участвует небольшое количество воды, успевающее просочиться в грунт, не доходя до подошвы склона. Но, если сток значителен, смыв с длинного склона той же высоты может иметь большой эффект в связи с большей площадью водосбора. При прочих равных условиях на крутом склоне меньше потери на просачивание и испарение, поэтому на таких склонах, в общем, больше и рельефообразующее значение склонового стока.

4. Литологические свойства пород, слагающих склон. Рыхлый материал легче смывается; в проницаемых породах эффект смыва меньше и т. п.

5. Наличие или отсутствие растительного покрова. Растительный покров задерживает смыв и качественно меняет характер склонового процесса.

6. Интенсивность выветривания, подготавливающего материал. Все перечисленные причины сводятся к влиянию климата, геологического строения, тектонического режима, рельефа. Рельефообразующее значение склонового стока определяется и длительностью его воздействия на склон.

Специфика деятельности склонового стока заключается в том, что склоновые потоки неоднородны как на протяжении сверху вниз по склону, так и вдоль склона. По данным Н. И. Маккавеева (1955), во время дождя средней интенсивности основная площадь склона бывает покрыта слоем воды высотой всего в несколько миллиметров, поэтому даже самые мелкие неровности склона влияют на течение потока. Неровности ложа потоков обуславливают наличие зон подпора и спада и смену на коротком расстоянии быстрого течения спокойным. Это комбинируется с непрерывными изменениями интенсивности дождя или ритма снеготаяния, поэтому течение потока крайне неравномерно и механизм его движения иной, чем в русловых потоках.

Склоновый смыв в различных климатических зонах проявляется по-разному.

В степных условиях преобладает струйчато-плоскостной смыв, который весной производится талыми водами, а летом — дождевыми. Во время дождей смыву способствует разбрызгивание ударами крупных и тяжелых дождевых капель влажной почвы, мало защищенной растительным покровом. Если этот процесс протекает интенсивно и продолжается длительное время, у подножия склонов образуются мощные (до 20 м и более) тол-

щи тонких пылеватых, однородных (лёссовидных) суглинков. Этот тип склоновых отложений представляет одну из разновидностей так называемых покровных суглинков, широко развитых на восточном склоне Южного Урала (Башенина, 1948), на многих возвышенных денудационных равнинах и склонах гор степного и полупустынного климата.

В лесной полосе умеренных широт, где плоскостной смыв в чистом виде затруднен растительностью, перемещение пропитанного водой материала происходит сложными путями (по И. П. Герасимову).

1. Осыпание; при высыхании смоченный материал на крутых склонах осыпается.

2. Скольжение, в результате которого образуются оползни, оплывины, причем иногда весьма мелкие по размерам (микро- и нанооползни), образующиеся внутри полосы действия склонового стока и не нарушающие в целом плоскостного рельефообразующего процесса.

3. Оплывание происходит главным образом весной, когда оттаивает часть грунта; грунт перенасыщается водой и сползает вниз. Талая снеговая вода способствует передвижению грунта вниз и еще большему перенасыщению его водой.

4. «Скрытая» склоновая эрозия, заключающаяся в удалении частично растворенных (в химических и коллоидных растворах) веществ. В равнинных областях таким путем удаляется больше материала, чем поверхностным склоновым стоком. И оплывание, и «скрытое» перемещение пропитанного водой вещества по склонам представляет своеобразное гравитационное движение почвенно-грунтовых масс, хотя и осуществляющееся при участии склонового стока.

В области вечной мерзлоты преобладает солифлюкция¹. Наряду с солифлюкцией на пологих склонах происходит и плоскостной смыв: поверхность склона скована мерзлотой, просачивание незначительно, поэтому вода стекает по склону. Совокупным действием склонового стока и солифлюкации формируются длинные пологие ровные склоны — «елани».

В горах на крутых склонах, особенно в аридных условиях, преобладают гравитационные движения — осыпание и обваливание сухих продуктов выветривания. Но часто именно в горах даже небольшое количество воды, пропитывая осыпи, вызывает оползание мощных толщ продуктов выветривания, до этого устойчивых.

Таким образом, делювиальные процессы нередко комбинируются с другими склоновыми процессами. Наиболее часто в «чистом виде» смыв идет в условиях климата сухих степей, а также

¹ Собственно солифлюкция или конжелифлюкция польских авторов.

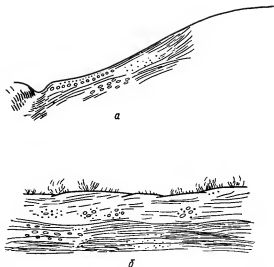


Рис. 35. Слоистость делювиальных отложений:
 а — вниз по склону, б — в разрезе, параллельном склону

пустынного и полупустынного, где бывают редкие, но сильные ливни. Интенсивен смыв и во влажных тропиках.

У подошвы склонов накапливаются делювиальные отложения. Простая схема накопления делювия рисуется следующим образом: крупные частицы откладываются раньше, выше по склону, далее — более мелкие, а самые тонкие — внизу. Так происходит накопление делювия за один сезон, например, за период весеннего снеготаяния. Во время дождей смыв может быть менее интенсивен, слой делювия более тонок и крупные частицы отложатся выше по склону. На прежние крупные лягут более мелкие. В следующий сезон режим снеготаяния, а также интенсивность летних дождей могут быть иными. Тогда частицы различной крупности опять расположатся иначе. В результате крупность материала, отложенного в разные сезоны и в одни и те же сезоны разных лет, меняется. Делювиальные отложения, следовательно, слоисты. Если режим склонового стока более или менее постоянен, а смываемый материал сравнительно однороден, слоистость выражена слабее. В целом для делювия характерна неровная (в соответствии с неровностями склона) слоистость, наклоненная вниз по склону, горизонтальная в боковом разрезе (рис. 35).

Слоистость делювиальных отложений хуже выражена в верхних частях аккумулятивного склона в связи с почвообразованием и деятельностью землероев. Если осадки носят ливневый характер, смыв происходит энергично, быстро накапливается



Рис. 36. Педименты, привязанные к речной террасе

однородный материал и слоистость также выражена плохо. Хуже выражена слоистость склоновых отложений и в том случае, если они формируются не только смывом, а и другими выше перечисленными процессами.

По литологическому составу и слоистости склоновых отложений можно составить представление о типе процессов, формирующих склоны.

Комплекс склоновых процессов, в которых роль смыва оказывается подчиненной и преобладают сложные массовые движения почвенно-грунтового материала по склонам с сомкнутым растительным покровом, можно объединить в понятие дефлюкция (термин Е. В. Шанцера).

Разного типа процессы оползания, оплывания, течения материала по склонам, сопровождающиеся образованием наплывов в нижней части склонов и пр., также представляют разновидности дефлюкционных склоновых процессов. Почти везде они комбинируются со смывом.

В пределах южных материков в условиях климата влажных тропиков ведущую роль приобретает так называемая «тропическая солифлюкция». Это — течение материала, в котором вследствие продолжительных ливней пылеватые частицы, размокая, переходят в пльзунное состояние. При таких условиях грунт течет даже по склонам с уклонами до $0,5^\circ$. В этом сложном склоновом процессе принимают участие явления как механического оплывания и сплывания, так и химической мигра-

ции переувлажненных продуктов выветривания. Правильнее было бы назвать его «тропической дефлюкцией».

Морфологическая роль всех видов дефлюкции и склонового стока в разных условиях сказывается по-разному. Для того чтобы обоснованно судить об этом, необходимо изучение физических законов, по которым движется вода и обломочный материал по поверхности Земли. Однако эта сторона изучена крайне недостаточно, поэтому и нет еще единой динамической концепции развития склонов (Л. Кинг, 1962).

Долина реки в пределах денудационной равнины, плоскогорья, или гор платформ, т. е. в оптимальных условиях формирования длинных пологих склонов (поверхностей выравнивания), как правило, вложена в полого наклоненные к ней междуречные возвышенности (рис. 36). Длительные склоноформирующие процессы приводят к постепенному отодвиганию крутых склонов от русла реки, к расширению днища долины, росту педимента (В. Пенк, 1961; Л. Кинг, 1962; Башенина, 1948 и др.). Однако не весь склон отодвигается параллельно себе. В верхней части он может слегка понижаться, так как выветривание более энергично идет у бровки склона, а это облегчает интенсивный смыв с бровки. Смыв идет и на междуречных пространствах. Вся масса воды с них стекает по склонам в долину (рис. 37). Перегиб на месте бровки склона к долине (точка *a*) вызывает ниже бровки большую скорость течения склоновых вод и более интенсивный смыв в верхней части склона. Если преобладает не смыв, а дефлюкция, у бровки также происходит некоторая активизация процесса. В итоге происходит медленное снижение междуречий — тем более медленное, чем положе уклоны и более быстрое отодвигание склонов от днища реки: в их верхней части — вследствие увеличения скорости ниже бровки, в нижней — благодаря подмыву рекой.

Если весь склоновый материал уносится рекой, склон будет

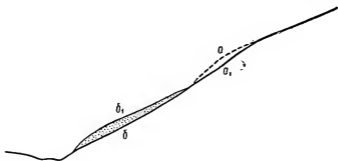


Рис. 37. Накопление шлейфа склоновых отложений и смыв бровки: *ab* — первоначальный профиль склона, *a₁b₁* — вновь сформированный профиль



Рис. 38. Педимент с останцом (Забайкалье), привязанный к террасе

отодвигаться. Однако отодвигание и рост педимента неодинаковы на протяжении склона. Неодинаковые условия сноса, а следовательно, и несколько различный его морфологический эффект для одного и того же склона с самого начала бывают обусловлены неоднородностью склона: разным уклоном, неравномерным распределением растительности и почвенного покрова, разным составом слагающих его пород и т. д.

На разных участках склона сносится неодинаковое количество материала, а поэтому отступление и последующее выполаживание склона также происходит неодинаково. Через длительный промежуток времени в процессе «разъедания» изнутри, от речных долин, междуречные возвышенности приобретут, как видно на рисунке 38, останцовый характер.

Если река не в состоянии переносить весь склоновый материал, накапливаются делювиальные и дефлюкционные «плащи», «шлейфы». Это видно на рисунке 37, где ab — первоначальный профиль склона, а $a_1 b_1$ — последующий. Транзитный педимент уступит место склону накопления. Благодаря размыву бровки и росту склона накопления произойдет общее выполаживание. Длинные пологие склоны в конце концов будут незаметно переходить в междуречное пространство. В этой стадии развития склоны долин и междуречий сливаются. Дальнейшее выравнивание пойдет по типу пенепленизации.

Так формируются педилены и пенеплены в горах платформ и в денудационных равнинах. Изменение тектонического режима может привести к образованию многоярусных денудационных равнин.

ПЕДИЛЕНА И ПЕНЕПЛЕНА В ГУМИДНОМ КЛИМАТЕ

Оптимальными условиями для развития склонов по типу пенепленов и для формирования слабо наклоненных денудационных равнин с пологими мягко выпуклыми профилями склонов являются платформы с незначительными скоростями поднятий и гумидным климатом.

Такие условия преобладают в центральных и северных частях Русской равнины, Центральной Европы и Юго-Запада Северной Америки, особенно в пределах первичной наклонной Приатлантической равнины (см. геоморфологическую карту). Общий процесс пенепленизации является сложным и многоцикловым, поэтому речь может идти о рельефообразующем эффекте, являющимся суммарным для больших площадей. Длинные пологие склоны, например, возвышенной денудационной Средне-Русской равнины состоят из склонов второго порядка, а те в свою очередь представляют систему склонов еще более мелких порядков, привязанных к второстепенным боковым притокам и овражной сети.

В пределах таких равнин трудно (а иногда и невозможно) разграничить склоны с преобладанием или смыва, или накопления, так как по всей поверхности склона происходит и то, и другое. Смыв идет по поверхности накопления.

В условиях более континентальной разновидности гумидного климата центральных районов Сибири и Северной Америки развитие склонов идет преимущественно по типу педиментов. Педименты формируются процессами дефлюкции в комбинации с солифлюкцией и склоновым стоком, хотя он в условиях таежного и болотного задернения имеет подчиненную роль. При той же крутизне склонов склоновые процессы в таежных районах протекают медленнее, чем в полупустынных, где характерен ливневой сток. Поэтому медленнее выявляется и их морфологическая роль. Педименты денудационных равнин и гор этих районов почти нигде не достигли стадии педилены. Они появляются южнее. Так называемый «гобийский» сопочно-останцовый рельеф Юго-Востока Сибири и Монголии представляет педилен в разных стадиях развития.

ПЕДИЛЕНА В АРИДНОМ КЛИМАТЕ

В полупустынных условиях выравнивание рельефа вначале происходит преимущественно путем отступления склонов и об-



Рис. 39. Педименты в мелкосопочнике Восточного склона Южного Урала. Вид к югу от озера Банного на долинообразное понижение:

1 — озеро Беленей, 2 — древнее днище долины, 3 — речка Каракмас, 4 — речка Мучан

разования останцового рельефа, но далее сказывается неизбежное следствие сухости климата — реки и временные водотоки перестают справляться с поступающим в них материалом. В долинах начинается выполаживание педиментов за счет накопления на них материала. В более возвышенных районах склоны продолжают отступать, формируется останцовый рельеф и материал выносится в крупные понижения. Особенно резко проявляются различия в развитии склонов аридных областей в том случае, если формирование рельефа происходит в условиях локального поднятия. Материал выносится из поднимающихся областей и накапливается по их периферии. Если поднятие небольшой амплитуды происходит наряду с увеличивающейся сухостью климата (как это было, например, на восточном склоне Южного Урала, начиная с эоцена), живая сила рек неуклонно ослабевает, и реки не справляются с материалом. Вынос же материала склоновыми процессами и временными водотоками велик, этому способствуют редкие, но сильные дожди, интенсивное температурное выветривание. Материал выносится не только по скалистым крутым отступающим склонам, но и по растущим вслед за ними педиментам и по долинам временных водотоков. Долины рек и крупных понижений засыпаются наносами. Образуется мелкосопочный (рис. 39) или сопочно-останцовый рельеф.

Мелкосопочник отличается большей сложностью, чем сопочно-останцовый рельеф. Мелкосопочник представляет весьма прихотливо расположенную систему разновозрастных педиментов в разных стадиях развития, среди которых возвышаются крутосклонные сопки или сопочные массивы (рис. 40). Если климатические условия длительное время не меняются, а в тектоническом режиме преобладает тенденция к поднятию не всегда одинаковой интенсивности в разные отрезки времени, образуется весьма своеобразный рельеф многоярусного мелкосопочника.

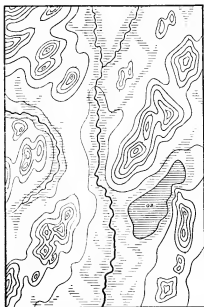


Рис. 40. Мелкосопочник с реликтовым озером в болоте

В поздних стадиях развития, по мере расширения долин и роста педиментов, сопочно-останцовый рельеф переходит в педиplen с отдельными останцами (рис. 41).

ПУСТЫННЫЕ ПЕДИМЕНТЫ И ПЕДИПЛЕНЫ

Склоновые процессы в горах платформ и денудационных равнин пустынного климата также представляют различные комбинации гравитационного и редкого, но сильного ливневого сноса. В периоды ливней на склонах может образоваться сплошной поток воды, смывающий продукты выветривания. Течение процесса зависит также от глубины расчленения и отчасти — состава горных пород.

Пустынные педименты отличаются большой крутизной отступающего уступа, что вызвано большим углом естественного откоса в аридных областях. В зависимости от тектонического режима, геологической структуры и специфики климата, в процессе педиplenизации в пустынном рельефе образуются различные типы мезорельефа. При большей интенсивности поднятия и большей глубине расчленения временными водотоками, а также при сильных ливнях образуется педиplen с крутосклонными резко очерченными останцовыми и островными горами — горная пустыня в поздней стадии развития. Если уклоны меньше, ливневые осадки слабее, продукты выветривания не выносятся (склоновые процессы и временные водотоки с ними не могут справиться). В таком случае педи-



Рис. 41. Педиplen с отдельными останцами

менты оказываются погребенными под массой обломочного материала и образуется каменистая пустыня. В зависимости от геологической структуры типы рельефа горной пустыни и каменистой будут различаться, так как в результате длительной препарировки склоновыми процессами и временными водотоками в рельефе неизбежно будут присутствовать разные отпрепарированные структурные элементы.

Рельеф горной и каменистой пустынь широко развит в Сахаре, частью в Ливийской пустыне, в Австралии, Иране, в Центральной Азии, а также в Большом Бассейне в Северной Америке (см. геоморфологическую карту). Различные типы рельефа каменистых пустынь развиты в Средней Азии.

Постоянство углов крутых склонов, под которыми образуются педименты, а также уклонов самих педиментов было одним из главных фактов, который привел исследователей к идее о параллельном отступании склонов. По данным Л. Кинга, постоянство углов склонов можно проследить по всему миру, причем постоянные углы могут быть и у сложных склонов, например, при чередовании пород разной твердости. В таком случае, длинные большие склоны представляют чередование вторичных небольших крутых уступов и педиментов.

Оптимальными условиями для образования педиментов, а затем и педиленов Л. Кинг считает условия полупустынные. Длительное выравнивание Африки и Восточной Бразилии, начавшееся с мезозоя, и происходившее на фоне сводового поднятия неодинаковой интенсивности, привело к образованию обширных поверхностей выравнивания, имеющих ярусное расположение. Они соответствуют различным этапам поднятия и, следовательно, различным циклам развития флювиального рельефа. На геоморфологических картах Восточной Бразилии и Африки Л. Кинг показывает развитые, по его данным, повсеместно четыре яруса поверхностей разного возраста, разделяя их на денудационные и аккумулятивные. Выравнивание и снос приводили к выносу больших масс обломочного материала в крупные замкнутые впадины Африки. Весь огромный Африканский материк так же, как и большая часть Австралийского, и Восточная Бразилия, представляют систему разновозрастных склонов разной крутизны (в зависимости от различия тектонического режима), образовавшихся в результате длительного выравнивания склоновыми процессами. На таких поверхностях выравнивания сохранился останцовый рельеф. В виде останцов сохранились и самые древние поверхности — юрского и мелового возраста (Л. Кинг, 1962).

Основными склоновыми процессами, сформировавшими выровненный рельеф большей части южных материков, Л. Кинг считает склоновый (ливневой) сток и массовые движения материала в виде сложно построенных гравитационных потоков, кото-

рые даже на пологих склонах приобретают подвижность. Она усиливается, если обломочный материал хоть немного и на короткое время смачивается водой. По всей вероятности, Л. Кинг прав в том, что для пустынных и полупустынных районов эти процессы выравнивания являются ведущими. Оба они могут сменять друг друга, но по результатам разделить их в тех условиях не всегда возможно.

Основой механизма отступления склонов является, как это обосновывает П. Биро, повышенное увлажнение подошвы крутого уступа. Повышенное увлажнение способствует более интенсивному выветриванию и подкапыванию снизу, благодаря чему склон отступает параллельно себе.

ПЕНЕПЛЕНА И ПЕДИПЛЕНА ВЛАЖНЫХ ТРОПИКОВ

В областях влажных тропиков, где широко развита тропическая солифлюкция, выравнивание и образование пологих склонов идет и по типу педиленизации, и по типу пенеппенизации. Переувлажненный грунт, сползая вниз, приводит к сплыванию и «растеканию» верхних частей склонов, следствием чего является общее снижение рельефа. Так идут склоновые процессы в зоне влажных тропиков бассейна реки Амазонки, на денудационных равнинах приподнятого Предандийского прогиба и в пределах денудационной равнины на молодом рыхлом основании, недавно образовавшейся по периферии Амазонской мегасинеклизы (см. геоморфологическую карту). Однако в той же зоне, на востоке Гвинейского и Бразильского щитов, а также на западе Африки широко распространены островные горы. Они встречаются на денудационных равнинах и плоскогорьях разного происхождения, представляющих особую разновидность педипплена с останцами. Островные горы сформировались в условиях влажного тропического климата благодаря отступанию крутых склонов. Этот процесс при столь значительном увлажнении идет быстро. Механизм процесса тот же, что и в других климатических условиях: избыточное увлажнение подошвы склона, значительно большее, чем в других частях склона, играет роль подкопа, «забоя», от которого разрушение передается вверх. Склон подрывается снизу и отступает. Современные островные горы и педипплены влажных тропиков южных материков не являются реликтами иных климатических условий; они активно формируются и в настоящее время.

СОЛИФЛЮКЦИОННЫЕ И НИВАЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ

Солифлюкция представляет важнейший фактор денудации в областях развития вечной мерзлоты.

«Вечной» мерзлотой называют толщу горных пород, минимум несколько лет находящихся в мерзлом состоянии и содержащих в том или ином количестве лед. Промерзает влага, в различном количестве содержащаяся в породе. Именно это и придает породе, находящейся в мерзлом состоянии, специфические структурно-литологические особенности.

Перенасыщению водой грунта, оттаивающего весной (в результате чего происходит его течение), способствует порода, скопанная мерзлотой, служащая водоупором.

Солифлюкция и обусловленные ею типы склонов широко представлены на севере Средней Сибири, в Восточной Сибири, на Северо-Востоке СССР, в Канаде и Аляске, а также в Северной Норвегии. Кроме того, солифлюкция играет немалую морфологическую роль в горах более южных широт, в зоне гольцов. Рельефообразующая деятельность солифлюкции велика в пределах денудационных равнин и гор. На аккумулятивных равнинах Севера солифлюкция начинает приобретать заметное рельефообразующее значение лишь тогда, когда прекращается погружение и на молодом аккумулятивном основании развиваются денудационные равнины.

Для северных районов денудационных равнин и гор Восточной Сибири и отчасти — Северной Америки, солифлюкция как фактор денудации не менее значительна, чем ледники для стран, где было покровное или мощное горное оледенение.

Солифлюкционное течение грунта возможно при таких незначительных уклонах, при которых другие склоновые процессы практически не происходят. Грунт по своему составу неоднороден и содержит наряду с крупными обломками — продуктами морозного выветривания, мелкую дресву, глинистый и песчаный мелкозем, пылеватые частицы. Пропитавшись весной большим количеством воды, мелкоземистый грунт, содержащий пылеватые частицы, превращается в «кашицу из глины и камней» (Орвин, 1942, стр. 2). Ежегодное размокание и избыточное переувлажнение грунта способствует дальнейшему разрыхлению мелкого обломочного материала и увеличению глинистых и пылеватых частиц. В результате небольшого уклона ($1-0,5^\circ$) становится достаточно для того, чтобы вся эта кашеобразная масса пришла в движение и начала ползти. При больших уклонах в горных районах происходит быстрое движение грязевой массы, наполненной крупными обломками. Действие таких потоков грязи можно сравнить с эрозией селевых потоков в горах (см. ниже). Разница в том, что селевые потоки движутся в русле, а солифлюкционные не являясь локализованными. К. Орвин описывает, как на Шпицбергене в долине Колесадаген «...значительная часть насквозь размокшего склона оторвалась и с довольно большой скоростью потекла вниз в виде наполненной камнями каши» (1942, стр. 2).

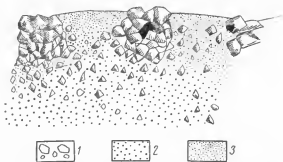


Рис. 42. Разрез склоновых (солифлюкционных) отложений:
1 — крупные обломки, 2 — мелкозем, 3 — глинистый и пылеватый материал

При этом происходит и сортировка материала, и образование своеобразного микрорельефа, рисунок которого корректируется крутизной склона. На крутых склонах при большой скорости крупные обломки выталкиваются из массы грунта вверх и в стороны, образуя каменный бордюр у внешнего края солифлюкционного потока. За бордюром следует натечная терраса. Бордюр может быть в несколько метров высотой. Выталкивание камней вбок вызвано большой скоростью движения в центре потока. Выпирание каменного материала вверх обусловлено большей скоростью верхних (по разрезу) частей потока, так как они испытывают меньшее трение. Солифлюкционные отложения слоисты, причем эта слоистость лучше выражена на пологих склонах. Слоистость солифлюкционных отложений представляет результат выталкивания крупнообломочного материала при движении переувлажненных элементов грунта, содержащего обломочный материал разной крупности (рис. 42). Способствует этому и процесс «вымерзания» крупных обломков.

Как показывают наблюдения автора над склонами, формирующимися в условиях вечной мерзлоты в настоящее время, и над реликтовыми формами периода плейстоценового похолодания в Забайкалье, Патомском нагорье, в гольцах Урала, Северной Скандинавии, а также литературный материал, основное направление процесса заключается в формировании пологих подножий — педиментов, растущих путем отступания крутых склонов. Этот процесс происходит не только на обнаженных склонах гольцов, хотя там он идет более энергично, но и в таежных районах. Процессы солифлюкции активно участвуют в формировании пологих подножий, а в дальнейших стадиях — и останцового рельефа на севере Сибири и, по-видимому, Северной Америки. Нередко, комбинируясь с другими склоновыми процессами, солифлюкция производит и вынос материала с пологих склонов, растущих вслед за отступающим крутым

уступом. Материал поступает в долины рек и большей частью уносится. В процессе педипленизации Сибири и Канады, а также, вероятно, и Аляски, реки, по данным Д. А. Тимофеева, играют значительно большую морфологическую роль, чем в аридных районах — классических районах развития педиментов и педиленов. Это происходит потому, что более разветвленная и густая речная сеть вызывает формирование большого количества склонов, в разных направлениях отступающих в глубь страны. Поэтому педименты короче, а это облегчает при медленном сносе поступление материала с педиментов в долины рек.

ГОЛЬЦОВЫЕ ПЕДИМЕНТЫ И ПЕДИПЛЕНЫ

Крутые склоны быстро отступают в зоне гольцов, выше границы древесной растительности, где они образуют так называемые гольцовые террасы.

Гольцовые террасы представляют собой площадки разных размеров, ограниченные уступами. Они выработаны в коренных породах, но нередко прикрыты сплошным мощным покровом обломочного материала разной крупности. В районах, где развит мерзлота и где происходит активное формирование гольцовых террас, преобладает крупный материал. Размеры обломков достигают метра и более. Они связаны с литологическими особенностями коренных пород, в которых формируются террасы: чем тверже порода, тем крупнее материал.

Образование гольцовых террас приводит к выравниванию и снижению горного рельефа. Этот процесс известен в литературе под названием гольцового выравнивания или гольцовой денудации (Башенина, 1948; Боч и Краснов, 1951).

Основные факторы, которыми осуществляется гольцовое выравнивание, — морозное выветривание, солифлюкционное и гравитационное перемещение материала и нивация. В общих чертах процесс гольцового выравнивания происходит следующим образом: любая неровность и перегиб склона горного хребта или вершины в гольцовой области становится местом, благоприятным для задержания снега весной. Снег, по данным С. В. Обручева, фиксирует малейшие неровности на склоне. Если это происходит на склоне, покрытом обломочным материалом, снег, увлажняя его, активизирует физическое выветривание обломков вокруг снежного пятна, вызывает быстрое измельчение материала. Снежное пятно все дальше и дальше врежется в глубь склона, образуя «снежный забой». Со временем снег граничит уже с коренными породами склона. Они также подвергаются выветриванию, более активному, чем на других участках склона. Обломочный материал падает на снег и подвергается дальнейшему измельчению. Постепенно на месте пе-

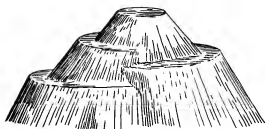


Рис. 43. Расположение гольцовых террас вокруг вершины

региба образуется площадка, слегка наклоненная в соответствии с общим уклоном склона. Площадка вдаётся дальше в глубь склона, а участок склона, ограниченный площадкой, разрушается интенсивным выветриванием и отступает, сохраняя свою крутизну, т. е. параллельно себе. В результате на склонах любой экспозиции на разных высотах образуются такие площадки — гольцовые террасы. Все дальше вдаваясь в глубь склона, разъедая склон на разных высотах, а нередко и с разных сторон, процесс гольцового выравнивания приводит к почти полному разрушению верхних частей гор. От них остаются отдельные останцы, которые, постепенно разрушаясь, превращаются в груды обломков, измельчающихся в процессе выветривания. В этой стадии развития гольцового выравнивания меняется и направление процессов разрушения. Отступление крутых склонов и образование пологих подножий — педиментов уже не происходит; идет измельчение обломочного материала и постепенный медленный перенос его по всей поверхности горного массива или хребта. Скорость и характер процесса перемещения материала различаются в зависимости от уклонов, наличия мерзлоты и др. Дальнейшее выравнивание, таким образом, происходит уже по пути пенеplanation.

В соответствии с первично неоднородным характером склона, предопределяющим неравномерное распределение снега и тем самым — наличие ряда местных базисов денудации и неодинаково интенсивное морозное выветривание, расположение террас вокруг вершины (рис. 43) неравномерно на разных склонах. Это общая черта морфологии гольцовых террас во всех районах, где они развиты. Неодинаковы и размеры террас. В Восточной Сибири они местами достигают нескольких километров в ширину и до 200—250 м высоты, в других районах они меньше, например, в горах Северной Швеции, Южного Урала. Нередко крутые уступы крупных террас осложнены более мелкими.

На рисунке 44 показано расположение обломочного материала на типичной гольцовой террасе. У точек *a*, *b*, *c* обломки на-

и более крупные и свежие; у точки a^1 обломки в целом значительно мельче, более устойчивые и слежавшиеся. Наиболее крупные обломки группируются в виде бордюров, оконтуривающих многоугольники, или вытянутых вниз по склону «каменных заборов». Внутри многоугольников и между «заборами» расположен мелкоземистый материал. У точки a^2 вновь появляется свежий и крупный обломочный материал, образующий оторочки у бровки террасы.

Такое расположение обломочного материала подтверждает образование гольцовых террас вследствие разрушения краев горного массива (или хребта) и постепенного отодвигания уступа от периферии к центру.

Разрушение горных хребтов в процессе гольцового выравнивания начинается от базиса, определенного для всей горной страны в целом и представляющего нижний предел активных процессов гольцового выравнивания. Таким образом в целом является верхняя граница растительности. В зоне гольцов развиты только лишайники и реже — мхи.

Перемещение материала происходит и на поверхности гольцовых террас, и на крутом уступе, но по-разному.

В разных климатических условиях в этом сложном процессе движения обломочного материала по крутым обнаженным склонам в разной степени принимают участие и солифлюкция, и гравитационные движения «в чистом виде», и вода.

На крутых уступах преобладает солифлюкционное течение крупнощелебневых масс, которое комбинируется с движением обломков под действием силы тяжести, скатыванием и обваливанием, а нередко и с деятельностью текущей между обломками воды, появляющейся весной в результате таяния снега, а летом — после сильных дождей.

В зависимости от преобладания того или иного процесса кру-

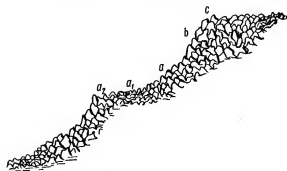


Рис. 44. Расположение обломочного материала на гольцовых террасах (по крупности)



Рис. 45. Солифлюкционные террасы (по С. Г. Вочу)

тые склоны приобретают неодинаковый микрорельеф. На таких склонах из обломочного материала формируются натечные солифлюкционные террасы. Они не достигают больших размеров; их высота, ширина и длина измеряются метрами. В плане они образуют характерный фестончатый вид (рис. 45).

Иногда вдоль склона натечные солифлюкционные террасы чередуются с солифлюкционными полосами, четко вытянутыми вниз по склонам. Солифлюкционные полосы образуются на более ровных и однородных склонах. Солифлюкционные натечные террасы иногда возникают вследствие задержки солифлюкционного материала на неоднородном склоне у препятствия — скопления камней, отдельных кустарников и т. д.¹

По данным А. И. Попова, солифлюкционные полосы предопределяются трещинами усыхания в деятельном слое, образующихся на склоне мелкую полигональную сеть. Трещины, расположенные поперек, быстро заплывают благодаря движению материала вниз по склону, а продольные — становятся путями перемещения материала. В них создаются очаги наиболее подвижного грунта, потому что они осенью заполняются льдом, а весной оттаивающий в них грунт оказывается сильнее пропитанным влагой.

Вероятно, такую же роль играют трещины и в образовании натечных солифлюкционных террас. Как видно на рисунке 45,

¹ Хорошая морфологическая выраженность направлений солифлюкционного сноса в области развития коренных месторождений полезных ископаемых является поисковым признаком путей обогащения россыпей. Солифлюкционные струи отчетливо видны на аэрофотоснимках.

их расположение в плане соответствует очертаниям вытянутых вниз по склонам полигонов. Неодинаковые размеры и рисунок трещин и соответственно — разные формы микрорельефа солифлюкционного склона, представляют результат неодинаковых условий: крутизны склонов, соотношения между крупными обломками и мелкоземом, глубины промерзания и др.

На очень крутых горных склонах, где большую роль играет собственное гравитационное перемещение материала, микроформы солифлюкционного происхождения почти не образуются.

В более влажном климате, где солифлюкционные процессы комбинируются с деятельностью текущей воды, на склонах бывает выражена лишь полосчатость, морфологически несколько иная. Она не отличается четкостью и правильностью в расположении и размерах полос. Из-под толщи крупнообломочного материала вода вымывает мелкозем, в результате чего грунт как бы садится и на склоне формируются ложбины.

На пологих гольцовых педиментах (уклоны иногда не более градуса) солифлюкционный процесс протекает несколько иначе. Грунт площадки скован мерзлотой, материал, измельчающийся у подошвы уступа (у снежного «забора» С. В. Обручева), разносится по площадке во много раз медленнее, чем возобновляется у подошвы крутого склона. Крутой склон отступает быстрее. Большая часть измельченного материала успевает превратиться в мелкозем. Ближе к подножию крутого склона (см. рис. 44) в мелкозем попадают новые обломки с отступающего склона. Снег, растаивающий летом на площадке, пропитывает материал влагой, замерзающей зимой. Растаивающий летом грунт растекается по площадке. По мере накопления и измельчения на площадке в грунте увеличивается количество пылеватого материала. Нижние слои грунта в конце концов перестают оттаивать, так как нижняя граница деятельного слоя поднимается выше по мере увеличения мощности грунта. Верхние слои, перенасыщенные влагой, плывут по водонепроницаемому мерзлоте, что вызывает возможность движения материала при весьма пологих уклонах. В процессе такого растекания грунта происходят широко известные явления — мерзлотная сортировка материала вверх по разрезу и в стороны, вымораживание крупных обломков на поверхность в виде каменных «заборов», если грунт плывет вниз по склону, «каменных ватрушек» и многоугольников при еще более пологих уклонах, когда грунт растекается в разные стороны и т. д. (рис. 46). В конечном счете все эти процессы приводят к выравниванию площадки — «альтипланации» по Г. Икину (1914).

Одновременно происходит образование морозобойных трещин (или трещин усыхания), как бы корректирующих растекаю-



Рис. 46. Каменный многоугольник (фото Н. Н. Карпова)

щийся грунт и предопределяющих образование каменных многоугольников.

Процессы, образующие поверхности гольцового выравнивания, иные, чем те, которые образуют педименты в обычном понимании этого слова. Однако направление процессов то же и конечный результат тот же — образование пологонаклонных выравненных площадок у подножий крутых склонов, отступающих параллельно самим себе; формирование на более поздней стадии останцовых форм, а затем — уплощенных, с крайне малыми уклонами, поверхностей вершин горных хребтов, развивающихся в этой стадии по типу пенепленов. Поэтому поверхности гольцовых террас справедливо считать особой климатической, зональной разновидностью педиментов, а поверхности выравненных гольцовых вершин — педипленами нивально-солифлюкционного генезиса.

Все вышесказанное относится к поверхностям гольцового выравнивания, развитым в горах Патомского нагорья, Восточной и Северо-Восточной Сибири и Аляски. Там имеются оптимальные условия для формирования типичных морозно-солифлюкционных педиленов.

Однако сходные формы рельефа формируются и в гольцах более низких широт (Южный Урал). От гольцовых поверхностей Восточной и Северо-Восточной Сибири они отличаются меньшими размерами и в значительной мере представляют реликты более холодного климата плейстоцена. Сейчас преобладает снос

с крутых уступов ранее накопившихся продуктов выветривания и дальнейшее их измельчение. В удалении обломков большую роль играют талые снеговые и дождевые воды. Климат на Южном Урале более влажный, чем климат Востока и Северо-Востока Сибири. Педименты описанного генезиса здесь формируются медленнее.

Иначе протекает процесс гольцового выравнивания в высоких широтах. Образующиеся там формы гольцового рельефа отличаются и от типичных, Восточно-Сибирских, и от Южно-Уральских. Так, на Таймыре снижение рельефа в процессе гольцового выравнивания происходит быстрее; гольцовые педименты представляют почти эфемерные формы рельефа: возникая, они тут же заплывают благодаря интенсивности процессов солифлюкции и выветривания.

По такому же типу осуществляется денудация склонов в восточной, более засушливой, части горной страны Северной Скандинавии. Однако гольцовое выравнивание там не достигает большого размаха. В современном рельефе гор Северной Швеции хорошо выражены крупные гольцовые террасы. Высота уступов — несколько десятков метров. Уступы террас обнажены и осложнены более мелкими террасами; количество обломочного материала на них невелико. Более крупные гольцовые террасы в настоящее время представляют реликтовые образования. По-видимому, наиболее оптимальные условия для их формирования были в конце горного оледенения Скандинавии, когда после сокращения мощного ледникового покрова вновь оказалась выражена орографически обусловленная разница в климате западных и восточных склонов Скандинавских гор. Низкие температуры на западе поддерживали еще достаточно интенсивное горное оледенение, а на востоке температуры, более низкие, чем сейчас, при меньшей сухости климата способствовали локальному образованию вечной мерзлоты. В настоящее время процессы гольцового выравнивания ослабели; большая сухость климата препятствует интенсивному морозному выветриванию, а низкие температуры и отсутствие резких амплитуд затрудняют выветривание температурное. Солифлюкция не достигает большого масштаба; кроме того, она развита локально, так как покров обломочного материала со склонов и вершин гор снесен горными ледниками и последующими процессами гольцового выравнивания. Таким образом, крупные реликтовые гольцовые формы существуют в современном рельефе наряду с активными более мелкими, обусловленными теми же процессами гольцового выравнивания, но протекающим в иных масштабах. Гольцовые поверхности не успели развиться до стадии типичных гольцовых педиментов, как это произошло на многих гольцах Восточной Сибири. Современные мелкие гольцовые формы Северной Швеции представляют особую

разновидность таких форм, образующуюся в условиях очень сухого и прохладного климата.

Несмотря на основные сходные черты, различия в темпе образования, внешнем облике и размерах педипленов и педиментов одного генезиса в разных климатических зонах существенны. Это свидетельствует о качественном различии одних и тех же вертикальных поясов в разных климатических зонах и областях (см. гл. IV).

МОРОЗНО-ДЕФЛЮКЦИОННЫЕ ПЕДИМЕНТЫ И ПЕНЕПЛЕНЫ ТАЕЖНЫХ РАЙОНОВ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО И НИВАЛЬНОГО КЛИМАТА

Педипленизация денудационных равнин и гор в районах нивального климата облегчается интенсивным морозным выветриванием. Лесная растительность и дерновый покров не препятствуют выветриванию коренных пород, рыхлые отложения, как правило, маломощны; температурные колебания в условиях континентального и резко континентального климата велики; достаточно и влаги.

В таежных районах, где есть вечная мерзлота и в составе коры выветривания наряду с обломочным материалом имеется достаточно глинистой и пылевой фракции, солифлюкция явно преобладает над другими склоновыми процессами, хотя и комбинируется с дефлюкцией. В местах ее интенсивного проявления склоны могут развиваться и по пути пенепленизации. Грунт медленно плывет широким фронтом, вызывая общее снижение возвышенных затаеженных междуречных пространств. По суммарному рельефообразующему эффекту этот сложный процесс является площадным.

При сплывании грунта местами происходит образование натечных солифлюкционных террас вследствие задержки плывущего грунта у любой неровности на склоне. Террасы часто расположены в виде фестонов, представляя собой как бы террасированные струи. Иногда фестоны несколько смещены один по отношению к другому вниз по склону и располагаются кулисообразно.

Солифлюкционные террасы образуются быстро, о чем свидетельствуют растущие на них наклоненные и изогнутые вниз по склону деревья.

Однако и в этих условиях происходит параллельное отступление склонов и образование педиментов («Сибирский» тип педиментов, по А. Д. Тимофееву), широко известных для денудационных равнин Средней Сибири, гор Восточного Забайкалья и Монголии. Высокие и широкие (до 5—6 км ширины) древние (неоген-четвертичные) террасы рек Шилки, Амура и других рек постепенно переходят в педименты и на участках, прилегающих

к крутым коренным отступающим склонам, представляют собой пологие транзитные склоны, постепенно сливающиеся с поверхностью террасы (см. рис. 36).

В открытых разрезах на левобережной 120-метровой террасе Шилки близ Усть-Кары прослеживается налегание склоновых отложений в бортах долины на коренные породы, а далее по террасе на мощную (до 40 м) толщу хорошо сортированного и обработанного песчано-гравийно-галечного аллювия. Склоновые отложения представлены грубым суглинком с локальным распределением крупнообломочного материала. Это свидетельствует, по-видимому, об участии солифлюкции в их образовании и о вымораживании. Мощность их резко уменьшается по направлению к реке и они выклиниваются, не достигая бровки террасы.

В основании отступающего склона развита мерзлота, а грунт у подножия крутого склона резко переувлажнен. Переувлажнение играет роль «забоя», здесь идет подкапывание, разрушение морозным выветриванием и отступление склона.

Отступанию склонов и уступов высоких террас в долинах рек способствуют наледи (см. ниже), подрезающие склоны и также играющие роль «забоя».

МОРОЗНО-НИВАЛЬНО-ЛЕДНИКОВЫЕ ПЕДИМЕНТЫ В ВЫСОКИХ ГОРАХ ГУМИДНОГО КЛИМАТА

В горах с более влажным климатом — например, на западе Скандинавских гор, на Кавказе и др., формирование склонов и денудация гор идет сложнее. Там во времени и в пространстве сочетается ряд процессов — ледниковых, нивальных, интенсивного гравитационного перемещения мощных обломочных продуктов выветривания, реже — солифлюкции. Особенно активны эти процессы в молодых горных странах, где происходит быстрое поднятие и развито горное оледенение.

Формирование склонов в тектонически активных горных странах идет по типу педиментов. Однако морфологически педименты в таких горах выражены плохо, так как хотя отступление происходит быстро, образующиеся при этом зачаточные педименты уничтожаются интенсивно врезающимися реками.

Быстрое отодвигание верхних частей склонов горных хребтов приводит к пересечению склонов, отступающих с разных сторон и в результате — к «съеданию» гребневой части. Однако благодаря интенсивному тектоническому развитию хребет не снижается и педипленизация не сменяется пенеупленизацией. Таким образом, в молодых горах рельефообразующее значение педипленизации, несмотря на ее быстроту, невелико.

Образование таких эфемерных педиментов в горах типа Кавказа происходит при участии снега. Снег во влажном климате с обильными снегопадами особенно активно фиксирует любые неровности на склонах, активизирует процессы выветривания



Рис. 47. Древний нивальный уровень Северной Скандинавии
(фото Е. Н. Лукашовой)

и, как в зоне гольцов, «подъедает» склон, вызывая тем самым его отступление. При большом количестве снега, активной нивации и морозном выветривании образуется не площадка, а ниша, которая становится местом постоянного скопления снега и интенсивно растет. Выше снеговой границы в таких нишах образуются каровые ледники. В процессе роста каров происходит известное в литературе смыкание отдельных ниш, разъедание перемычек между ними и в конечном счете — формирование выровненной пологой наклоненной вниз по склону площадки. Благодаря наличию льда или снега на площадке процесс отступления крутого склона на ее уровне продолжается в результате интенсивного морозного выветривания и быстрого осыпания и обваливания. Материал, измельченный морозным выветриванием, перемещается по площадке текущей водой и солифлюкцией. Перемещение его, несмотря на пологие уклоны (в среднем 5°), происходит быстро, так как количество талой воды весной велико. Лавины, обрывающиеся с крутого склона, способствуют большему увлажнению материала. Такие площадки можно рассматривать как педименты морозно-нивално-ледникового происхождения.

Хорошо выраженные в рельефе педименты такого происхождения формируются на уровне снеговой границы. Многоярусные морозно-нивално-ледниковые педименты, развитые в на-

стоящее время в ряде горных стран влажного климата, соответствуют различным уровням снеговой границы и, следовательно, стадиям сокращения ледников. Таковы, например, хорошо выраженные в Скандинавских горах три уровня нивации (рис. 47). К каждому уровню привязаны каровые ниши, сливающиеся друг с другом, местами с полуразрушенными перемычками, с отдельными каровыми озерами. Ширина древнего, наиболее обширного достигает нескольких сот метров. Это реликтовые уровни нивации. Лишь верхние «оживают» весной благодаря большей задержке скоплений снега в каровых нишах.

На западных склонах Скандинавских гор выражен и современный уровень нивации, фиксирующийся отдельными каровыми ледниками, иногда единичными, иногда расположенными в виде «лестницы». К северу он снижается и на плато острова Магерейя почти достигает уровня океана.

На северном склоне Главного Кавказского хребта и южном Эльбруса отмечены три уровня нивации. Особенно хорошо выражен нижний, достигающий более километра ширины (рис. 48).

Сибирские педименты отличаются от гольцовых и нивальных привязкой к днищам долин. Они развиваются как цикловые поверхности выравнивания.

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ПЕДИМЕНТОВ

Таким образом, педиуплинизация, а также и пенеуплинизация проявляются в широком диапазоне климатических условий. Образование педиупленов происходит в любых климатических условиях, даже самых суровых, и представляет почти универсальный процесс выравнивания денудационных равнин, гор платформ и склонов гор подвижных поясов. Пенеуплинизация более ограничена в пространстве, а во времени сменяет педиуплинизацию. Все древние равнины и плоскогорья на складчатом основании (как и равнины и плоскогорья щитов) прошли пути выравнивания. Процесс денудационного выравнивания протекает медленно, однако за геологически длительное время срезаются огромные толщи осадочной и «гранитной» коры. В развитии пологих склонов одних и тех же территорий при изменении климата во времени существует преемственность. Изменения вызывают другие склоновые процессы, но благодаря общности главных черт их механизма прежние формы выравнивания наследуются этими иными склоноформирующими процессами. Наиболее оптимальными для формирования педиупленов, по-видимому, следует считать такие условия, при которых резко климатические контрасты: температуры, режима выпадения осадков и пр.



Рис. 48. Нивальный уровень долины р. Ирик (Б. Кавказ) со сложным микрорельефом (слева) (фото А. В. Брюханова)

В процессе развития склонов происходит формирование профиля равновесия склона (или выработанного профиля). В каждой точке такого профиля энергия сноса в гравитационном потоке достаточна для передвижения подвижной среды и переноса обломочного материала как поступающего сверху по склону, так и с этой точки. Если профиль выработан, происходит равномерный транзит. В каждом гравитационном потоке профили равновесия вырабатываются неодновременно для разных участков склона, но в зрелых стадиях развития рельефа в конечном счете они формируются на большом протяжении. Выработанный профиль описанного типа характеризуется двумя переломами (рис. 49). Нижний (точка *a* на рис. 49) представляет главный вогнутый перелом гравитационных потоков на Земле. Во флювиальном рельефе это граница между склонами, по которым движется гравитационный поток с преобладанием обломочного материала над водой, и реками, где вода



преобладает над обломочным материалом. Резкое уменьшение уклона профиля склона на этом переломе соответствует общему увеличению подвижности потока.

В области новейших и современных поднятий нижний вогнутый перелом крут. Особенно хорошо это выражено в гумидном климате, где активнее деятельность рек. В аридных климатических условиях перелом представляет ту же границу, хотя качественно несколько иную и более подвижную. Она нередко разделяет склон и сухое русло, оживающее лишь периодически. При быстром накоплении материала в условиях интенсивного температурного выветривания может произойти временное накопление материала на переломе до того момента, когда после сильных (хотя и редких) ливней в русле вновь не появится водоток и не унесет продукты склонового сноса.

В нивальном климате перелом *a* представляет границу между склоном и местным базисом денудации.

Аналогичным образом объясняется не менее распространенный

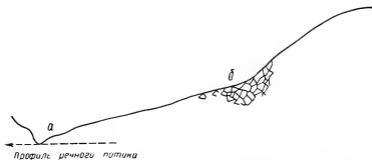


Рис. 49. Вогнутые переломы склонов (а и б); б — «забой» и зона выветривания наибольшей мощности

на Земле относительно резкий вогнутый перелом между крутыми склонами, отступающими приблизительно параллельно, и образующимися под ними пологими склонами — педиментами (точка б на рис. 49). Крайними членами таких склонов являются пустынные островные горы и педименты с одной стороны, и гольцовые террасы — с другой. Между ними располагаются гумидные (тропические и умеренные), а также мерзлотные педименты (сибирского типа). Основой сходства этих форм является единство механизма их образования. Суть процесса и в гумидном и в аридном климате заключается в повышенном увлажнении основания крутых склонов водой (Биро, 1949), стекающей по поверхности склонов и внутри обломочных шлейфов. Благодаря этому в шлейфе у подножия крутого склона в гумидном климате нередко появляется относительно постоянный горизонт грунтовых вод. Повышенное смачивание у подошвы крутого склона не ограничивается шлейфом, вода нередко проникает и в коренные породы, особенно, если условия для этого благоприятны (трещиноватость пород, повышенная пористость).

В таком случае у подножия происходит более интенсивное выветривание, вызывающее обрушение материала и тем самым — отступление склона (рис. 50).

Для гольцовых педиментов ту же роль играет скопление снега у подножия местных базисов денудации.

Увлажнение в разных физико-географических условиях может нарастать с неодинаковой степенью резкости. Это отражается на характере перелома. Суть заключается в том, что повышение увлажнения шлейфа увеличивает его подвижность. Шлейф оползает снизу, как бы подкапывается, и это его движение распространяется вверх по склону. Одновременно происходит и более усиленное внизу подкапывание коренного уступа склона. Таким образом, вогнутые переломы являются не только бази-

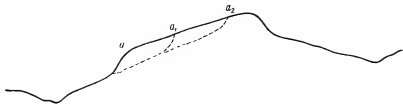


Рис. 50. Схема отступления крутого склона

сами денудации склонов, но и «забоями», зонами подкапывания склонов.

Изложенные представления при всей своей схематичности важны для геоморфологического анализа и, будучи правильно примененными для конкретных условий, вскрывают основные закономерности развития рельефа денудационных равнин и гор.

Первоочередным в разрешении вопросов субаэрального выравнивания, вероятно, является изучение скоростей денудации в разных условиях рельефа, тектонического режима и климата. Решение этой задачи сделает возможным фактическое обоснование периодов выравнивания в их соотношении с тектогенезом. Подобные построения для горных стран в настоящее время базируются на приблизительных оценках и поэтому, вероятно, не всегда правильны. Между тем определение скоростей процессов денудации и аккумуляции имеет не только теоретическое, но и большое прикладное значение, особенно для рациональных поисков некоторых полезных ископаемых. Оно позволит более точно устанавливать историю и глубину эрозионного среза, чередование эпох выравнивания и освобождения полезного ископаемого с эпохами сноса. Для областей аккумуляции сопоставление этих данных с результатами фациального анализа позволяет определить образование обогащенных и разубоженных слоев в коррелятных отложениях.

Народнохозяйственное значение изучения склонов заключается в том, что оно позволяет дать обобщенное описание рельефа той или иной территории, что необходимо для оценки территорий при любом виде строительства, планировании сельского хозяйства и т. д. В таком описании может быть дана ясная научная характеристика закономерностей распространения склонов различной крутизны, высоты и неодинакового строения. Изучение склоновых процессов и отложений необходимо для оценки устойчивости склонов, что особенно важно при дорожном строительстве, при планировании противоэрозионных мероприятий, установлении путей миграции полезных ископаемых, при гидрогеологических исследованиях и пр.

ФЛЮВИАЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ

Поверхностные текущие воды представляют один из главных экзогенных факторов преобразования поверхности Земли. Основная масса продуктов разрушения суши удаляется текущей водой. Текущие воды есть всюду. Даже в области вечного льда в летнее время на поверхности ледяных пустынь текут реки. Русловые водотоки могут быть временными и постоянными; нерусловый сток всегда является временным.

Основной источник питания текущих вод — атмосферные осадки, выпадающие в виде дождя и снега. Они образуют склоновые потоки, питают грунтовые воды и в конечном счете — реки, озера, ледники.

Питание и режим русловых водотоков, а также их временный или постоянный характер обусловлены совокупностью географических условий.

Реки большей частью имеют смешанное питание. Режим их сложный. Нередко на реках смешанного питания бывает два паводка. Так, на реках, истоки которых расположены высоко в горах, первый паводок бывает во время таяния снега на равнине, а второй — позже, при таянии ледников летом. Отчетливо выражены два паводка на реках Дальнего Востока, стекающих с Сихотэ-Алиня. На этих реках после весеннего половодья, обусловленного таянием снега, наступает мощный паводок в период летних муссонных дождей.

Нерусловый (склоновый) сток и его рельефообразующая деятельность рассмотрены в предыдущей главе. Он играет немалую рельефообразующую роль. Однако на равнинах при очень пологих уклонах междуречных пространств смыва не происходит. Там имеется зона отсутствия эрозии, где турбулентность недостаточна, чтобы преодолеть сцепление и сопротивляемость почвы. Основная масса воды просачивается. Чем больше инфильтрация, тем шире зона отсутствия эрозии. Дальше вниз по склонам количество воды возрастает; она течет покровом или струйками, которые, врезаясь, увеличивают крутизну профиля склона, даже если он первоначально имел однообразный уклон. Увеличение крутизны усиливает сток.

Все сказанное о склоновом стоке «...соответствует действительности при том условии, если на склоне не образуется русловых потоков. Едва лишь ложбина руслового потока прорезает склон, как закономерности формирования последнего могут стать совершенно иными» (Маккавеев, 1955).

Известно, что вода, благодаря малой вязкости, быстро собирается в понижения. Вода по этим понижениям благодаря большой массе и меньшему гидравлическому радиусу течет с боль-

шей скоростью и эродирует свое ложе сильнее, чем соседние менее глубокие участки площадного потока. Сток все более и более переходит из плоскостного в русловой. Глубина руслового потока всегда больше. Он более энергично эродирует, чем плоскостной. Поэтому в условиях умеренного и полупустынного климата русловые потоки являются главными факторами сноса, особенно поднимающихся участков. Они создают линейные формы: эрозионные борозды, промоины, овраги, долины и приуроченные к ним вытянутые полосы отложений. Различия в типе стока определяют разнообразие создаваемых потоками форм рельефа и отложений.

Флювиальная денудация материков осуществляется совокупно с разнообразными склоновыми процессами¹.

На геоморфологической карте Мира и схематической карте типов денудации и аккумуляции все виды стока объединены в понятие флювиальной денудации. По условиям масштаба тонкое разнообразие флювиального рельефа, обусловленное климатическими различиями, нельзя показать, хотя известно, что флювиальная денудация в разных условиях сочетается с характерными склоновыми процессами и с определенными комплексами форм рельефа. Так, в зоне влажных тропиков флювиальная денудация сочетается с тропической «солифлюкцией», в поясе развития вечной мерзлоты с нивально-солифлюкционным процессом и т. д.

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАБОТЫ ВОДОТОКОВ

Закономерности работы водотоков в главных чертах общие для всех текущих вод — постоянных и временных, а в известной степени и для склонового стока.

1. Все потоки воды имеют внешние черты сходства: а) имеют уклон к устью, б) русловые водотоки линейны и расположены в углублениях, в) водотоки сливаются между собой в районах, где преобладает размыв, но иногда расходятся, образуя сложные разветвляющиеся системы в зонах аккумуляции.

2. Работа водотока в каждом данном участке определяется его живой силой Q , равной массе воды, умноженной на квадрат скорости течения и разделенной пополам $\left(\frac{m \cdot v^2}{2}\right)$.

Живая сила расходуется на преодоление вязкости жидкости и образование внутренних течений (турбулентность, циркуля-

¹ Недостаточное понимание взаимодействия реки и склоновых процессов нередко приводит к тому, что для объяснения простых и понятных вещей приводятся маловероятные гипотезы, вплоть до ледникового происхождения аллювия только на основании кажущегося несоответствия между тонким составом вмещающей породы и беспорядочным включением в нее крупных и плохо обработанных валунов.

ция), преодоление трения воды о дно и стенки русла при течении, приращение живой силы, если вниз по течению скорость потока возрастает, перенос взвешенного (в виде мути) материала, перенос материала, влекомого по дну (песка, гравия, гальки, валунов), на эрозию или механическое воздействие на коренные породы днища и берегов тем же материалом.

Различается эрозия *глубинная* и *боковая*. Если водоток не в состоянии углубляться, то он переносит материал, подмывает склоны и расширяет долину. Если живой силы потока хватает только на преодоление трения и образование внутренних течений, совершается отложение материала. Углубляется такой водоток, у которого не вся живая сила расходуется на внутренние течения, преодоление трения, ускорение и перенос.

Показателем живой силы водотока является его транспортирующая способность (Маккавеев, 1955). Почти всюду ведутся количественные измерения величин твердого стока (хотя еще и недостаточные). Эти исследования показали, что на протяжении одного и того же потока участки преобладания аккумуляции могут неоднократно сменяться участками размыва. Особенно пестрая картина наблюдается в реках, пересекающих морфоструктуры с различным тектоническим режимом.

В целом уклон ложа водотока к устью становится меньше; водоток постепенно теряет живую силу вниз по течению и так же, как во временных русловых и нерусловых потоках, откладывается сначала крупный материал, а далее вниз — все более мелкий.

3. Работа каждого водотока происходит, как доказано опытом современной гидротехники, по всей длине потока, но начинается от базиса эрозии. Конечный базис всех процессов эрозии и денудации представляет уровень океана. Это предел, до которого теоретически может понижаться суша в процессе денудации. Реальный предел снижения суши и выноса продуктов разрушения определяется минимальными уклонами, при которых возможно перемещение продуктов разрушения в русле и вниз по склонам. Тонкий взвешенный и растворенный материал может переноситься реками при крайне малых уклонах. Например, в среднем течении Волги падение русла достигает всего 4 см/км (Маккавеев, 1955). По склонам переувлажненный глинистый грунт может перемещаться при уклонах менее 0,5°. Эти цифры показывают, что предельно выровненные внутренние части материков могут достигать абсолютной высоты 100—200 м, при относительном превышении над долинами рек порядка первых десятков метров. Такую высоту имеют некоторые равнины Северной Америки и Русской платформы. Однако беспокойная тектоническая жизнь Земли, даже в пределах платформ, нарушает выравнивание и вызывает его

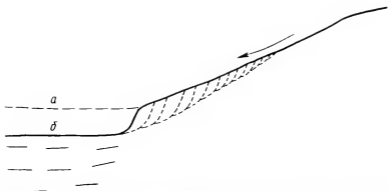


Рис. 51. Регрессивная эрозия и выравнивание продольного профиля:
 а — прежний уровень базиса эрозии, б — понизившийся

неравномерность на земной поверхности. Поэтому процесс развития флювиального рельефа равнин материковых платформ является непрерывным; стадия «предельного» выравнивания практически недостижима.

Местными базисами эрозии являются перегибы продольного профиля русла. Они могут быть обусловлены локальным тектоническим опусканием, выходом твердых пород в днище и др. 4. Работа водотока идет снизу вверх — по закону регрессивной (пятащейся) эрозии. Эрозия и отложение материала от конечного или местного базиса передвигается вверх по течению, пока не выравнивается продольный профиль (рис. 51). То же происходит и в верховьях, которые продвигаются в глубь междуречных пространств.

Закон регрессивной эрозии применим и к развитию склонов.

Именно таким образом формируются педименты, поэтому его можно назвать «законом регрессивной денудации».

5. В процессе своего развития река стремится выработать такой продольный профиль ложа водотока, при котором в течение длительного времени эрозия и аккумуляция уравниваются. Поток размывает, но не врезается, не углубляет долину. Он лишь удаляет вновь поступающие наносы.

Флювиальная и склоновая денудации существенно изменяют рельеф, пока не выработаны профили равновесия ложа рек и склонов. Русловой поток и склоны представляют взаимосвязанные элементы флювиальной системы — основы почти всех типов мегарельефа денудационных равнин. Эта система развивается таким образом, что между ее элементами возникает взаимное регулирование. Углубление потоков увеличивает высоту и площадь склонов. Увеличивающееся поступление обломочного материала со склонов прекращает быстрое вначале

углубление потока и он начинает в основном переносить материал со склонов. В этой стадии потоки и склоны образуют систему выработанных профилей. Дальнейшее углубление долины происходит «уравновешенно». Поток вновь начинает врезаться тогда, когда уменьшается поступление материала со склонов. Врезание несколько увеличивает снос склонов, автоматически приостанавливая врезание. Так потоки и склоны согласованно могут достигнуть предельных выработанных профилей. Эта стадия выравнивания соответствует пенепплену (Дэвис, 1899; В. Пенк, 1961; Пиотровский, 1964; Биро, 1949).

Таким образом, речные бассейны превращаются в системы, в которых происходит сравнительно равномерный снос. Равномерность эта является относительной во времени и в пространстве и может оцениваться лишь суммарно за геологически продолжительный промежуток времени.

Изучение профилей равновесия потоков и склонов имеет важное теоретическое и практическое значение. Если бы не было, например, механизма саморегулирования между речной эрозией и сносом склонов, то горные реки, выносящие громадное количество материала, углублялись бы на десятки метров в год. Между тем, фактически, за десятки лет высота их профилей изменяется мало. С установлением выработанного профиля связано и образование пойм — почти повсеместно распространенного элемента речных долин. Состоянием динамического равновесия объясняется равномерная мощность аллювия в долинах и склоновых отложений по профилю выработанных склонов. Установление признаков уравновешенности или, напротив, неуравновешенности профилей и процессов денудации и аккумуляции в флювиальной системе позволяет характеризовать стадию и направление ее развития, а следовательно, и стадию развития той или иной денудационной равнины (см. табл. 1). Кроме того, учение о профиле равновесия и саморегулировании флювиальных систем открывает возможности для применения к анализу развития рельефа принципов кибернетики и вскрытия общих законов развития рельефа, как саморегулирующейся системы (иного порядка).

Эти законы являются общими и для других экзогенных элементов рельефа (профиль равновесия берегов), но в флювиальном рельефе они выступают наиболее ясно.

Понятие об уравновешении в продольном профиле введено еще Галилеем (равновесие между силой и сопротивлением). Развил его Сюрелль — швейцарский гидротехник, который занимался изучением вопроса защиты селений от селей. Более четко понятие продольного профиля равновесия сформулировано у В. М. Дэвиса, который считал, что выработка этого профиля происходит в результате непрерывного взаимодействия потока и склонов, что в горах и на равнинах профиль может иметь

разную крутизну, и что выравнивание профиля может наступить неодновременно на всей большой реке, а участками. Дэвис называл такой профиль выровненным профилем и считал, что достижения потоком выровненного профиля не означает прекращения глубинной эрозии. Она продолжается по мере снижения водораздельных пространств и выноса в реку продуктов разрушения. но уменьшается по мере уменьшения выноса материала и загрузки ими потока.

Все эти законы представляют общую канву, от которой возможны отступления в зависимости от конкретных условий формирования флювиального рельефа. Как указывалось, водотоки не только сливаются, но и расходятся. Примером может служить нижнее течение Волги в Прикаспийской низменности. Интенсивная склоновая аккумуляция в условиях климата сухой степи может вызвать засыпание и долины, и водотока, который, дробясь на рукава, будет пробивать себе путь через наносы (явления фуракции). Широко известно раздвоение реки Ориноко на Ориноко и Касикьяре, причем первая продолжает течь далее на СЗ, а Касикьяре — на ЮЮЗ, в Рио-Негро — приток Амазонки.

Вопрос о базисе эрозии также сложен. Не всегда можно уровень моря, или вообще устье реки, считать базисом эрозии. Нередко русловые потоки углубляют дно на приустьевых участках ниже уровня бассейна, куда они впадают. Буркар (1957) приводит данные о том, что конечный пункт, где заканчивается течение реки и аккумуляция у рек Амазонки и Конго, удален на сотни миль от устья. Поэтому следует ясно представлять, что «базис эрозии» — это не всегда граница между рекой и бассейном, куда она впадает. У рек пустыни, которые могут теряться в песках, «базисом эрозии» можно считать примерную среднюю границу, куда реки доходят в период своих скудных паводков.

Что касается закона регрессивной эрозии, то и к нему следует подходить с осторожностью. Понижается уровень моря — река начинает энергично врезаться. Врезание передается снизу вверх. Однако у большой реки оно не дойдет и до середины ее длины. В удалении от устья врезание или аккумуляция идут от местных базисов эрозии. Кроме того, если река достаточно длинная, в верхнем ее течении может измениться тектонический режим или влажность климата. Это вызовет изменение живой силы потока, более или, наоборот, менее энергичное врезание, изменение транспортирующей способности потока.

Как уже говорилось, профиль равновесия достигается рекой не повсеместно, а на отдельных участках, поскольку развитие реки идет от разных местных базисов. При смене климата профиль равновесия может и не быть достигнут. Например, аккумуляция склоновых отложений, обусловленная средне-плейсто-

ценовыми изменениями климата на восточном склоне Южного Урала, засыпав крупные долины, вызвала поднятие уровня водотоков, что существенно нарушило их продольный профиль. Причиной изменения продольного профиля могут быть и изменения тектонического режима: при поднятии — благодаря усилению врезания, при опускании — вследствие энергичной аккумуляции. На больших реках эти изменения происходят для отдельных отрезков реки, а не повсеместно.

Профили равновесия рек областей гумидного климата в общем представляют довольно правильные вогнутые кривые. Однако они имеют местные изломы, иногда довольно резкие, особенно в горных странах. Изломы не указывают на невыработанность профилей. Напротив, они часто являются необходимыми именно для сохранения равновесия вдоль профилей, если условия движения потоков на этих участках резко изменяются. Так, например, при пересечении рекой стойких пород, дающих крупный угловатый материал, уклон реки должен резко возрасти для того, чтобы река могла перенести этот материал. Эта закономерность особенно заметна, если рассматривать профили и рек, и склонов, как части профилей единых гравитационных потоков.

6. Характерной особенностью в работе текущей воды является способность к избирательной эрозии. Эта способность свойственна всем экзогенным агентам, но особенно резко она проявляется в работе текущей воды. Суть ее заключается в том, что вода нащупывает слабые места, которые большей частью и являются причиной локализации стока. Такими «слабыми местами» являются тектонические линии разного типа — оси складок, различные разрывные дислокации, трещины, линии контактов пород менее и более стойких и т. д.

ВРЕМЕННЫЕ РУСЛОВЫЕ ПОТОКИ ГОРНЫХ СТРАН

Временные потоки горных стран отличаются от равнинных гидродинамическим режимом. Они бурны, существуют недолго (несколько дней, сутки, даже несколько часов). Долины их морфологически четки и отличаются большой крутизной падения. В них выделяются: а) водосборные воронки, б) собственно долины, представляющие понижение, выработанное потоком воды (в период паводка обычно вода занимает все днище понижения), в) конусы выноса материала, которые расположены при выходе временного потока в долину главной реки или на предгорную равнину (рис. 52). Конусы сложены так называемыми пролювиальными отложениями, представленными обломочным материалом разной крупности. Отложения характеризуются резкой наклонной слоистостью, выклинивающейся на коротких расстояниях (рис. 53), обусловленной резким спадом



Рис. 52. Конус выноса горного притока (фото В. А. Кравцовой)

воды, непостоянством живой силы временного водотока, быстрым отложением осадков. Обработка материала плохая, так как обломки быстро перекатываются мощными водотоками и не успевают окататься. Сортировка материала также плохая; крупные обломки до 2 м и более перемешаны с мелкоземом. Фации пролювия разнообразны — здесь дан один из типичных разрезов. Временные потоки в горах существенно меняют рельеф в течение одного сильного паводка. Вновь возникающие водотоки образуют новые долины и новые системы крутых склонов, т. е. новые пути выноса материала. Немалую роль играют лавины. Пути лавин обычно постоянны, поэтому эрозия катящейся с огромной скоростью массы снега



Рис. 53. Разрез конуса выноса горного ручья

с камнями (продукты выветривания) вырабатывает так называемые «лавиновые лотки» (Тушинский, 1963), вызывающие локализацию склоновых потоков. Совместным (хотя и неодновременным) действием лавин и временных водотоков вырабатываются глубокие крутосклонные долины, которые в конце концов по мере врезания и углубления нарушают пути лавин. Лавинные лотки становятся и путями локализации стока талых вод.

Особенно велика рельефообразующая роль селей. Сели — это мощные горные потоки, в которых обломочный материал резко преобладает по сравнению с водой. Воды как таковой нет. Она смешана с мелкоземом и представляет полужидкую или вязкую грязь, в которую в беспорядке включен обломочный материал разной крупности. Грязекаменные селевые потоки движутся со скоростью нескольких метров в секунду, иногда вырывая деревья, расшатывая и сметая с пути подточенные выветриванием скалистые выступы бортов долины. Хотя сель живет всего несколько часов, подготовка к нему идет дольше. Сели порождаются или продолжительными дождями или длительным таянием ледников. Постепенно глинистые и пылеватые частицы в продуктах выветривания размокают, вся масса обломочного материала благодаря этому разбухает и устремляется вниз. Конусы выноса, нагромождаемые селями, могут достигать нескольких десятков метров высоты.

О морфологической роли селей можно судить по событию, происшедшему в июле 1963 г. На озере Иссык огромный селевый поток, образовавшийся благодаря длительному и бурному таянию ледников, ринулся по долине к озеру, вытеснил его из берегов, прорвал естественную плотину, и озеро перестало существовать.

Борьба с селями представляет важную задачу, так как вред, приносимый ими, очень велик. Селевый поток может снести на своем пути несколько поселков, подпрудить реку и т. д. В ряде стран они представляют серьезное стихийное бедствие. Временные потоки нередко представляют главнейший рельефообразующий фактор в горных пустынях и каменистых пустынях столовых стран. Постоянных рек в горных пустынях почти нет, нет и ледников — поэтому именно там главная роль, наряду с температурным выветриванием и склоновыми процессами (гравитационными и смывом), принадлежит временным водотокам.

В горах гумидного и нивального климатов временные водотоки не играют решающей рельефообразующей роли. Там интенсивна деятельность других рельефообразующих агентов (рек, ледников и др.). Поэтому кратко остановимся лишь на роли временных водотоков как главного фактора денудации гор и денудационных равнин аридного климата.

В горных пустынях склоны лишены растительного, а местами



Рис. 54. Каменистая пустыня с останцами

и почвенного покрова. Они круты; иногда обнажены, иногда покрыты осыпями (рис. 54). Все это способствует быстрому стоку дождевых вод и сносу продуктов выветривания в ущелья. Там формируется мощный поток, увлекающий за собой продукты выветривания и превращающийся нередко в грязекаменный поток. Обогащаясь обломочным материалом вниз по течению, поток в нижней части своей долины теряет скорость и нагромождает массу обломочного материала, закупоривая долину. Иногда потоки доносят материал до выхода из гор и образуют мощные конусы выноса, проникающие в предгорную равнину. Потоки теряются в массе обломочного материала, чему способствует и непродолжительность их существования. Иногда конусы выноса временных потоков аридных горных областей оконтуривают предгорья сплошными скоплениями обломочного материала. В редких случаях по равнине тянутся сухие русла временных потоков.

Пролювиальные выносы в полосе предгорий Средней Азии, в области предгорных прогибов, образуют наклонные предгорные пролювиальные равнины.

Долины временных водотоков в горных пустынях непрерывно расширяются в результате отступления склонов и формирова-



Рис. 55. Такыры в пустынях Средней Азии (фото Б. А. Федоровича)

ния педиментов. Если материал уносится за пределы горной пустыни, расчленение увеличивается, появляются новые долины временных потоков — и у них также отступают склоны, расширяются днища. В конечных стадиях развития горные гряды распадаются на отдельные останцовые хребты или островные горы, иногда приуроченные к более твердым породам (если породы разнородны.) Образуется педиפלэн с останцами (см рис. 41).

При недостаточной переносимости временных потоков или при тенденции местности к опусканию материал не выносится из пределов горной пустыни. Транзитные педименты сменяются склонами накопления обломочного материала. В таком случае горная пустыня превращается в каменистую. Среди засыпанных щебнем пространств возвышаются отдельные останцы.

Горные пустыни в разных стадиях развития, как на пути превращения ее в каменистую, так и в педиפלэн с останцами, можно наблюдать в различных частях земной поверхности — в Сахаре, пустынях Австралии и Аравии, Средней Азии (см. геоморфологическую карту).

Временным водотокам принадлежит немалая роль и в образовании глинистых пустынь. После редких ливней вода выносит в понижения песчаных пустынь тонкий глинистый материал. В наиболее пониженные центральные участки депрессий вы-

носятся самые тонкие частицы, а также выщелоченные из пород соли. Глинистые осадки депрессий поэтому часто засолены и образуют глинисто-солончаковые пустыни (шоры или такыры в Средней Азии, сериры в Сахаре (рис. 55).

Совокупность температурного выветривания, гравитационных склоновых процессов, склонового стока и временных русловых потоков объединяется под названием *аридной денудации*. В пустынях и полупустынях в пределах типов мегарельефа гор и денудационных равнин с различной структурой процессами аридной денудации формируются разнообразные группы типов рельефа — элементы пятого порядка.

На геоморфологической карте сочетание штриховых обозначений аридной денудации с различными крупными формами и комплексами форм (например, форм мелкосопочного рельефа, форм каменистой пустыни, островными горами) дает представление и о разных стадиях аридного рельефа, и о том, пустынный это рельеф или полупустынный (см. карты — геоморфологическую и типов денудации и аккумуляции).

ВРЕМЕННЫЕ ВОДОТОКИ РАВНИН

Иные формы и типы рельефа образуются в результате деятельности временных водотоков на равнинах гумидного климата. Там формируются овраги и балки. Типичный овраг представляет собой крутостенную рытвину с обнаженными склонами (рис. 56). Он не имеет четко выраженной водосборной воронки. В период паводка все дно оврага занято руслом.

Зарождаясь на склонах, овраги быстро выходят за их пределы. Вершины оврагов интенсивно растут, продвигаясь дальше по склонам междуречий. Конус овражного выноса обычно плоский. Постепенно нарастая с верхнего конца и перемещаясь



Рис. 56. Молодой овраг (фото В. Г. Чудинова)

вверх по оврагу, он вызывает уплощение дна оврага. Отложения овражных выносов (овражный аллювий) от пролювия горных стран отличаются более тонкой отменченностью и спокойной слоистостью, отсутствием крупного материала (если только он не выносится из тех отложений, в которых овраг растет, например, из водно-ледниковых, из морены).

Типичные овраги развиваются там, где плоскостной сток преобладает над другими типами склоновых процессов. Овраги — результат локализации склонового стока в эрозионной борозде — первой стадии линейного расчленения. Борозды чаще возникают при наличии неровностей на склоне, препятствий, в легко размываемых породах, благодаря чему одна струя может углубиться более других и т. д. Немало способствуют зарождению оврагов на склонах оползни и суффозия.

Овраг растет в периоды паводков и дождей путем обрушивания задней стенки, интенсивного плоскостного смыва на склонах, подмыва оплывающих стенок и уноса материала. Развиваясь, овраг проходит следующие основные стадии: а) эрозионная борозда, б) рытвина, в) промоина, г) овраг. Рытвина уже обходится при распашке. А. П. Павлов делил овраги в зависимости от пород, в которых они роятся, на коренные (в коренных породах) и делювиальные (в склоновых отложениях). Подобная классификация оврагов имеет большое значение, так как в зависимости от пород различна и морфология оврагов, и скорость их роста.

По местоположению А. П. Павлов разделял овраги на береговые (на склонах рек, озер), донные (в днищах как современных, так и древних долин, балок и суходолов), водораздельные (в древних ложбинах водораздельных равнин).

Чем более благоприятны условия для роста оврагов, тем больше они ветвятся и быстрее растут. Эти условия следующие: быстрое таяние снега весной, сильные (хотя и короткие) дожди, слабое развитие растительности на склонах, легко размываемые породы — лёссовидные, например, наличие склонов достаточной крутизны и высота местности, на которой заложены овраги, над уровнем реки или днищем понижения, к которому они ориентированы, наличие льда в породе в условиях вечной мерзлоты (см. ниже), нерациональная хозяйственная деятельность человека: сплошная вырубка леса, распашка (часто вдоль склона), неумеренный выпас скота.

Рост оврагов находится в прямой зависимости от климата, литологии, рельефа и хозяйственной деятельности человека, до революции особенно нерациональной. Наиболее благоприятные условия для развития оврагов имеются в степной и лесостепной полосах. В образовании оврагов играет роль комплекс условий.

Глубина оврага зависит от высоты над базисом эрозии. Посте-

пенно увеличиваясь в размере, овраг растет до тех пор, пока временный водоток в состоянии удалять материал или смываемый со склонов, или оплывающий и обваливающийся, т. е. пока русло не достигает профиля равновесия. Когда водоток не в состоянии «расчищать» весь материал, происходит заплывание склонов, их уплощение. Склоны постепенно задерновываются. Овраг превращается в балку — пологую широкую ложбину с задернованными склонами. Переход совершается не одновременно на протяжении всего оврага; нередко верховья еще представляют собой растущий овраг, так же, как и боковые ветви.

Овраг может перейти в долину, минуя стадию балки, если вскрываются грунтовые воды и образуется постоянный водоток. Так часто происходит в области предгорий, наклонных равнин, т. е. там, где достаточны колебания высот, так как это условие при прочих равных обстоятельствах определяет глубину и скорость роста оврага.

На низменной равнине овраг — балка — долина иногда представляют постепенный генетический ряд. Однако, если углубление не продолжается и постоянный водоток не вскрыт, балка может и не перейти в долину. На месте балки останется так называемый суходол. Нередко в днище таких суходолов начинается новый размыв, причем большую роль здесь играет суффозия, а также изменение условий стока. Образуются донные или вторичные овраги. Современная овражная сеть для многих районов почти вся вторичная.

Переход в балку часто совершается одновременно на протяжении оврага. Эти формы сменяют друг друга во времени и в пространстве. В сыпучих песках, в жирных глинах овраг, не успев по-настоящему развиться, переходит в балку. Иногда сразу из небольшой промоины формируется миниатюрная балка — плоскодонная и не крутостенная эрозионная форма. Часто это определяется литологией пород и крутизной склона. На пологих склонах, где нет бурного течения воды весной, нет сильных потоков после дождя, типичные крутостенные рытвины образуются редко. Образованию балок, не прошедших стадию оврага, способствует интенсивность склоновых процессов и слабость временных русловых водотоков. Водоток не может справиться с материалом, и в эрозионной форме происходит накопление склоновых отложений, заплывание стенок и образование пологосклонной балки.

Овраги и балки образуют особые типы флювиального рельефа: например, овражно-балочный рельеф Средне-Русской, Приволжской, Ставропольской возвышенностей, долинно-балочный рельеф Заволжья (в сыртовых глинах); так называемый «бедленд» аридных областей (в переводе — «дурные земли»), широко развитый в Северной Америке.

Овраги в местах своего активного развития создают дополнительную систему многочисленных склонов, чем способствуют более интенсивному удалению материала.

Вред, приносимый оврагами, очень велик. Разветвляясь, они растут всеми отвершками и тем самым увеличивают непригодную для распашки площадь, портят посевные земли, увеличивают площадь и интенсивность смыва почвы — так называемую эрозию почв.

Основные мероприятия по борьбе с оврагами сводятся к распашке параллельно склону, закреплению оврагов растительностью, террасированию склонов, созданию валов и растительных полос поперек склона, к правильному подбору сельскохозяйственных культур. Все эти меры направлены к тому, чтобы воспрепятствовать концентрации линейного стока и, по возможности, превратить линейный сток в плоскостной.

РЕКИ И РЕЧНЫЕ ДОЛИНЫ

Реки — постоянные водотоки. В процессе развития они образуют углубления — речные долины. Водотоки соединяются между собой в речные системы, в которых различают главную реку и ее притоки. Рельеф, тектонический режим и климат определяют транспортирующую способность рек, скорость флювиальной денудации или аккумуляции и количество выносимого материала. В зависимости от этих факторов водотоки соединяются в речные системы разного рисунка, неодинаковой густоты и глубины расчленения и пр.

Густота речной сети в известной мере является показателем климатических условий и зависит от количества осадков и стока. По данным С. С. Воскресенского (1962), на денудационных равнинах Средней Сибири густота речной сети уменьшается по мере приближения к наибольшему и глубже врезанным рекам. Как показывают подсчеты, усиление глубинной эрозии в эпоху неоген-четвертичного поднятия вызвало уменьшение густоты речной сети. Вероятно, это результат более резкой избирательной локализации стока на фоне поднятия территории. По мере развития речной сети какой-либо территории происходит «естественный отбор»: крупные речные долины формируются только там, где они обусловлены геологическими предпосылками.

Глубина речной сети определяется главным образом интенсивностью и направленностью тектонических движений.

Рисунок речных систем обусловлен крупными чертами древнего и современного рельефа, тектоническим режимом, структурой и составом горных пород. Конфигурация речных систем определяется историей тектонического развития.

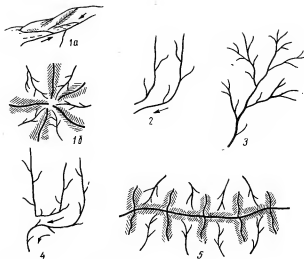


Рис. 57. Основные типы речных систем:

1 (а и б) — радиальная, 2 — окаймляющая, 3 — древовидная, 4 — ортогональная, 5 — перистая

В горах и денудационных равнинах материковых платформ, где речная сеть развивается продолжительное время, глубина, густота и рисунок речных систем отражают все характерные особенности структуры. Реки препарируют структурные элементы, поэтому в условиях разной структуры облик флювиального рельефа неодинаков. Он неодинаков и в разном климате.

Наиболее велика рельефообразующая роль флювиальных процессов в гумидном климате — как умеренном, так и тропическом (см. карты), а также в аридном. Река и ее рельефообразующая деятельность представляют функцию всей географической обстановки.

Выделяется пять основных типов речных систем (рис. 57).

1. *Радиальные, или лучевые системы.* Характерны для областей с замкнутым стоком. Сток направлен к котловине, большей частью озерной. Иногда сток направлен от массива — от центра к периферии. Чаще всего это бывает в вулканических областях.

2. *Параллельные речные системы* (или окаймляющие, или окраинные). Реки текут вдоль горных хребтов или возвышенностей, нередко располагаясь в краевых прогибах (реки Белая на Урале, Укаяли в Южной Америке и др.), а иногда — в продольных структурах предгорий (Урал и др.). Такие реки нередко получают притоки с одной стороны — с гор.

Многие параллельные речные системы приурочены к крупным тектоническим трещинам (некоторые реки Скандинавии, большая часть рек Сибири, Африки и др.). У них притоки располагаются с обеих сторон и также приурочены к линиям разрывной тектоники.

3. *Древовидная система.* Реки со всех сторон текут к главной реке. Рисунок такой сети в плане напоминает разветвляющееся дерево. Она нередко свойственна равнинам с горизонтальным напластованием. Главные реки закладываются соответственно преобладающему уклону местности. Разломы и трещины осложняют древовидный рисунок. Например, многие притоки главных рек Средней Сибири направлены под углом, как бы навстречу стволу реки. Это вызвано ориентировкой зон максимальной трещиноватости (Воскресенский, 1962).

4. *Прямоугольная* (или ортогональная) система. Характеризуется резкими коленообразными изгибами главной реки, связанными с разрывной тектоникой, погружениями осей складок и др. Широкие изгибы рек Урала и Сакмары приурочены к местам погружения основных структур Южного Урала.

5. *Перистая система.* Свойственна областям с затрудненным поверхностным стоком (например, карстовым). Обычно на земной поверхности перечисленные системы не встречаются изолированно, а одна может переходить в другую. Так, на Южном Урале радиальная сеть массива Ирмель переходит в ортогональную, а еще ниже по течению — параллельно ортогональную и т. д.

Изучение рисунка речных систем имеет большое практическое значение. Например, радиальные системы нередко приурочены к купольным структурам, с которыми связана нефть. Рисунок речной сети в данном случае является поисковым признаком нефтеносных структур.

Пространство, с которого воды стекают к реке, озеру или морю, называется речным бассейном. Бассейны могут быть разного порядка, разного размера. Например, бассейн Каспийского моря включает в себя и бассейны Волги, Урала и др.; бассейн Волги — бассейны Оки, Камы и др.; Оки — бассейн реки Москвы и др. Бассейн реки Москвы по сравнению с бассейном всего Каспийского моря будет бассейном четвертого порядка. Чем более дробно разделяются бассейны, тем больше образуется склонов разного порядка, по которым совершается вынос материала в реки.

Бассейны отделены друг от друга водоразделами (междуречьями)¹. Флювиальный рельеф всегда состоит из долин и водо-

¹ Водораздел — не элемент рельефа, а линия раздела рек или речных систем.

раздельных элементов рельефа. Водоразделы также бывают разного порядка. Главные водоразделы разделяют два бассейна. Они представляют возвышенное пространство, с которого реки стекают в противоположных направлениях. Боковые водоразделы или водоразделы второго порядка отделяют реки, принадлежащие к одному бассейну. Они вырабатываются притоками реки на склоне главного. Боковыми водоразделами называют и водоразделы притоков третьего, четвертого и т. д. порядка. В древних горных поясах встречаются водоразделы, приуроченные к межгорным понижениям тектонического происхождения. Реки нередко текут по ним в разные стороны. Такие водоразделы могут возникать и в древних долинах, по которым река некогда текла в одном направлении (долинные водоразделы). Образование их вызвано сложным развитием речной сети. Нарушать уклоны, вызывать смену направления течения рек и т. д. могут поднятия. Долинные водоразделы возникают также в ледниковом (об этом ниже) и мелкосопочном рельефе.

Работа рек. В процессе движения воды в русле происходит развитие рельефа дна русла, а далее — и дна долины. Развитие протекает в тесном взаимодействии со склоновыми процессами, которые влияют и на жидкий и на твердый сток и тем самым осложняют механизм работы руслового потока. Дно долины представляет базис денудации склонов.

Работа самой реки заключается, как уже говорилось, в глубинной и боковой эрозии, переносе материала и аккумуляции. Оба типа эрозии идут вместе и только в быстро поднимающейся горной стране глубинная эрозия настолько интенсивна, что действие боковой менее заметно. Чем интенсивнее эрозия, круче уклоны и быстрее течение, тем больше крупного материала способна нести река.

В процессе глубинной эрозии река отрывает породы от дна русла и обогащается обломочным материалом. Боковая эрозия — это подмыв бортов долины, вызывающий их обрушивание и облегчающий тем самым поступление в реку склоновых отложений. Чем интенсивнее глубинная эрозия, тем энергичнее и боковая, хотя при интенсивной глубинной эрозии перевес по результатам может быть у последней. Действие боковой эрозии более заметно, когда врезание идет медленнее и долина получает возможность интенсивно расширяться. Боковой эрозии способствует речной лед, морфологическая роль которого велика на реках с интенсивными ледоходами. Он увеличивает размеры твердого стока. Им переносится наиболее крупный обломочный материал, поступающий со склонов и вмещающий в лед. С. В. Воскресенский указывает, что глыбы трапшов, переносимые льдом в Средней Сибири, достигают 15 м^3 (1962). Наличие во льду крупного материала увеличивает его меха-

ническое воздействие на склоны, что особенно заметно, если они сложены коренными породами.

На широких крупных реках, где действуют постоянные ветры, дующие поперек долины, боковая эрозия увеличивается нагоном речных вод на берег.

Всегда, даже в самой энергично углубляющейся реке, наряду с эрозией идет и аккумуляция. Но при усиленной глубинной эрозии могут быть лишь периодические накопления, образующиеся после спада паводковых вод и нередко уносимые в следующий паводок. Заметна аккумуляция в долине, где не все дно занято руслом.

Чтобы понять закономерности эрозии и аккумуляции, развития речных долин и различных типов флювиального рельефа, следует обратиться к динамике руслового потока. Процессы эрозии и аккумуляции тесно связаны с процессом стока и... «непрерывно изменяют основные условия руслообразования» (Маккавеев, 1955). Движущей силой развития реки и врезания является тенденция к выработке профиля равновесия.

Продольный профиль ложа реки в ранних стадиях развития долин неровный. В горных реках он ступенчат, с быстринами, порогами, водопадами. В процессе развития река сглаживает эти неровности, перепиливая пороги, профиль выполаживается. Н. И. Маккавеев выработанным профилем называет профиль, «характеризующий стадию развития русла с установившимися определенными соотношениями между уклонами и транспортирующей способностью потока». В реках с выработанным профилем русло не углубляется и долина не засыпается наносами, хотя преобладает то эрозия, то аккумуляция.

Рельефообразующее значение рек с выработанным профилем в целом для рельефа суши меньше, чем рек с невыработанным профилем.

Элементы рельефа и морфологические типы долин. Основными элементами речной долины являются склоны, дно, русло, террасы. Нередко в молодой горной долине все дно занято руслом. Если русло занимает только часть дна долины, выделяется пойма. Поймой называют заливаемую в половодье часть дна долины, в которую врезано русло.

Речная терраса — это площадка в долине, ограниченная уступом. Она представляет прежнее днище долины, бывшую пойму. В некоторых долинах террас нет. В других их несколько, возвышающихся одна над другой.

Поймы и террасы иногда развиты по обоим берегам долины, а иногда — то по одному, то по другому.

Выделяют несколько морфологических типов долин. Различия в морфологии долин определяются работой рек и склоновых процессов, неодинаковых в разной географической обстановке.

Резко отличаются друг от друга морфологические типы горных и равнинных рек. В самых общих чертах реки гор и возвышенных денудационных равнин проходят следующие стадии развития (рис. 58).

1. Теснина или щель. Все дно занято руслом, склоны отвесны. Резко преобладает глубинная эрозия. В равнинных условиях с тесниной можно сравнить молодой растущий овраг (И. С. Щукин, 1961).

2. Ущелье. Дно все еще занято рекой, но склоны уже заметно скошены и не так круты, денудированы и в зависимости от структуры могут быть ступенчатыми, асимметричными и т. д.

3. Пойменная долина. Появляются участки дна, свободные от русла. Эти долины могут быть очень широкими. На равнинах долины крупных рек достигают десятков километров в ширину. Дальнейшее усложнение в морфологию долин вносят террасы.

Нередко о таких долинах говорят «развитая», «разработанная» или «оформленная». В областях с горизонтальной структурой при быстром поднятии образуются глубокие долины с отвесными (иногда ступенчатыми в зависимости от состава пород) стенками. Такие долины называют каньонами. Самый глубокий в мире каньон реки Колорадо (до 1800 м, см. рис. 21). Известны каньоны на Сибирской платформе, в Северной Индии, Патагонии (ныне сухие) и др.

Долины горных стран могут миновать стадию теснины, если они образуются в мягких породах. С другой стороны, описанные морфологические типы могут сменять друг друга на протяжении одной долины, например, в случае чередования продольных и поперечных участков долин по отношению к структуре. В горных странах, подвергавшихся оледенению, форма долин уже не определяется стадией развития, так как они переработаны ледниками.

Характер долин на равнинах (как денудационных, так и аккумулятивных) определяется способом их образования. В зависимости от этого различно и морфологическое выражение

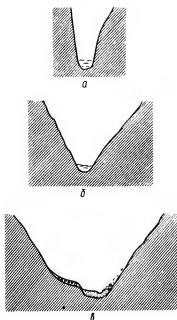


Рис. 58. Стадии развития долины в горах:

а — теснина, б — ущелье, в — разрабатанная долина



Рис. 59. Долины рек в мелкосопочнике

Морфологические типы долин различаются по соотношению разных элементов долины и зависят от геологического строения — структуры и состава пород, характера и интенсивности новейших тектонических движений, рельефа, климата, определяющего количество жидкого и твердого стока, стадии развития долины.

Одновозрастные долины, развивающиеся в разных условиях, неодинаковы по своему рельефу — так же, как и разновозрастные, образующиеся в одних и тех же условиях. Нередко в



Рис. 60. Озерно-мелкосопочный рельеф

стадий развития долины. На равнинах развитие долин наиболее часто идет следующими путями.

1. Постепенный переход оврага в балку и балки — в долину или, чаще, оврага в долину типично для многих рек Русской равнины. Когда это происходит в тектонических понижениях, образуются крупные реки.

2. Образование долины в прибрежной полосе при отступании моря. Река формируется из ряда рукавов, образующихся вследствие разлива в устье. Постепенно углубляется один рукав и оформляется долина, следующая за отступающим морем. Таково, например, нижнее течение реки Волги и др.

3. Река, а в дальнейшем и долина, возникает путем соединения ряда озер. Так формируются долины в районах, где было покровное оледенение (Прибалтика, Северная Америка и др.), и в мелкосопочнике (рис. 59 и 60).

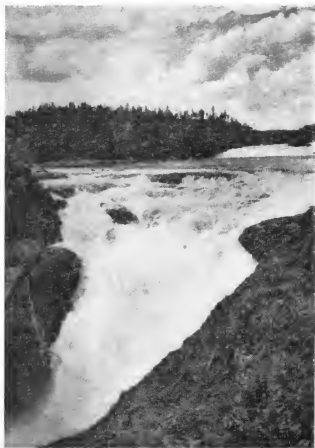


Рис. 61. Водопад у Рундхаге (Северная Норвегия)

горных странах, где поднятия за геологически длительный отрезок времени не достигали значительных скоростей, долины имеют террасы, пойму — словом, являются разработанными. Более молодые позже заложившиеся притоки врезаются более интенсивно, как бы догоняя главную реку. Морфологический облик таких долин иной: в них нет террас, пойма молодая, неоформленная, течение быстрое, сток неурегулирован (рис. 61). Таким образом, происходит подтягивание разновозрастных рек к одному базису эрозии — руслу главной реки. Продольный профиль молодых притоков вырабатывается быстрее, выравниваясь применительно к профилю главных рек. В горах и денудационных равнинах, где выражена геологи-

ческая структура, резко заметна зависимость форм долин от структуры и смены тектонического режима. Как известно, в зависимости от расположения по отношению тектонических структур долины могут быть продольными, поперечными и диагональными. Продольные долины бывают: 1) синклинальные, 2) антиклинальные, 3) моноклинальные, 4) долины, заложенные по линиям разнообразных разрывных структур разного возраста (долины-грабены, долины, заложенные по разломам, сбросам, трещинам и т. д.), 5) долины, заложенные по ослабленным зонам, 6) долины, заложенные вдоль контакта двух структур и др.

Поперечные долины пересекают структуры поперек и образуются разными путями. Если, например, река прорезает какую-либо морфоструктуру по мере ее роста, образуются антецедентные долины. К таковым относятся долины, пересекающие молодые хребты Терской и Сунженский на Кавказе, некоторые молодые складки Средней Азии и формирующиеся сейчас складки передней Азии (Буркар, 1957). Река Брахмапутра и Инд в месте пересечения Гималаев также текут в антецедентной долине. Наличие большого количества антецедентных долин в Забайкалье и Прибайкалье отмечает С. С. Воскресенский (1962).

Если изменяется знак тектонических движений и врезание происходит после аккумуляции, во время которой дислоцированные породы оказались перекрытыми наносами, образуются эпигенетические долины. Реки, заложившиеся в наносах, откапывают коренной рельеф. Чаще всего встречаются отдельные участки долин эпигенетического происхождения — например, в долинах Енисея, Зеи, Амура, Юрюзани (на Южном Урале), Бодайбо (Патомское нагорье), некоторых рек Тянь-Шаня и др. (рис. 62).

Нередко поперечные участки долин оказываются приуроченными к местам погружения осей складчатых структур. Это может происходить и одновременно с образованием таких структур по периферии горных стран при пересечении их разломами. Часто погружение осей складок наблюдается на пересечении разновозрастных разрывных структур, направления которых не совпадают. Так сформированы поперечные участки долин многих подвижных поясов и денудационных равнин всех материков. Нередко заложение долин происходит в молодых (или омоложенных) поперечных грабенах или по линиям поперечных сбросов и трещин.

Поперечные долины могут образоваться также в результате перехвата. Перехват происходит, если базис эрозии реки, текущей по одну сторону водораздела, расположен ниже, чем реки, текущей по другую сторону и если слой стока больше у этой же реки, т. е. больше живая сила, которая определяет-

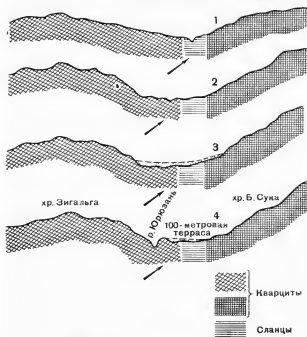


Рис. 62. Схема образования эпигенетического участка в долине р. Юрюзань

ся произведением QI , где Q — расход воды в л/сек, а I — уклон ложа реки. Врезание будет энергичнее у первой реки. Она может перепилить водораздел и перехватить реку, текущую с другой стороны. В результате образуется резкий изгиб, выше (по течению) которого останется участок сухой долины (до впадения первого притока). Наличие перехвата можно определить по крутому изгибу долины и присутствию сухой долины выше изгиба, по морфологическому различию двух соединившихся участков долины. Количество террас, состав террасовых отложений (минералогический и гранулометрический), характер залегания отложений и тип слоистости — все это может быть неодинаково.

РАЗВИТИЕ ДОЛИНЫ И ФОРМИРОВАНИЕ ПОЙМЫ

Реки, как известно, не текут прямолинейно. Извилистость реки представляет более устойчивое ее состояние. Это доказано работами по регулированию рек (Маккавеев, 1955). Прямолинейность долин имеет место лишь в горах для ранних

стадий развития при интенсивном поднятии, больших уклонах и быстром углублении реки. У молодой реки излучины имеют неправильную форму и вызваны иногда случайным препятствием. Наиболее правильные формы излучин образуются в однородных породах. Если они формируются при поднятии и река врезается, извилистой будет и ее долина. Излучины долины называются *врезанными*.

Если река образует излучины в пределах своего днища, они называются *свободными*, *блуждающими* или *пойменными*. Блуждая, расширяя днище, река подмывает коренные склоны — то один, то другой, что придает долине вторичную извилистость.

Причины извилистости еще недостаточно изучены и нужны дополнительные исследования.

Небольшого изгиба русла достаточно, чтобы ниже его по течению образовался другой, третий и т. д. изгибы. Центробежная сила в первом изгибе отбрасывает течение потока к вогнутому берегу. К нему будет прижиматься струя наиболее быстрого течения, интенсивно подмывает его. Образуется новый изгиб, и все повторяется. Постепенно конфигурация излучин меняется; они все дальше вдаются в вогнутый берег, увеличиваясь в размере, и, следовательно, расширяя дно долины. Это происходит потому, что дуга окружности (*abc*) вогнутого берега не будет уравновешивать давления на вогнутый берег на этом повороте — оно будет уравновешиваться при все большей кривизне излучины. Происходит смещение излучин вниз по долине и увеличивается их кривизна. В результате меандры могут приобрести весьма сложную конфигурацию (рис. 63). Затухание меандрирования происходит тогда, когда живой силы реки уже не хватает для дальнейшего роста излучин. Поэтому, чем меньше живая сила, тем меньше радиус излучины и тем, следовательно, уже дно долины. Таким образом, при прочих равных условиях, размеры меандра пропорциональны живой силе реки, но в цифрах это соотношение для разных рек определяется по-разному. На реках Ока, Мокша, например, по данным Е. В. Шанцера (1951), ширина меандрового пояса относится к ширине русла как 12:1.

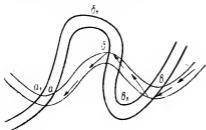


Рис. 63. Смещение излучин вниз по долине и к бортам:
abc — меандра меньшей кривизны, a_1 , b_1, a_2 — меандра большей кривизны, смещающаяся вниз по долине

Перемещение всей системы меандр вниз по долине приводит к отодвиганию рекой коренного берега, к выработке по-разному широкого в различных тектонических, структурных и климатических условиях дна долины.

В процессе развития меандр образуется не только дно долины, как морфологический элемент, но и происходит образование речных (аллювиальных) отложений. В половодье заливается все дно долины, но если процессы меандрирования во времени накладываются один на другой много раз, остаются участки незаливаемой поймы. Основная работа реки совершается в половодье.

Пойма образуется в процессе блуждания реки по дну и расширения долины. Среди элементов рельефа поймы разграничивают две категории: 1) первичные аккумулятивные формы, являющиеся результатом деятельности реки в ходе ее блуждания и 2) вторичные — наложенные позже на первичную пойменную поверхность.

Выше говорилось, что струя течения с максимальной скоростью (стрежневое течение) ударяет в вогнутый берег, отжимается от него, идет на некотором расстоянии по середине русла и далее ударяется в противоположный вогнутый берег. Как установлено детальными исследованиями русла (Маккаев, 1955 и 1962), в месте отхода стрежневого течения от подмываемого вогнутого берега струи воды, отделяясь от стрежневого течения, образуют как бы некоторые завихрения и попадают на противоположный выпуклый берег (см. рис. 63). Стрежневое течение, ударяясь в вогнутый берег, воздействует на него механически, вызывая его разрушение и обрушивание. Интенсивность разрушения вогнутого берега зависит от живой силы реки, которая определяет силу удара, скорость течения и транспортирующую способность стрежневого течения. Сила удара, а следовательно, и эффект механического воздействия больше, если в берег ударяет вода с песком, с гравием, и даже с галькой в горных реках. Игруют роль и породы, которыми сложен берег. В целом интенсивность разрушения склонов долин зависит от климата и геологического строения местности.

Струи воды, которые в результате турбулентности движения воды отходят от вогнутого берега на противоположный, выпуклый, захватывает с собой и часть материала, несомого рекой сверху по течению, и часть нового, поступившего в реку только что вследствие разрушения ею вогнутого берега. Струя сильного течения, ударяясь в вогнутый берег и разрушая его, постепенно вдается все глубже в вогнутый берег, что неизбежно влечет за собой и перемещение русла, и осушение на противоположном, выпуклом, берегу части прежнего дна реки. Поэтому выпуклый берег обычно отмелый. Как только в па-

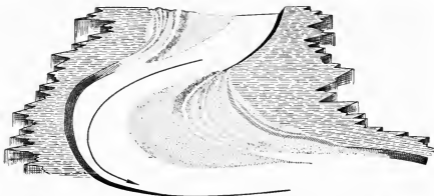


Рис. 64. Растущая прирусловая отмель у выпуклого участка берега по (Е. В. Шанцеру)

водок струи воды, несущие материал (как влекомый, так и взвешенный), выходят за пределы русла и попадают на отмель, падает скорость, увеличивается трение. Осадки, таким образом, накладываются на прирусловую отмель (рис. 64). Чем сильнее течение в русле, чем резче выражена турбулентность движения воды, тем (при прочих равных условиях) резче и формы накопления (прирусловая отмель, вал), тем более грубые осадки будут отлагаться и тем хуже будет сортировка материала. Так как процесс образования прирусловых аккумулятивных форм происходит одновременно со спадом вод, то склон прируслового вала, обращенный к руслу, более полог.

Такой механизм осадконакопления обуславливает типичную слоистость речных отложений — так называемую косую (рис. 65). Как видно на рисунке, каждый слой расположен наклонно и представляет собой сложное образование. Внутри него в виде чешуи, наслоенных друг на друга, располагаются слои более мелкие. Они отлагаются по мере спада паводковых вод и отхода воды в рамки русла. Ритму спада вод соответствует и ритм осадконакопления. В процессе приближения воды к руслу и понижения ее уровня до нормального меженивого, внутри каждого сезонного слоя образуются мелкие слои, сортировка и крупность материала которых стоит в прямой связи с быстротой спада скорости течения, с ритмом паводка.

Прирусловый вал представляет обычную форму рельефа поймы, все стадии образования которой можно проследить. На многих реках обычно валов несколько. На спрямленных участках течения они не образуются или недоразвиты. Рост валов особенно интенсивен в период прогрессирующего роста излу-

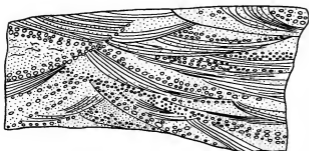


Рис. 65. Сложная косая слоистость в русловых отложениях р. Юрюзань

чин. Когда этот процесс ослабевает и подмыв вогнутого берега (вершины меандры) становится возможным лишь в отдельные годы при бурных паводках, один и тот же вал формируется длительное время.

Так как меандры в процессе своего роста смещаются ниже по реке, то валы расположены не в виде дуг, а в виде расходящихся пучков — так называемых «вееров блуждания». Этот сложный рельеф разнообразится старицами, ограничивающими соответствующие сегменты валов. Так образуются *сегментные поймы* (Шанцер, 1951). Поймы такого типа обычны для долин гор платформ, долин крупных рек слабо поднимающихся гор подвижных поясов (Забайкалье) и для некоторых рек денудационных равнин. На узких отрезках долин с мало подвижным руслом формируется «обвалованная» пойма, в которой валы растянуты вдоль по долине и сегментное строение не выражено.

Нередко на пойме вместо типичных излучин образуются рукава (фуркация) и намывные острова. В результате может сформироваться *фуркационная пойма*. На больших реках все типы пойм могут неоднократно сменять друг друга.

Н. И. Маккавеев несколько по-другому объясняет образование поймы. Это не значит, что существуют разные взгляды на одно и то же явление — оба пути образования поймы имеют место. Иногда они сменяют друг друга во времени, иногда в пространстве, иногда идут одновременно. Рассматривая различные стадии или фазы паводка («снежница», перелив воды из русла в пойму, полный паводок, спад и межень), Н. И. Маккавеев (1955) объясняет образование прирусловых песков у пойменного яра (уступа), песков на пойме между растительностью, продольных ложбин, стариц и др. В третью фазу в результате мощных вихревых течений, возникающих у бровок яров, взмучивается большое количество наносов, частью отлагающихся у края русла вследствие спада скоростей те-



Рис. 66. Динамическая пойма высокогорных рек (фото К. А. Рототаева)

чения, частью движущихся вдоль яра в виде «жилы». «Жила» образует косу, причлененную к полосе прирусловых песков при спаде воды (четвертая фаза). Такой тип поймы можно было бы назвать *миграционным*, считая, что преобладающим является продольное, а не боковое, как при образовании сегментной поймы, смещение русла.

Особый тип поймы представляют *динамические*, непрерывно меняющиеся от паводка к паводку поймы горных рек (рис. 66).

Формирование пойм любого типа осложняется там, где интенсивные ледоходы. Лед, несущий большое количество обломочного материала, сгружает его на прирусловых образованиях, иногда образуя «заторы» — естественные плотины. Они вызывают более сильный подъем паводковых вод и нарушают нормальное течение аккумуляции.

Все эти процессы приводят к образованию первичных форм рельефа поймы, сложенных русловым аллювием. Рельеф осложняется под воздействием полых вод, отлагающих на первичных формах пойменный аллювий. Аллювий откладывается при спаде полых вод, содержащих взвешенную глинистую мусть. Оседая, мусть образует тонкие глинистые и тонкопесчаные отложения, мощность которых растет от паводка к павод-

ку. В результате эти отложения приобретают тонкую, почти ленточную, слоистость.

Зарастая и перекрываясь пойменными отложениями, прирусловые валы переходят в «гривы».

В устьях притоков картина осложняется тем, что скорости течения паводковых вод главной реки и притока неодинаковы. На участках более быстрого течения на первичном каркасе поймы могут образоваться вторичные ложбины размыва. Если река волочит в паводок и крупнозернистые отложения, то в местах замедленного течения — на гривах — происходит их отложение и после спада воды на пойме образуются вторичные наложенные гривы. Если скорость паводковых вод мала, накопление идет только в понижениях рельефа поймы и ее поверхность постепенно выравнивается.

Поскольку спад вод идет не только во времени, но и в пространстве — от бортов долины к руслу, то в обратном направлении происходит следующая смена осадков и форм микро-рельефа: 1) прирусловые валы; 2) приречные образования из взвешенных наносов паводковых вод; 3) внутренние участки поймы, расположенные ближе к склону или уступу террас, наиболее выровненные, так как там осадконакопление замедленно и преобладают процессы почвообразования; 4) вторичные водоемы и старицы, выполняющиеся постепенно старичным аллювием, сходным с озерными отложениями.

Чем дальше идет развитие поймы в процессе меандрирования и формирования руслового аллювия, тем резче дифференциация фаций речных отложений.

Русловые отложения выстилают дно долины, отлагаясь как в процессе бокового перемещения и отложения у выпуклого берега, так и в процессе продольного смещения. Русловой аллювий в сегментной пойме в поперечном сечении со временем образует ряд выполненных аллювием понижений — прежних русел. Поэтому, если такой процесс смещения русла не нарушается, установление стратиграфии разреза руслового аллювия — т. е. его возрастных соотношений — производится не снизу вверх по разрезу, как обычно, а поперек веера сменяющихся прирусловых валов (рис. 67), в направлении движения русла вслед за подмываемым уступом (Башенина, 1948). Чем дальше отходят от современного русла прирусловые валы, тем они более древние.

Стратиграфия отложений пойменной фации устанавливается вверх по разрезу, так как накопление пойменного аллювия происходит по всей поверхности поймы. Однако на более древних русловых отложениях, удаленных от русла, они накапливались за более длительный промежуток времени, чем на только что образовавшихся близ русла.

Чем спокойнее течение, тем менее грубый материал отлагает-

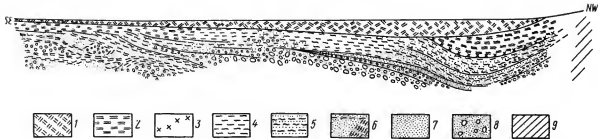


Рис. 67. Разрез юго-западной стенки карьера в 1 террасе р. Миндык:

1 — торф, отлагавшийся во время максимального обводнения долины, 2 — серые болотные глины с растительными остатками, 3 — рыжавое и охристое болотное окрашивание, 4 — жирные черные и коричневые глины с растительными остатками, 5 — тонкое переслаивание глины и песков (отложения типа пойменных), 6 — косослоистые хорошо сортированные песчано-глинистые отложения, 7 — хорошо отмученные однородные косослоистые пески, 8 — галечник и гравий с песком, хорошо слоистый, чисто отмученный, 9 — породы коренного склона левого борта долины

ся. Поэтому в реках, медленно текущих по аккумулятивным равнинам, русловая фация аллювия выражена хуже. В зависимости от рельефа можно выделить три типа аллювия: 1) горный — а) высокогорный и б) среднегорный; 2) равнинный и 3) овражный.

В аллювии высокогорных рек отсутствует правильная смена фаций — нет пойменной, так как в паводок все дно долины чаще всего представляет сплошное огромное русло. В аллювии среднегорных и равнинных рек прекрасно выражены русловая и пойменная фации. Менее отчетливо выражены фации аллювия в реках низменных аккумулятивных равнин, где слабое течение и причудливые изгибы меандр.

В овражном аллювии отсутствует русловая фация, так как там русла как такового нет, есть временные водотоки в плохо оформленном ложе. Весной все дно заливается водой, и обстановка осадконакопления напоминает пойменную. Отложения более однообразны.

Таким образом, характер аллювия зависит от того, как в долине или на каком-то ее отрезке ведет себя река, каков ее режим, в какой стадии развития она находится.

Разберем на нескольких примерах зависимость характера аллювия от режима стока в связи с различиями климата и знака тектонических движений.

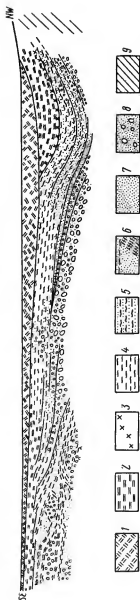


Рис. 67. Разрез юго-западной стенки карьера в 1 террасе р. Миньяк:

1 — торф, отлагавшийся во время максимального обводнения долины, 2 — серые болотные глины с растительными остатками, 3 — рыхлое и охрятое болотное окрашивание, 4 — жирные черные и коричневые глины с растительными остатками, 5 — тонкое переслаивание глины и песков (отложения типа пойменных), 6 — косслоистые хорошо сортированные песчано-глинистые отложения, 7 — хорошо отмученные однородные косслоистые пески, 8 — галечник и гравий с песком, хорошо слоистый, чисто отмученный, 9 — породы кофенного склона левого борта долины

ся. Поэтому в реках, медленно текущих по аккумулятивным равнинам, русловая фацция аллювия выражена хуже. В зависимости от рельефа можно выделить три типа аллювия: 1) горный — а) высокогорный и б) среднегорный; 2) равнинный и 3) овражный.

В аллювии высокогорных рек отсутствует правильная смена фацций — нет пойменной, так как в паводок все дно долины чаще всего представляет сплошное огромное русло. В аллювии среднегорных и равнинных рек прекрасно выражены русловая и пойменная фацции. Менее отчетливо выражены фацции аллювия в реках низменных аккумулятивных равнин, где слабое течение и причудливые изгибы меандр.

В овражном аллювии отсутствует русловая фацция, так как там русла как такового нет, есть временные водотоки в плохо оформленном ложе. Весной все дно заливадается водой, и обстановка осадконакопления напоминает пойменную. Отложения более однообразны.

Таким образом, характер аллювия зависит от того, как в долине или на каком-то ее отрезке ведет себя река, каков ее режим, в какой стадии развития она находится.

Разберем на нескольких примерах зависимость характера аллювия от режима стока в связи с различиями климата и знака тектонических движений.

1. Река углубляет дно, производит интенсивную глубинную и боковую эрозию. Образуется аллювий, для которого характерны следующие признаки: а) материал крупный, б) обработка материала различная, преобладает плохо обработанный из-за быстрого переноса, в) плохая сортировка, г) грубая слоистость, д) небольшая мощность, е) непостоянство образующихся накоплений. Они могут быть унесены в следующий паводок.

Чаще всего в таких условиях формируются долины рек высокогорных областей, например, современные горные реки Кавказа.

2. Река достигла выработанного профиля. Она размывает и перестигает аллювий, производит некоторую глубинную и боковую эрозию, но не углубляется и не засыпается наносами. Аллювий будет иным: а) материал мельче, б) сортировка хорошая, в) слоистость спокойная, г) обработка хорошая, д) мощность меняющаяся, в целом — небольшая, в несколько метров (так называемая «нормальная»).

3. Река аккумулирует — наращивает дно, накапливает наносы. Это происходит или при тектоническом опускании, и тогда накопление аллювия может достигнуть десятков и сотен метров, или при изменении климата в сторону большей сухости, когда река не в состоянии переносить материал, поступающий со склонов и сверху по течению. Глубинная эрозия практически равна нулю. В общих чертах характер аллювия во втором случае будет таков: а) материал мелкий, тонкий, крупный материал может только поступать со склонов; в таком случае создается кажущееся несоответствие между медленным течением и крупным материалом, между включениями крупного и плохо обработанного материала в осадки даже пойменной фации; б) резкая зависимость обработки и крупности материала от поступлений со склонов; в) аллювиальные и склоновые осадки переслаиваются (рис. 68); г) слоистость будет разной как вдоль по разрезу, так и вверх; это также часто стоит в связи с переслаиванием аллювия с осадками склонов; д) обработка материала неодинакова; е) мощность большая, до 100 м и больше (в долинах рек Патомского нагорья — до 180 м).

Облик аллювия в последнем случае в значительной мере определяется характером склонового материала.

РЕЧНЫЕ ТЕРРАСЫ

Всякая речная терраса некогда представляла собой пойму. Поэтому на террасе при условии хорошей сохранности аллювия можно различить те же фации, что и на пойме. Представим себе различные условия образования речных террас.

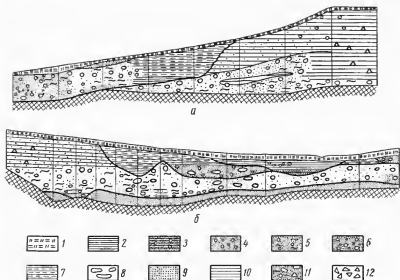


Рис. 68. Переслаивание склоновых и речных отложений. Профили (а и б) по буровым линиям в долине р. В. Краснохота:

1 — растительный слой, 2 — тонкая сизая и темно-серая глина высокой поймы и I террасы, 3 — та же глина с песком и галькой, 4 — преимущественно серые сортированные пески с галькой — I террасы, 5 — те же породы но глинистые, 6 — те же породы с преобладанием галечника и с гравием, 7 — суглинки I террасы, 8 — валуны, 9 — более древние тонкоосристые пески, погребенные в основании разреза, 10 — желто-бурые глины и суглинки II террасы, 11 — глинисто-песчано-галечные отложения II террасы, 12 — щебенка в склоновых отложениях

1. Река размывает и перестилает аллювий. Не происходит ни заметного накопления аллювия, ни углубления дна (при выработанном продольном профиле). Мощность руслового и пойменного аллювия, следовательно, невелика. Меняются условия: или опускается базис эрозии, или поднимается местность, по которой течет река, или резко увеличивается сток вследствие изменения климата. Естественно, что река начнет углубляться в дно долины, быстро прорежет маломощный аллювий и врежется в коренные породы. Образуется терраса. Если аллювия мало, а врезание, вызванное тектоникой, идет интенсивно, река может удалить весь аллювий, оставив отдельные гальки. Впоследствии он может оказаться смытым склоновыми процессами или засыпанным склоновыми отложениями. Такие террасы называются *коренными*. Может образоваться несколько ярусов террас. Самым древним будет верхний.

2. Если река перед врезанием успела накопить мощную толщу аллювия, на коренных террасах может залегать значительная толща речных отложений (рис. 69). На многих реках



Рис. 69. Пойма и терраса реки (Сибирь, фото В. Э. Мурзаевой)

Восточной Сибири и Дальнего Востока верхняя коренная терраса достигает 90—120 м и более метров высоты над современным руслом, а мощность аллювия на ней местами 30—40 м. Это *цокольные* террасы. Под аллювием лежит цоколь коренных пород.

3. Врезание может не достигнуть большой интенсивности, как это часто бывает, когда река начинает углубляться не вследствие тектонических движений, а благодаря изменениям климатическим. Если перед этим река успела накопить мощную толщу осадков и за период оживления своей деятельности не прорезала аллювий, она вырезает террасу в рыхлых отложениях и не углубляется в коренные породы. Такая терраса является *аккумулятивной*. При чередовании нескольких периодов аккумуляции и оживления эрозионной деятельности в долине может образоваться серия таких террас (рис. 70, а).

Если река не прорезает всю толщу речных отложений и каждая более молодая как бы вкладывается в более древние (рис. 70, б), образуются вложенные аккумулятивные террасы. Если же периоды оживления деятельности реки не сменяются периодами аккумуляции, то река в одной и той же мощной толще наносов может вырезать несколько террас (рис. 70, в). Так образуются врезанные аккумулятивные террасы. Самая молодая терраса окажется сложенной древними речными осадками.

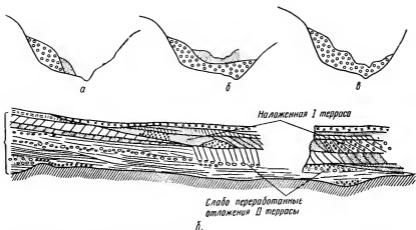


Рис. 70. Типы аккумулятивных террас:

а — прислоненные, б — вложенные, в₁ — вложенная (наложенная) I терраса р. Урта-зымна, в — врезанные

На поверхности таких террас может остаться и более молодой аллювий. В таком случае, древний аллювий играет роль коренного цоколя.

В одной и той же долине могут быть развиты террасы различного происхождения. Здесь приведены простые случаи, но в природе все сложнее. Известны случаи погружения террас в местах пересечения реками продолжающих прогибаться аккумулятивных равнин.

Усиленная аккумуляция в долине или на некотором ее отрезке может начаться после неоднократного врезания, когда сформировались коренные или цокольные террасы. В таком случае речные отложения могут перекрыть эти террасы. Нередко перекрываются террасы с остатками на них дневного аллювия. Образуются погребенные террасы (см. рис. 68). На рисунке 68 виден погребенный аллювий.

Поскольку оживление эрозионной деятельности и углубление долины, начавшееся вследствие опускания базиса эрозии, не на всем протяжении большой реки может распространяться, происходит выклинивание террас вверх по течению (рис. 71). Допустим, что в плиоцене произошло выполнение днища реки аллювием. В начале четвертичного времени аккумуляция сменилась врезанием, базис эрозии понизился до точки В (рис. 71). Передаваясь вверх по течению, врезание распространилось до точки В₁. Если ранее линия продольного профиля реки была АВ, после аккумуляции — А₁В, после врезания — ВВ₁. Дальше врезание не продолжалось, постепенно сходя на нет. Значит, на отрезке ВВ₁ древнее плиоценовое дни-

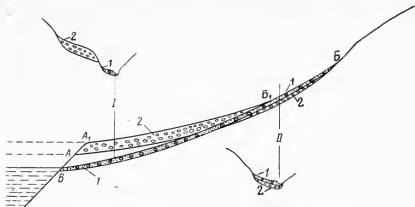


Рис. 71. Плиоценовый (2) и молодой (голоценовый) (1) аллювий; I и II — номера разрезов

ще возвышалось над современным в виде террасы, а на отрезке B_1B река текла на уровне плиоценового дна. Если при этом происходила аккумуляция, то на отрезке B_1B река перекрывала молодыми наносами древние плиоценовые отложения. Два-три поперечных профиля, проведенные через одну и ту же долину в различных ее отрезках — в верховьях, в среднем и нижнем течении, дадут совершенно разную картину. В низовьях плиоценовый аллювий лежит на коренной поверхности верхней цокольной террасы, а в верховьях — в днище долины, под русловым аллювием современной поймы. Такая картина наблюдается, например, в верховьях рек Среднего Урала. Определение остатков флоры позволяет установить возраст отложений и наметить путь развития долины. Если осадки русла легли на плиоценовый аллювий, например, в нижнечетвертичное время, а позже был еще период врезания и настолько интенсивного, что оно передалось далее вверх, чем предыдущее, на отрезке B_1B образуется цокольная терраса, аллювий которой будет иметь разный возраст — плиоценовый внизу, нижнечетвертичный — наверху.

Не всякое врезание и углубление долины, как уже говорилось, является результатом изменений интенсивности и знака тектонических движений. Образование аккумулятивных террас высотой несколько метров происходит в ходе естественного процесса развития и выработки продольного профиля — пока не достигнут профиль равновесия. Если река течет, она и переносит некоторое количество рыхлого материала. Раз осуществляется перенос, то с течением времени на каком-то участке долины материал постепенно убывает и русло углуб-

ляется. Остаются участки незаливаемой поймы, которые переходят в невысокую надпойменную террасу. Процесс формирования поймы продолжается уже на более низком уровне. В прежнюю пойму вкладывается новая. Такой процесс при невыработанном продольном профиле реки может с течением времени привести к образованию нескольких невысоких аккумулятивных террас.

Вдоль по долине террасы сохраняются не везде. Они разрушаются размывом, склоновыми процессами, прорезываются и «съедаются» притоками. Кроме того, в разных условиях тектонического режима, геологического строения и климата, на протяжении одной долины цокольные террасы переходят в аккумулятивные и наоборот. В поднимающихся территориях нередко и поймы местами цокольные и не только при интенсивном поднятии в молодых горах, но и на Карпатах, Урале и др. Все это еще более усложняет изучение и корреляцию террас.

Если террасы не достигали значительной ширины (иногда их ширина достигает нескольких километров), то высокие коренные или цокольные террасы могут быть выражены в виде останцов. Поскольку террасы нередко выклиниваются вверх по долине и относительная высота их вверх по течению уменьшается, то и высота террас на протяжении долины может быть различная. Если в долине встречаются останцы различных по возрасту террас, то сопоставление их затруднительно, особенно в горных странах, где размыв интенсивнее. Изучение террас должно проводиться одновременно с изучением аллювия — петрографического состава, характера обработки аллювиального материала, определением остатков флоры, фауны, пыльцы растений и др.

Еще более затруднительно изучение террас, если нет аллювия; в таком случае приходится опираться на находки отдельных галек, их окатанность и петрографический состав. Нередко на древних террасах сохраняются только гальки наиболее устойчивых пород — кварцита и кварца, тогда как на более молодых могут присутствовать гальки более разнообразные по составу.

Террасы различаются в зависимости от причин их образования. Вызванные изменением знака тектонических движений террасы выше и шире обусловленных климатом. Аллювий таких террас иной по крупности, обработке, мощности и т. д. Уступы террас, формирующихся в ходе выработки продольного профиля, измеряются метрами.

Существенны и зональные различия. Террасы в области аридного климата, при прочих равных условиях, отличаются от террас влажного умеренного литологическими особенностями аллювия, большей долей участия в нем склоновых отложений и пр. В области развития вечной мерзлоты условия образо-

вания аллювия также существенно иные. В связи с плохим просачиванием воды в долинах нередок высокий паводок, обуславливающий большую мощность пойменных осадков. Промерзание стариц, речные наледи вызывают блуждание русла, дробление его на рукава и в целом ведут к развитию широких пойм и террас.

Немалую роль в морфологии террас играет и стадия их развития. Сформировавшаяся терраса представляет форму рельефа, жизнь которой продолжается под влиянием иных процессов, чем те, которые формировали ее, в основном склоновых. Поэтому и морфология террасы со временем меняется: на ее уровне формируются педименты и отступают крутые склоны. Детали (иногда существенные) морфологии террасы зависят и от типа геологической структуры, подвергающейся препарировке в ходе развития флювиальных форм, и от литологии коренных пород. Так, уступы коренной или цокольной террасы, сложенной известняками, будут всегда круты, а в сланцах — пологи и т. д.

Точно так же и флювиальные формы, образующиеся в условиях преобладания аккумуляции, различны в зависимости от того, обусловлена ли аккумуляция тектоническим опусканием или климатическими причинами. В первом случае на опускающемся участке долины образуется обширная пойма с преобладанием озерных и старичных фаций аллювия, озер-стариц и отсутствием типичных форм микрорельефа поймы. Террасы на таком участке обычно погребены и засыпаны молодыми пойменными отложениями.

Существует мнение, высказанное и В. М. Дэвисом и другими учеными (Щукин, 1961) о том, что долина, врезааясь, суживается. Однако работами геоморфологов, изучавших рельеф в связи с поисками россыпных полезных ископаемых и располагавших по речным отложениям богатыми материалами разведки — шурфов, скважин, шахт, карьеров, установлено, что это может быть и не так.

Если взять миоценовую террасу по рекам Восточной Сибири, Среднего и Южного Урала, то увидим, что более молодые террасы там, действительно, уже. Причина этого следующая: почти всюду в умеренных широтах северного полушария в миоцене был влажный и теплый климат, реки отличались многоводностью, долины разрабатывались в ширину. Миоценовые террасы достигают нескольких километров в ширину и несут на себе мощный покров аллювия. Реки к началу врезания образовывали свободные меандры по днищу долины. В результате аллювиальные отложения и сама терраса сохранились местами на обеих сторонах долины. В процессе врезания, естественно, меандры несколько сместились, поэтому уступ террасы более крут у подмываемого склона и полог

там, где река, меандрируя, отступала от прежнего русла. Если врезание началось до того, как образовались меандры, свободно блуждающие по широкому дну, и если оно к тому же протекает сравнительно медленно, углубление долины будет идти параллельно с продолжающимися процессами меандрирования. Образуется терраса, которая развита то по одному, то по другому берегу в виде участков, заключенных между излучинами. Последующее расширение дна долины при замедлении врезания может быть столь значительным, что молодое днище будет шире прежнего (террасы). В таком случае древняя терраса может сохраниться в виде редких отдельных останцов то на одном, то на другом склоне долины, а может и вообще не сохраниться.

Таким образом, в зависимости от интенсивности и продолжительности новейших движений, климата (водоносности) и продолжительности периода выработки днища, долина при врезании может быть и шире, и уже предыдущей.

УСТЬЯ РЕК

Устье — самая нижняя часть реки, впадающая или в другую реку, или в озеро, или в море.

Характер устья реки, впадающей, например, в море, зависит от твердого и жидкого стока — с одной стороны, и уносящей способности моря — с другой. Река несет наносы в устье и отлагает их там, а море разрушает и переносит.

По форме и способу образования устья рек объединяются в несколько типов. Остановимся на главных:

1. *Эстуарии*. Так называют открытые расширяющиеся в нижнем конце глубокие устья рек. Чаще всего они формируются на побережьях, где есть приливы. Проникая далеко вверх по реке, приливная волна вызывает временный подпор речных вод. Отливные течения, слагающиеся из морской отливной воды и подпертой речной, бывают сильными, способными углублять и расширять устье. На западных реках Северной Америки приливная волна проникает на 230 км. В пределах СССР эстуарии нередко называют губами. Таковы устья Оби, Енисея и других рек севера Сибири.

2. *Лиманы*. Чаще образуются в местностях с тенденцией к опусканию. В таком случае море вдается в глубь реки. Нередко лиманы, перегораживаясь косами, пересыпями, превращаются в лагуны. В СССР лиманы развиты на северных побережьях Черного и Азовского морей.

3. *Дельты* — участки суши, созданные речными отложениями и нередко вдающиеся в море. Они сложены слоистыми осадками, так как переносимая сила реки меняется и в течение

сезона (спадая в межень), и от сезона к сезону. Мощность их различна, местами доходит до нескольких сот метров. Дельты на земной поверхности представлены несколькими типами. Широко развиты *выдвинутые* дельты, которые образуются или при непосредственном впадении реки в море, или в случае выхода за пределы лагуны после ее выполнения аллювием (Кура, Лена, реки Китая, Миссисипи и др.). *Выполненные* дельты образуются при впадении реки в лагуну (дельта Кубани и многих рек Западной Европы). Во времени и в пространстве выполненная дельта может смениться выдвинутой. К особому типу относятся дельты *врезанные*. Сложная сеть рукавов таких дельт врезана не в аллювий, а в осадки другого генезиса. Типичным примером является дельта Волги, врезанная в морские отложения Прикаспийской низменной равнины.

Тип дельты зависит от рельефа шельфа. Если у берега глубоко, дельта образуется очень медленно или вообще не образуется и, наоборот, этот процесс легко и быстро идет на мелководье. Рельеф шельфа обусловлен тектоническим режимом. (Леонтьев, 1961).

Немалую роль играют морские течения и приливы. Они способствуют уносу приносимого рекой материала и образованию эстуариев — открытых устьев.

Существуют *слепые устья*, не связанные с водоемами. Они свойственны пустынным областям. Образуются в тех случаях, когда реки, начинающиеся вне пустынных областей, пересекают пустыни. Не получая в их пределах притоков, они иссыкают и теряются в песках. Особый тип представляют устья рек карстовых областей (см. ниже).

Текущие воды совершают огромную работу по преобразованию рельефа Земли.

Совокупность процессов, обусловленных текущими водами, приводит к изменению облика того первичного рельефа, в котором началось развитие речных долин, и формированию новых типов рельефа, осложняющих и в конце концов меняющих крупные черты рельефа Земли.

Материал, перемещаемый склоновыми процессами, почти со всей поверхности суши реками удаляется в океаны. Площади склонов, их размеры, ярусность, нередко дробное сочетание сложной системы склонов, а следовательно, и рельеф денудационных равнин в целом — в известной мере и гор — определяются густотой и глубиной рек и их транспортирующей способностью (см. выше). Эти факторы представляют функцию всей географической обстановки.

Практическое значение изучения рельефообразующей работы рек и речных отложений очень велико. С речными отложениями, как древними, так и современными, связаны ценные

россыпные полезные ископаемые. Речной аллювий может служить строительным материалом. Результаты изучения продольного профиля потоков используются при строительстве каналов и водоотводных канав в приисковых районах. Создаются искусственные выработанные профили. Им придают такой уклон, при котором скорость течения не настолько велика, чтобы берега и дно канала размывались, и не настолько мала, чтобы наносы оседали в канале. Не случайно впервые понятие о выработанном профиле или профиле равновесия возникло в связи с работами по прорытию каналов.

Глава XVIII

МОРЕ КАК РЕЛЬЕФООБРАЗУЮЩИЙ ФАКТОР¹

Около 70% поверхности Земли занято морем. Влияние морей на современный облик рельефа земной поверхности сказывается прежде всего в том, что они являются конечным базисом всех процессов денудации земной поверхности. Большое значение имеет и непосредственная работа моря по преобразованию дна², побережий, устьев рек.

В формировании современного рельефа побережий играла роль неоднократная смена суши морем, в особенности, трансгрессии и регрессии неогеновые и четвертичные. Наследием этих трансгрессий являются морские аккумулятивные равнины Севера СССР и Северной Америки. Прикаспийская низменность, часть Прибалтики, Приатлантическая и Флоридская равнины и др. (см. геоморфологическую карту Мира).

Работа моря заключается в разрушении (*абразии*) коренных пород берега, переносе продуктов разрушения и аккумуляции. Эта работа осуществляется волнением, сгонно-нагонными явлениями, приливами и отливами и течениями.

В результате воздействия этих факторов меняется характер береговой линии — границы между сушей и поверхностью моря. Зона, в пределах которой происходит перемещение береговой линии, называется побережьем. Иначе — побережье — это зона взаимодействия суши и моря при разном уровне моря. Тип побережья зависит от характера взаимодействующих эндогенных и экзогенных агентов, определяющих рельеф береговой зоны. При этом главная роль среди экзогенных

¹ Глава написана по материалам В. П. Зенковича (1962) и О. К. Леонтьева (1962).

² В этой главе море рассматривается только как фактор преобразования побережий. О работе моря по преобразованию дна есть специальные курсы (Леонтьев, 1963).

агентов принадлежит морю, другие имеют второстепенное значение.

Берегом или береговой зоной называется узкая полоса суши и дна моря с формами рельефа, созданными или переработанными морем, при современном среднем его уровне. Берег уже, чем побережье. Подводная часть берега называется береговым склоном. В зависимости от характера взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов, определяющих направление работы моря — разрушение или аккумуляцию — берега прежде всего делятся на *абразионные* и *аккумулятивные*.

Основные морфологические элементы абразионного берега следующие (рис. 72, а): 1) береговой обрыв (клиф); 2) волноприбойная ниша; 3) подводная абразионная терраса (бенч); 4) подводная (прислоненная) аккумулятивная терраса.

Основные элементы аккумулятивного берега (рис. 72, б): 5) аккумулятивная терраса; 6) береговой вал; 7) пляж; 8) аккумулятивный подводный береговой склон.

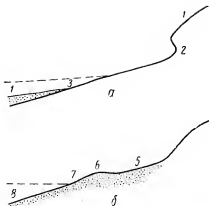


Рис. 72. Элементы рельефа абразионного (а) и аккумулятивного (б) берегов

РАБОТА МОРЯ

Волнение вызывается ветром. Оно представляет важнейший фактор рельефообразования в береговой зоне. Воздействие ветра на водную поверхность заставляет частицы воды совершать круговые движения в вертикальной плоскости перпендикулярно направлению ветра. На некоторой глубине волнение затухает. Глубина затухания тем больше, чем сильнее ветер. Вследствие самого механизма движения, вызываемого ветром, частицы воды описывают орбиты, располагающиеся рядами, перпендикулярными направлению ветра и тянущиеся на неопределенно большое расстояние. Волны имеют гребень (a — a на рис. 73), подошву, ложбину (понижение между двумя гребнями).

Длиной волны называется расстояние между двумя соседними вершинами гребней.

Вода в волне испытывает круговое движение, а поступатель-

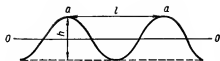


Рис. 73. Профиль волны (по О. К. Леонтьеву):

l — длина волны, h — высота волны, 00 — средний уровень моря, aa — гребни волн

ны. В Черном море высота штормовой волны не превышает в среднем 4—5 м, но в отдельные годы у Симеиза наблюдались волны до 12 м.

На мелководье, вследствие расходования энергии волн на преодоление трения о дно, орбиты уплощаются, подошвы волн отстают в своем движении от гребней, приобретают асимметричную форму и опрокидываются (рис. 74). Если у берега глубоко, трение не успевает сказаться, волна не уменьшается и со всей силой обрушивается на берег.

Волнение разрушает берега и дно, но дно только в узкой прибрежной полосе, так как на глубине волнение затухает. Опрокидывание волн на берег называется прибоем.

Разрушение волн происходит, когда глубина водоема уменьшается примерно до величины, равной высоте волны. Если уклоны прибрежной части дна малы и постепенны, волны также затухают и до берега доходят лишь остаточные волны малых размеров, работа которых невелика.

При достижении известной высоты, различной в зависимости от силы ветра, волны рассыпаются, обрушиваются. Это происходит потому, что ветер на высоте сильнее, и гребни волн в своем движении опережают подошвы, в результате чего происходит забурунивание.

Работа волн и прибой на берегах сводится к разрушению в результате удара прибой коренных пород, слагающих подводный склон берега и береговой обрыв (клиф), движению и истиранию обломочного материала на подводном склоне и в зоне прибоя, к образованию у берега различных аккумулятивных форм рельефа. Основную работу производят штормовые волны. Разрушительная сила удара волны увеличивается при наличии гальки или льда.

Сгонно-нагонные явления представляют эпизодические колебания уровня моря, вызываемые ветрами, дующими в одном направлении продолжительное время. В результате уровень моря может подняться на 3—3,5 м. Нагоны большого размаха могут полностью удалить пляжи и катастрофически размывать берег. При оттоке нагонных вод образуются поверхностные и донные компенсационные сгонные течения. Роль их особенно

ное ее движение еле заметно. Чем больше радиус орбиты кругового движения, тем больше волны. В открытом море, особенно в южных широтах, где почти постоянно дуют с северо-запада сильные ветры, волны достигают 12—13 м высоты и 300—400 м дли-



Рис. 74. Прибой (фото В. А. Головина)

велика на берегах, сложенных мелкозернистым материалом, который легче поднять и унести за пределы береговой зоны. Нередко сгонные течения двигаются вдоль берега. На Каспийском море их скорость достигает 5—6 км/ч.

При сгонных течениях на отмелях берегах море отступает на расстояние в несколько километров. Такие участки на берегах Сиваша называются «засухами».

Приливы увеличивают зону разрушительного действия прибойной волны на берег, вызывая течения то в сторону суши, то к морю. Течениями переносится твердый материал. Поэтому они оказывают корродирующее действие на береговую зону, особенно на дно и берега устьев. Комбинируясь с нагонами, приливы играют большую морфологическую роль.

Полоса, заливаемая приливом, называется осушкой. Она разделяется на две зоны: верхнюю, затопляемую лишь при наиболее высоких приливах в комбинации с нагонами, и нижнюю, затопляемую ежедневно. Нижняя зона зарастает не успевает, а верхняя зона заселяется солянками, образуются луговые пространства, называемые маршами. Маршевые берега хорошо развиты в Желтом море. На севере такие берега называются лайдами. Если осушка достигает значительной ширины, ее называют ваттами, а берега с широкими полосами, обнажаю-

щимися при отливе — ваттовыми. Такие побережья развиты там, где приливы достигают значительной величины — от 2 до 10 и даже до 12 м (Аляска, Пенжинская губа).

Течения не играют большой рельефообразующей роли, тем более, что вблизи берегов имеют место только временные течения, переносящие лишь тонкий взвешенный материал. Наибольшую рельефообразующую роль из временных течений играют волновые, обусловленные деформацией, испытываемой волнами по мере приближения к берегу, вызывающей возрастание и разомкнутость орбит и нагон воды к берегу. Вследствие нагона образуются волновые сточные течения вдоль берега. Они переносят песчаный материал и являются активными факторами воздействия моря на берег.

ПРОФИЛЬ РАВНОВЕСИЯ МОРСКИХ БЕРЕГОВ

При действии волн данного размера на подводный откос в течение долгого времени вырабатывается кривая профиля равновесия — выработанного профиля берега (как в речной долине) и абразионного, и аккумулятивного.

Профиль равновесия абразионного берега образуется следующим образом: волноприбойная ниша постепенно увеличивается вследствие разрушения берега; карниз, нависающий над нишей, обрушивается; продукты разрушения падают, перекатываются по береговой платформе, измельчаются. Наконец, волны перестают доходить до крутого берега. Тогда волноприбойная ниша уже не образуется, происходит наращивание аккумулятивной части подводной береговой платформы (рис. 75, *г, д, е*). В ходе отступления берега и удлинения береговой подводной платформы увеличивается полоса мелководья. В конечном счете береговая платформа становится настолько широкой, что волны подавляющую часть своей энергии расходуют на преодоление мелководья и не могут проводить разрушительную работу. На абразионной террасе могут накапливаться наносы. Понижение береговой платформы осуществляется не только механическим воздействием воды, но и воздействием наносов, которые несут волны.

Если при этом произойдет опускание уровня моря и поднимется часть суши, вновь начнется выработка абразионного берега на низменном берегу. Волны, попадая на берег с больших глубин, резко теряют скорость, становятся асимметричными, и продукты разрушения будут частью выбрасываться вверх. Большая часть их отлагается, а меньшая — перекатывается вниз. Новая точка соприкосновения волн с берегом будет, таким образом, местом разрушения берега силой прибой. Форма берега изменится; образуется новый уступ абразионного бе-

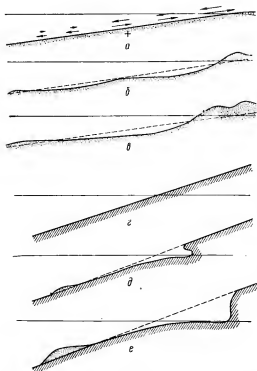


Рис. 75. Схема выработки профилей равновесия аккумулятивного (*а, б, в*) и абразивного (*z, д, е*) берегов. Стрелками показано движение частиц наносов при прямых и обратных волновых движениях; крестиком — положение нейтральной линии (по О. К. Леонтьеву)

рега, и выработка профиля равновесия будет смещаться в сторону моря, а ближе к суше вырастет аккумулятивный берег. При поднятии уровня моря или опускании суши профиль равновесия передвинется в сторону суши, так как волны вновь на более высоком уровне будут разрушать берег и формировать волноприбойную нишу. Профиль равновесия — это профиль берега, уклоны которого допускают такой расход энергии волн, когда не происходит ни абразии, ни аккумуляции. Профили равновесия аккумулятивного берега различны в зависимости от уклона дна и характера грунта. Рассмотрим формирование профиля равновесия аккумулятивного берега на подводном откосе с одинаковым уклоном и частицами наносов одинакового состава и крупности (рис. 75, *а, б, в*). При прохождении гребня волны в придонном слое образуются токи воды вверх, к берегу, а при прохождении подошвы — вниз, от берега. В конечном счете там, где волны деформиру-

ются, вынос частиц осуществляется и вниз, и вверх. Граница, от которой вынос производится в разном направлении, — некая нейтральная линия или нейтральная зона, на которой смещения частиц не происходит. Там только идет движение то в одну, то в другую сторону. Такая нейтральная зона будет различна для частиц разной крупности. Выше нейтральной полосы вода мельче, а на мелководье волны резко асимметричны, поэтому и частицы будут двигаться вверх. От точки + тоже будет движение наносов, но уже вниз и менее значительное. Волновые движения вместе с переносимыми наносами будут корродировать дно, образовывать выемки по обе стороны нейтральной полосы (рис. 75, б). Наносы из верхней выемки будут выбрасываться на берег, образуя пляж. Материал, переносимый из нижней выемки, нарастит подножие подводного склона в зоне затухания волнового воздействия. За счет накопления материала нижняя часть подводного склона выдвинется дальше в море.

Таким образом, снизу зона размыва будет сокращаться и отесняться вверх по склону, профиль выполаживается до тех пор, пока перемещение частиц почти не прекратится вследствие уменьшения уклонов. В результате в точке + дно углубится и будет увлекать материал вниз от установившейся верхней зоны равновесия. Дно будет углубляться до тех пор, пока сила тяжести в каждой точке профиля не уравновесит разницу в скоростях прямого и обратного течения воды. Образуется единая кривая — профиль равновесия для частиц данной крупности.

Однако в природе существует много причин, мешающих выработке профиля равновесия или осложняющих его. Речь идет о динамическом равновесии между темпом поступления материала и темпом его измелчения и уноса за пределы береговой зоны. Профили равновесия различны по форме, как различны и условия их выработки.

Практическое значение изучения профиля равновесия заключается в прогнозировании при постройке различных портовых и берегоукрепительных сооружений.

ПЕРЕМЕЩЕНИЕ НАНОСОВ И ТИПЫ АККУМУЛЯТИВНЫХ БЕРЕГОВ

Перемещение морских наносов у берега в основном совершается под действием волнения, и, как и движение всех наносов, под действием силы тяжести. Перемещение наносов бывает продольное — параллельное берегу, и поперечное — перпендикулярное берегу. В зависимости от направления перемещения наносов образуются разные типы аккумулятивных берегов. Частицы наносов, как и в реке, могут или перекашиваться, или скользить, или переноситься во взвешенном состоянии. Вели-



Рис. 76. пляж, разрушаемый волнами (фото Т. А. Добрыниной)

чина переносимых частиц зависит от размеров волнения, от уклонов дна и, следовательно, от скорости движения. Когда волны подходят к берегу под прямым углом, частицы наносов совершают поперечное (перпендикулярное по отношению к берегу) перемещение. В результате на отмелем берегу происходит отложение наносов. Скопление наносов в зоне прибоя образует пляж — склон современного берегового вала, обращенный к морю (рис. 76), активную часть аккумулятивного берега, перестраивающуюся при каждом волнении. Если он сформирован при сильном волнении, при последующем более слабом будет перестраиваться только часть пляжа. Любой участок аккумулятивной суши прибрежно-морского генезиса когда-то был пляжем. Уклон пляжа к морю в значительной

степени зависит от крупности слагающего его материала. Песчаные пляжи положе и шире, чем галечные.

Если формирование аккумулятивной суши происходит длительное время, она обычно представляет собой серию береговых валов, из которых только ближайший к морю перестраивается в зависимости от волнения и является активным. По мере роста аккумулятивной суши берег заносится рыхлым материалом, зона мелководья увеличивается, волны разбиваются все дальше от моря и в результате образуется удаленная от моря часть аккумулятивной суши, до которой волнение не достигает даже в шторм, т. е. формируется берег с аккумулятивной надводной террасой.

Следовательно, пляж представляет собой необходимый этап в образовании аккумулятивного берега.

Иногда под воздействием поперечного перемещения наносов образуется другой тип аккумулятивного берега — окаймленный баром. Бар формируется из подводного вала — грядообразных подводных накоплений морских наносов в верхней части подводного склона, которые сопровождают берег на протяжении десятков километров. Иногда встречается несколько баров. У отлогих берегов на мелководье обычно происходит частичное разрушение волны, а следовательно, и резкое падение ее скорости. Это влечет за собой отложение влекомого материала, подводное накопление. Повышая дно, оно способствует еще большему разрушению волны и, следовательно, большему накоплению наносов на этом участке. Образуется вал, на нем вырабатывается профиль равновесия, а избыток материала может переноситься на противоположный склон, обращенный к берегу. Вал растет и в ширину, и в высоту и перемещается ближе к берегу. Он может выйти из-под уровня моря в виде песчаной гряды или бара. Водное пространство, отгороженное баром, называется лагуной.

Волны, переходя через первый вал и перестраиваясь в волны меньших размеров, могут образовать второй и третий валы. Это происходит до тех пор, пока первый вал со стороны моря не станет баром.

В результате поперечного перемещения наносов образуются различные типы отмелых берегов. Главные из них — берега с надводной террасой и берега, окаймленные баром. Особенно распространен первый тип.

Если волны переходят к изрезанному берегу, представляющему чередование мысов и бухт, то в бухтах будет неизбежно происходить растягивание фронта волны вследствие большего трения на мелководье. В результате энергия волн концентрируется у мысов, где и будет происходить размыв берега, абразия; а в бухтах, где энергия волн рассеивается и ослабевает, начинается аккумуляция, могут образоваться валы и бары,

которые отгородят лагуну. Лагуны заполняются илами, терригенными и хемогенными осадками, что приводит к их усыханию. Во влажном климате на месте лагуны образуются маршевые луга, а в засушливом — солончаки.

Нередко в зависимости от направления ветра, от очертаний берега волны могут подходить к берегу под косым углом или даже почти параллельно ему.

Если волны у открытого берега подходят к нему под косым углом, то происходит рефракция — изменение фронта волн (рис. 77). Это

вызывается тем, что как только волна попадает на мелководье, фронт ее изгибается из-за резкого увеличения трения. Вследствие изгиба фронта волна как бы поворачивает к берегу и в конечном счете подходит к нему по нормали. Но такая волна, естественно, часть энергии (иногда большую) теряет. Если волна не испытывает полной рефракции и не вся идет по нормали к берегу, то и частицы наносов будут перемещаться под некоторым углом к берегу. Волновые колебания воды и частицы наносов, таким образом, направляются в сторону берега. В случае неполной рефракции волны идут под некоторым углом к берегу. В результате движение частиц наносов будет происходить вдоль берега, а общее смещение наносов в ту сторону, куда направлено волнение.

В «чистом виде» продольное перемещение наносов начинается, когда при соответствующем угле направления волн вырабатывается профиль равновесия. Пока это не произошло, продольное перемещение сочетается с поперечным.

Материал перемещается по дну, если глубина небольшая (донное перемещение), и по пляжу (береговое перемещение). Интенсивность перемещения зависит от уклона дна, крупности частиц и размеров волн. У приглубых берегов, где пляж сложен крупнообломочным материалом, скорость берегового перемещения наносов больше чем донного. При сильном волнении галька может перемещаться более чем на 100 м за сутки. В результате длительного перемещения наносов вдоль берега в одном направлении образуется поток наносов,двигающийся параллельно берегу. Вдоль выровненного берега поток наносов может двигаться на сотни и более километров. Материал потока истирается, но потери на истирание восстанавливаются в результате поступления материала вследствие абразии и



Рис. 77. Рефракция волн (по О. К. Леонтьеву)

выноса реками. На расчлененных берегах может быть много потоков разных направлений (например, на восточном берегу Каспия). Зарождение потока происходит не только в месте энергично абрадируемого берега, но и в устьях рек.

Продольное перемещение наносов обуславливает иные типы аккумулятивных берегов. Аккумулятивные формы — косы, пересыпи — могут быть простые и сложные. Они в основном разделяются на формы, образованные исключительно при действии волнения (сложенные более крупнозернистым материалом), и формы, образованные при совместном действии волн и временных течений.

Постоянные течения сами не создают ни аккумулятивных, ни абразионных форм, но в том случае, если направление течения совпадает с волнением, с потоком постоянных наносов, оно увеличивает скорость перемещения наносов. Приливные течения более эффективны.

Поток наносов перемещается до встречи с препятствиями — причиной, мешающей движению. Основные причины следующие: 1) изгиб берега в сторону суши; 2) изгиб берега в сторону моря; 3) изрезанность берега — наличие мысов, защищающих берег от доступа волн.

У препятствия начинается отложение наносов и появляются различного типа пересыпи, косы и другие простые и сложные аккумулятивные формы. У изгиба берега в сторону суши перемещение наносов продолжается в прежнем направлении вдоль линии берега, но скорость сразу падает, так как волнам приходится проходить большой путь, и фронт волны растягивается. Происходит аккумуляция и образуется свободная аккумулятивная форма (рис. 78, а).

У входящего угла, образуемого изгибом берега, поток наносов как бы натывается на берег. Вследствие этого резко падает скорость потока и начинается отложение материала. Впоследствии к нему начнет прирастать со стороны, обращенной навстречу движению потока, отложенный материал. Входящий угол берега заносится материалом и в конце концов закрывается. Образуется так называемая примкнувшая аккумулятивная форма (рис. 78, б).

У берега, изрезанного мысами (бухтового берега), поток наносов у входа в бухту будет испытывать замедление, поэтому скорость будет ослабевать. Между мысом и берегом существует как бы «волновая тень». Вследствие уменьшения скорости начнется аккумуляция и появится аккумулятивная форма, которая будет расти от берега к мысу (рис. 78, в).

Чем большее количество факторов влияет на образование аккумулятивных форм, тем они сложнее. Характер аккумулятивных форм зависит от всей географической обстановки. Все косы северного побережья Азовского моря (Бердянская, Оби-

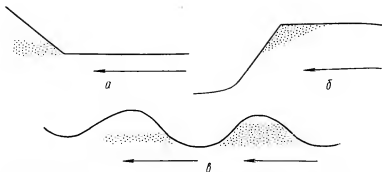


Рис. 78. Аккумулятивные береговые формы, образовавшиеся при продольном перемещении наносов:
 а — свободная форма, б — прикинувшая, в — заполнение заливов и образование лагун

точная, Бирючья) вытянуты в море под углом в 45° . Исследования показали, что это произошло вследствие ряда причин: 1) наличия выступов абразионного берега и интенсивной абразии в этих местах; 2) постоянного направления волн, обусловленного восточными ветрами, дующими большую часть года почти параллельно берегу.

Практическое значение изучения закономерностей образования аккумулятивных форм проявляется при строительстве портов и других прибрежных сооружений. Чтобы прекратить разрушение берега, искусственно задерживают унос материала.

ПРИНЦИПЫ КЛАССИФИКАЦИИ МОРСКИХ БЕРЕГОВ

Прибрежная полоса либо подвергается размыву волнами и прибоем, и берег отодвигается в глубь суши, или служит основой, к которой примыкают построенные волнами аккумулятивные образования, и тогда берег выдвигается в сторону суши. В результате работы моря создаются различные типы берегов. Работа моря и характер берегов зависят от ряда условий, из которых главные — геологическое строение берега — его структура, литология, — современный тектонический режим, рельеф затопленной суши (поскольку современные контуры морей и океанов в общих чертах определялись последними трансгрессиями), климат, органический мир, стадия развития берега.

Различные горные породы создают различия в темпе абразии и в количестве рыхлого материала. Если на берегу происходит частая смена пород различной твердости, береговые формы чрезвычайно разнообразны, и береговая линия изрезана.

В слабых породах вырабатываются бухты дугообразной формы; твердые породы вдаются в море в виде мысов, образуя в совокупности с бухтами так называемый зубчатый берег. Берега, сложенные кристаллическими породами, например гранитный берег у Мурмана, менее всего продвинулись в своем развитии. На них даже сохранены следы работы ледника, и еще не сформировался абразионный обрыв. Там и аккумулятивные формы редки, так как абразия дает для них мало материала. Абразия мысов, сложенных осадочными породами, достигает десятков сантиметров в год. Там много образуется и аккумулятивных форм.

Некоторые породы способны создать своего рода «защитный покров», предохраняющий берег от разрушения, например, из глыб, вымываемых из конгломератов (так называемые «глыбовые отмопки» встречаются на берегах Камчатки и в других местах).

Различия структуры также обуславливают неодинаковые типы берегов. Берега в складчатой структуре определяются прежде всего положением береговой линии по отношению к структурам. В зависимости от этого берега бывают продольные, характеризующиеся однородным геологическим строением и однородным берегом; поперечные, разнообразные и местами сильно изрезанные (например, берега Бретани), диагональные — большей частью сложные кулисообразные несимметричные зубчатые берега (например, берег Албании и др.).

В глыбовой структуре, если береговая линия параллельна элементам разрывной тектоники, образуется ровный берег по продольному сбросу (берег у Мурмана). Если элементы разрывной тектоники поперечны береговой линии, характер берега значительно сложнее.

В столовой структуре образуются выровненные абразионные берега, например, западный берег Крыма и другие (см. геоморфологическую карту).

На характер побережий влияет также вулканическая деятельность, которая может вызвать местные поднятия или опускания, изменить линию берега.

Новейшие тектонические движения, например поднятие суши, вызывают образование террас. Опускание суши или поднятие уровня моря приводит к затоплению суши, и в таком случае берег формируется в зависимости от затопленного рельефа. В результате затопления суши образуются различные типы ингрессионных берегов. Например, в районах затопленных долин, переработанных ледником и некогда заложённых по линиям тектонических трещин, характерен фиордовый берег. Затопленные «бараньи лбы», крупные валуны, образуют шхерный берег. При затоплении берега, расчлененного пре-

имущественно текущими водами, формируется риасовый берег. Эоловые формы образуют особый аральский тип затопленного берега и т. д.

Влияние климата на берега также разнообразно. Обуславливая разный характер рельефа затопленной суши в разных зонах, климатические факторы обуславливают перечисленные выше зональные типы берегов и ряд других.

Особые типы берегов, климатически обусловленные, формируются в условиях вечной мерзлоты. Таков термоабразионный берег, образующийся вследствие разрушения пород, скованных вечной мерзлотой или содержащих ископаемый лед. Под влиянием сравнительно теплой морской воды оттаивают мерзлые грунты и плывут по склону. Эти берега быстро разрушаются. Небольшие острова, сложенные погребенным льдом и скованные вечной мерзлотой, исчезают (остров Семеновский в Каспском море исчез в 1950 г., а в 1923 г. его площадь была 15 км²).

Основное значение климатических условий заключается в том, что ветер — первопричина волнений — представляет функцию климата.

Ветер формирует и рельеф прибрежной полосы суши, развеивая песчаный материал (дефляция) и навеивая эоловые формы (береговые дюны).

На характер побережий влияют также и живые организмы. Кораллы образуют целые кольцеобразные острова — атоллы, окаймляющие и барьерные рифы. Мшанки также образуют рифы (по берегам Керченского полуострова). На Волыно-Подольской возвышенной равнине сохранилась мшанковая гряда, так называемые толтры — рифы миоценового моря.

Многие растения способствуют накоплению илистых и песчаных частиц, приносимых реками, в результате чего происходит быстрое нарастание суши. Так образуются мангровые берега. Мангровые леса растут в тропической зоне, в устьях тропических рек, в местах, заливаемых приливами. У них воздушные корни, укрепленные в илистом грунте. Такие берега иногда сопровождаются кораллами (в Красном море и др., см. геоморфологическую карту). В умеренных широтах образуются тростниковые берега. Таковы берега Балхаша, дельты Кубани, северо-западный берег Каспия и др.). Биогенные берега различны в различных климатических зонах.

Таким образом, типы берегов зависят от всех компонентов географической обстановки.

Немалую роль играет и стадия развития берега. По-разному выглядят берега с выработанным профилем равновесия, или нет, берега в различной стадии зарастания, заноса и т. д.

Абразия играет большую роль в формировании рельефа побережий. Но вряд ли справедливо приписывать ей определяющую роль в образовании

выровненного рельефа многих денудационных равнин. Вопрос о роли абразии в формировании мегарельефа, вероятно, не является окончательно выясненным. Современные исследования дна океанов показали, что и в настоящее время основным фактором выравнивания там является аккумуляция. Абразия значительна только в зоне побережий (Леонтьев, 1963). Как показывает история геологического развития материковых платформ и распространение морских осадочных пород разного возраста в их пределах, море трансгрессировало в области опускания, в синеклизы, в пределы рельефа, уже выровненного субаэральной денудацией. Выровненный рельеф таких территорий, по-видимому, в большой степени обусловлен последующей морской и субаэральной аккумуляцией и затем — процессами субаэрального выравнивания, срезающего морские отложения. Это подтверждается также наличием кор выветривания на таких равнинах и слабым развитием базальных отложений в основании морских отложений (например, на восточном склоне Урала).

Таким образом, склоны — речные долины — океаны представляют звенья единого и многогранного процесса перемещения материала по земной поверхности, расчленения и выравнивания ее рельефа. Отложение материала по пути к океану представляет важный фактор формирования выровненного рельефа. В областях опускания на материках образуется аккумулятивный плоский рельеф И в областях сноса, на денудационных равнинах, денудация сопровождается частичной аккумуляцией, что также способствует выравниванию рельефа. Денудационный равнинный рельеф в «чистом виде» образуется редко и только в аридных условиях, где мощные временные водотоки и ливневой склоновый сток могут удалять продукты выветривания с больших территорий.

Глава XIX

ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ЛЬДА И СНЕГА

Рельефообразующая деятельность льда интенсивно проявилась в ледниковую эпоху. Ледниковая эпоха занимала большую часть четвертичного периода (антропогена) — плейстоцен нижний (Q_1), средний (Q_2) и верхний (Q_3). Послеледниковое время получило название голоцена (Q_4).

Рельефообразующая деятельность льда заключается в разрушении (*ледниковая эрозия, или экзарация*), переносе и аккумуляции. Основная роль в преобразовании рельефа земной поверхности принадлежала талым водам в период растаивания ледника.

Покровное оледенение обусловило смену ландшафтов территорий, подвергшихся оледенению; сдвигание географических зон на юг и вымирание многих теплолюбивых видов флоры и фауны.

В настоящее время покровное оледенение сохранилось в Ан-

тарктиде, в Гренландии и на некоторых арктических островах, а горное — почти во всех высоких горах подвижных поясов. В нижних широтах ледники развиты только на больших высотах. Нижняя граница ледников в горах Восточной Африки расположена на высоте 5330 м, в Андах — выше 6500 м в Северном Чили и до 900 м в районе Магелланова пролива, в Северной Америке — от 3800 в Сьерра Неваде до 600 м в Аляске; на Кавказе — 3000—3800 м, в Скандинавии — 1100—1800 м, а на Северной Земле ледники спускаются местами до уровня моря.

Вопрос о причинах ледниковых периодов можно рассматривать лишь в связи с историей развития Земли в геологическую стадию. Не останавливаясь подробно на этом вопросе, требующем специального изучения, отметим, что основные взгляды на причины оледенения можно сгруппировать в астрономические и геологические.

Сторонники первой группы взглядов причины ледниковых периодов ищут в общепланетарных изменениях климата, которые вызваны: 1) изменением угловой скорости вращения Земли и соответственно — смещением географических и тектонических зон; 2) изменением наклона земной оси и перемещением полюсов; 3) уменьшением солнечной активности в связи с изменениями положения поверхности Земли относительно Солнца; 4) уменьшением интенсивности солнечной радиации в связи с перемещением Солнца в различные точки галактики (влияние галактических «зим»). (При пересечении солнечной системой туманностей — скоплений холодной космической пыли — уменьшается солнечная активность и температура понижается.)

Сторонники второй группы взглядов исходят из того, что причины оледенений следует искать в изменениях соотношения суши и моря, вызванных тектоническими движениями. Отмечается связь крупных оледенений — палеозойского и четвертичного — с эпохами тектонической активизации. Она заключается в поднятии обширных участков земной коры и в образовании континентальных перемычек в океанах. Перемычки ограничивали отдельные бассейны. При условии проникновения в них теплых течений могли образовываться ледниковые покровы в низких широтах. Эти ледники отличались от приполярных материковых льдов типа современного Антарктического иным термическим режимом, так как приполярные ледники существуют в условиях устойчивого антициклона и представляют так называемые «холодные ледники». Л. Б. Рухин (1959) связывает оледенение и с перемещением полюсов.

Вряд ли возможно отдавать предпочтение только геологическим факторам. Геологические факторы и внутренняя тектони-

ческая активность Земли связаны с факторами внезапными.

Работа снега. 1. Непосредственная рельефообразующая роль снега проявляется в образовании снежников. Скапливаясь в углублениях склона, снег после стаивания основной массы, способствует увлажнению и интенсивному морозному выветриванию и разрушению стенок понижения. Талые воды, стекающие в понижения, а также талые воды самого снежника, просачиваясь в днище понижения, могут вызывать уплотнение и осадку грунта. Это способствует углублению понижения и, следовательно, увеличивает возможность задержания на склонах в рыхлых породах, вследствие более интенсивного разрушения нижней по склону стенки, могут дать начало оврагу, а также вызвать оползание этой части склона, если в строении его принимают участие неоднородные породы. Нередко снег обуславливает асимметрию балок и долин малых рек, подрезая северные, северо-западные и северо-восточные склоны, благодаря чему они приобретают большую крутизну. Снежники, скапливаясь в воронках, способствуют росту карстовых форм (Гвоздецкий, 1954 и др.).

Снежники формируются и на равнинах, и в горах.

2. В горах накопление снега приводит к образованию лавин, имеющих немалое рельефообразующее значение. Лавины производят серьезную разрушительную работу, увлекая за собой продукты морозного выветривания. Падая из года в год в одно место, они могут дать начало фирновому леднику. Лавины создают особый тип расчленения склона — прямолинейные, равносторонние «лавиновые лотки».

Лавины представляют серьезную опасность, портят шоссе и железные дороги. Борьба с лавинами представляет важную задачу, решение которой возможно, потому что пути лавин известны (Тушинский, 1963).

3. В горах снег корродирует наветренные скалы, скапливаясь в любых неровностях и в углублениях разного порядка. Растаивая в этих углублениях, образуя снежники в миниатюре, снег активизирует процессы выветривания, вызывает расширение стенок, углубление и способствует их увеличению (рис. 79). Как известно, на склонах в горах и денудационных равнинах нивального и гумидного климата снег играет роль «забоя», обуславливая разрушение склонов и их отодвигание. Особенно велика рельефообразующая роль снега там, где породы неодинаковы, пористы, трещиноваты. Например, пористые шлаковидные лавы на южном склоне Эльбруса усиленно разъедаются снегом, принимая кавернозный облик. Свежие обломки, скапливающиеся летом у границы снежного пятна и коренной породы, говорят о большой скорости разрушения.

Снег изменил внешний облик валунов коренных пород в обла-



Рис. 79. Снежная препарировка горного рельефа (фото А. В. Брюханова)

ти последнего оледенения. Так, скопления валунов в районе г. Сиверский (Ленинградская область) срезаны сверху и превращены в каменные «пеньки» (рис. 80). В Карелии крупные валуны, подъеденные с северной стороны, приобрели вид асимметричных «грибов» и т. д.

4. Снег предохраняет почву от промерзания. В тех местах, где снеговой покров мощный, почва промерзает слабо и поэтому быстро оттаивает. Это влияет на ход склоновых процессов: солифлюкция здесь незначительна, а интенсивность склонового стока не облегчается наличием водонепроницаемого горизонта грунта.

5. Большую роль играют талые снеговые воды. В странах с мощным снеговым покровом, в частности, на Русской равнине, обильные талые воды питают поверхностный сток и производят интенсивный смыв.

Лед. В высоких широтах или в горах, где большую часть года температура ниже нуля и климат достаточно влажен, за лето не успевает растаять весь выпавший снег. Скапливаясь из года в год, подтаивая сверху и снова замерзая, причем замерзает и



Рис. 80. Валуны «пеньки»

просочившаяся в глубь снежной массы талая вода; рыхлый снег, состоящий из отдельных снежинок, уплотняется, и снежинки превращаются в бесформенные ледяные скопления. Эти скопления, укрупняясь вследствие поглощения крупными ледяными частицами более мелких, образуют зернистую массу — фирн. Дальнейшее уплотнение фирна вследствие давления верхних частей его на нижние приводит к образованию глетчерного льда. Большие массы глетчерного льда обычно представляют плотную, слегка голубоватую массу, в разрезе слоистую. Слоистость глетчерного льда — результат условий снегонакопления, временного подтаивания и постепенного уплотнения. Глетчерный лед пластичен, подобен вязкой жидкости, поэтому он под влиянием силы тяжести может двигаться. Двигаясь, лед выходит за нижнюю границу хиносферы (см. главу III). В связи с этим в горах, кроме *климатической снеговой линии*, различают и *орографическую*, до которой движущиеся горные ледники спускаются в понижения рельефа.

Положение обеих снеговых границ зависит от климата, рельефа, новейшего тектонического режима и геологического строения. *Влияние климата* заключается в следующем. Во-первых, для образования ледников нужна не только низкая температура, но и достаточное количество зимних осадков. Такие условия в ледниковый период существовали в Северной Европе и Северной Америке. В Восточной Сибири покровное оледенение в ледниковый период отсутствовало, что было связано с антициклональным климатом Сибири, в то время еще более сухим

и холодным. Горное оледенение было значительным лишь в высоких горных странах — Алтай, Саяны, хребты Кодарский и Удоканский и горы близ Байкала, особенно на более увлажненных склонах, обращенных к озеру.

Обоснованное сомнение по вопросу о значительном оледенении Восточной Сибири впервые появилось в работах И. Д. Черского. И. Д. Черский считал, что описанные ранее следы оледенения в Сибири являются псевдогляциональными и обязаны своим существованием деятельности эрозии и выветривания. В дальнейшем анализ климатических условий и истории развития флоры и фауны в четвертичное время подтвердили эту точку зрения.

Различие континентальности климата ледникового периода обусловило различие в высоте нижней границы хионосферы в разных горных странах даже в одних и тех же широтах. То же наблюдается и в настоящее время — снеговая линия, например на Памире, выше, чем на Кавказе.

Большую роль в образовании ледников играет ветер. Постоянные ветры в зимнее время обуславливают ветровой или метелевый перенос снега на склоны определенной экспозиции, накопление его, а затем и льда — иногда и ниже хионосферы. Большая роль ветрового переноса отмечалась для многих горных стран СССР (Тянь-Шаня, Кавказа, Хибин и др.). По наблюдениям автора, оледенение Карпат было обусловлено преимущественно ветровым переносом. Сохранившиеся огромные каровые «котлы» и глубокие нишеобразные долины (до 400 м глубины), как и осложняющие их мелкие современные (сезонные) кары на полонинах Апшинец, Свидовец, Ворожечек и других развиты в основном на восточных и юго-восточных склонах, поэтому хребты резко асимметричны. Флаговая ель у верхней границы леса всюду подчеркивает западное и северо-западное направление ветров.

Влияние рельефа на оледенение велико. От него зависит разнообразие типов ледников. Кроме того, именно рельеф обуславливает появление ледников в низких широтах (в высоких горах). Различие рельефа влияет также на условия питания ледников, так как накопление снега неодинаково при разном характере расчленения, уклонах, форме склонов и др. На склонах большей крутизны даже при благоприятных климатических условиях снег не задерживается. Чем меньше мощность оледенения, тем больше влияние рельефа на морфологию ледников. Мощность Гренландского ледяного щита достигает 1900 м, поэтому там рельеф не играет роли, он скрыт подо льдом. То же самое и на значительной части Антарктического материка, где мощность льда еще больше.

Влияние тектонического режима определяется интенсивностью поднятия: чем выше поднимается рельеф, тем большая его часть попадает в хионосферу. Кавказ, Памир, Тянь-Шань в не-

отектонический этап испытали поднятие и оказались в области хионосферы, нижняя граница которой к тому же опускалась в это время вследствие общего похолодания. Совокупное действие общеклиматических изменений и тектонического фактора явилось причиной более мощного, чем в настоящее время, оледенения гор.

Геологическая структура определяет облик форм рельефа и через них влияет и на типы ледников. В интенсивно расчлененном рельефе образуются долинные ледники, выполняющие понижения рельефа, а на монолитных горных массивах, например, на вулканических конусах, ледяной покров формируется в виде «ледяной шапки». На характер оледенения влияет и распределение горных пород различной твердости, поскольку они определяют сохранность структурных форм и четкость или, наоборот, мягкость очертаний элементов рельефа.

О типах ледников. Климатическая снеговая линия делит ледник на две части: область питания, т. е. накопления фирна и льда, и область таяния, представленную обычно ледниковыми языками, спускающимися ниже климатической снеговой границы. При обильных снегопадах ледники спускаются много ниже климатической снеговой границы (южный склон Гималаев, Кавказ). По различиям в соотношении области питания и области таяния выделяется несколько типов ледников.

Типы ледников объединяются в две группы: покровное оледенение и горное. Типы покровного оледенения менее разнообразны. Чаще всего покровные ледники подразделяют следующим образом.

1. Покровы. Область питания растягивается на большие площади. Ледяные покровы развиты и на выровненных пространствах высоких широт и, при большой мощности оледенения, могут покрывать сложнорасчлененный рельеф. В ледниковое время они были распространены и в некоторых горных странах. Иногда отделяют покровы от щитов, считая, что под щитами следует понимать более мощные покровы. Для них сложность и высота подледникового рельефа не играет заметной роли (Тушинский, 1963). Щиты характеризуются выпуклым профилем — мощность льда убывает к периферии. Благодаря этому у краев современных щитов (Гренландского и Антарктического) местами появляется обнаженный и сложный рельеф, в понижения которого опускаются отдельные ледниковые языки (см. геоморфологическую карту).

Мощность льда имеет большое значение в рельефообразовании. 1 м³ льда весит 0,9 т, следовательно, при мощности льда в 300 м, ледниковое ложе испытывает давление в 270 т/м². Давление увеличивается обломочным материалом, переносимым льдом. При мощности льда до 2000 и более метров (Гренландия, Антарктида) эта нагрузка на поверхность земной коры может вызвать нарушение изостатического равновесия.



Рис. 81. Кар (фото К. А. Рототаева)

2. *Сетчатое оледенение.* Это несплошной ледниковый покров, с торчащими из-под льда отдельными наиболее возвышенными частями рельефа (Шпицберген, Новая Земля). Сетчатое оледенение нередко образуется при деградации ледникового покрова.

3. *Морские ледники.* Как в южных, так и северных полярных широтах, вблизи покрытых льдом континентов образуются морские ледники. Отдельные потоки льда, непосредственно связанные с материковым льдом, выполняют заливы и бухты. Такие подвижные ледниковые потоки имеются в Гренландии и Антарктиде. Разрушаясь, ледниковые потоки дают начало айсбергам — плавающим массивам льда. Особую разновидность представляет *шельфовый лед*, выполняющий область мелководья. Иногда шельфовый лед спаян с материковым покровом, иногда развивается независимо от него. Развитие шельфового



Рис. 82. Троговая долина (вид сверху, на правом борту видно «плечо» (аб) трога — древний уровень нивации; фото А. В. Брюханова)

льда происходит вследствие роста берегового припая. Растущие шельфовые ледники могут обладать способностью локального движения.

4. *Ледники горных стран* большей частью заполняют понижения рельефа и значительно разнообразнее по типам (Щукин, 1961; Тушинский, 1963).

ПРЕОБРАЗОВАНИЕ РЕЛЬЕФА ГОРНЫМИ ЛЕДНИКАМИ

Для ледникового рельефа гор характерны острые резкие формы. Это результат разьедающего действия льда, фирна и снега, т. е. ледниковой экзарации.

Наиболее характерными формами ледникового рельефа в горах являются кары — ниши, в которых располагаются (или располагались ранее) каровые ледники (рис. 81), трог — долины, переработанные льдом (рис. 82), и «бараньи лбы» — сглаженные льдом скалы, вытянутые по движению льда. Нередко они асимметричны — склон, обратный движению льда, является неровным и как бы разломанным.

Рассмотрим кратко образование этих форм, из сочетания которых складывается ледниковый рельеф гор.

Кары. Небольшого углубления, неровности склона в пределах хионосферы достаточно, чтобы в них скопился бы фирн и лед. Неровности на склоне могут иметь различное происхождение. Это может быть водосборная воронка горного ручья, впадина от обвала, оползня и др. Склоны интенсивно разрушаются морозным выветриванием, а лед накапливается до тех пор, пока не начинает перетекать через нижнюю (по склону) стенку углубления. Стенка образует порог (ригель), отделяющий кар от нижележащего склона. Далее в зависимости от крутизны склона, от его рельефа при интенсивном снегонакоплении или образуется небольшой язык, или, если углубление расположено в водосборной воронке, долинный ледник. Язык ползет вниз, а на крутых склонах — периодически обрушивается. Летом из-под языка вытекает вода; она течет и по поверхности льда. Продукты выветривания стенок кара удаляются водой и льдом. Ниша растет, приобретает циркообразную форму. Благодаря выветриванию и отступанию стенок рост интенсивен. По окраинам фирнового пятна идет как бы подкапывание скалистых склонов цирка, так как в летнее время днем стенки увлажняются тающим фирном и интенсивно нагреваются, а во время ночного охлаждения растрескиваются и разрушаются. Поэтому стенки, отступая, остаются крутыми, а очертания фирнового пятна придают им форму полукруга, открытого вниз по склону. Развиваясь, кары все глубже вгрызаются в склон. Пока существует в цирке лед и продукты выветривания удаляются — это деятельные кары.

Если цирки расположены на близких высотах, что бывает при незначительной энергии оледенения, когда примерно на одном уровне образуются небольшие ледники, на склоне может сформироваться выровненная поверхность с уцелевшими от разрушения остатками отдельных скалистых перемычек — каровая ступень или поверхность карового выравнивания (морозно-нивальный или нивально-ледниковый педимент). При значительном оледенении на неровном склоне гребня в верховьях долин кары располагаются один над другим в виде лестницы. Нижний представляет верхний конец долинного ледника. Иногда лестница каров образуется на боковом склоне к долине. Уступы каровой лестницы представляют усиленные экзорацией неровности доледникового профиля склона. Иногда такие лестницы каров разрушают массив со всех сторон, образуя острые вершины — «карлинги» (г. Ужба в Сванетии и др.; рис. 83). При стаивании льда развитие каров идет иным путем. Иногда во влажном климате на дне кара благодаря ригелю остается озеро. Каровые озера широко известны в высоких горах с современным оледенением. Образованию озера после стаивания ледника способствует и подпруживание воды фирновой морской — обломочным материалом, образовавшимся вследствие



Рис. 83. Карлинг (Кавказ) (фото К. А. Рототасва)

разрушения склонов. Морена накапливается уже после того, как деятельный кар переходит в недейтельный. Выветривание продолжается, но уже нет фирна, поддерживающего крутизну стенок, и стенки могут, разрушаясь, выколаживаться. Этому благоприятствует и то, что материал не уносится, а скапливается на дне кара. Озеро засыпается, по склонам начинают развиваться эрозионные борозды. Дно озера повышается, но повышается и уровень воды, так как происходит сток со склонов в озеро. Вода может перетечь через ригель, перепилить его и вызвать спуск озера. Когда склоны кара достигнут пологих уклонов, и разрушение их замедлится, щебень будет измельчаться на месте, в результате чего образуется мелкозем, а затем и почвенный слой. В дне кара появится альпийский луг. Только иногда остатки фирновой морены, кое-где сохранившиеся озерные отложения, да общий облик формы будут свидетельствовать о том, что когда-то здесь был кар.



Рис. 84. Нижний конец ледникового языка (Б. Азау), засыпанный морской; на правом борту — боковая троговая долина, подвешенная над главной (фото А. В. Брюханова)

Троги. Долины горных стран, подвергавшихся оледенению, преобразованы ледником, вследствие чего они отличаются специфическими морфологическими особенностями: 1) прямолинейностью (сравнительной); 2) «корытообразной» формой: крутосклонная (в нижней части) долина как бы вложена в более широкую и обладающую более пологими склонами (см. рис. 82); 3) ясно выраженным перегибом склона (край трогоа, *a*); 4) наличием плеча трогоа (*ab*) со следами полировки льдом, несущим обломочный материал; 5) присутствием бараньих лбов на «плече» и 6) порогов в продольном профиле (ригели).

После стаивания ледников долины боковых трогов нередко висят над главной, образуя устьевую стень (рис. 84; Щукин, 1961). Днище трогоа нередко выполнено продуктами ледниковой аккумуляции — мореной и водноледниковыми образованиями. Разъедавая рельеф, ледники выносят огромное количество материала, который образуется выветриванием, работой самого ледника, талыми ледниковыми водами. Часть материала уносится за пределы области оледенения.

На поверхности льда из обломочного материала формируются *боковые* (из них образуются «террасы оседания» после стаивания ледника; по Щукину, 1961), *срединные* и у конца ледника



Рис. 85. Моренные «дорожки» на движущемся ледниковом языке. Видно, жутся (южный склон Эльбруса) (фото А. В. Брюханова)

конечные морены (рис. 85). Иногда при сравнительно пологих уклонах подледникового ложа конец языка оказывается погребенным под моренным материалом (см. рис. 84).

По положению в толще льда моренные отложения разделяются на *поверхностные, внутренние* и *донные*. Материал, остающийся после стаивания ледника, представляет *основную морену*. В нее входят и поверхностные, и внутренние, и донные. Горные морены обычно состоят из обломочного материала, отличающегося (особенно в конечных моренах) плохой сортировкой, плохой обработкой, отсутствием слоистости.

После отступления ледника трог вновь преобразуется эрозией. Эрозия может сгладить неровности ложа, размыть ледниковые отложения, а склоновые процессы и боковая эрозия — разрушить, сгладить плечо и край трога. Но морфологические следы



что продукты выветривания у правого борта ледника не дви-

кое-где останутся. Эти следы наряду с моренным материалом помогают установить наличие древнего оледенения там, где нет современных ледников.

Как известно, под ледниковой экзарацией понимается способность движущегося льда воздействовать на коренные породы своего ложа: отламывать куски породы, шлифовать, исчерчивать (ледниковая штриховка) и полировать ее поверхность, выпахивать понижения и т. д. Однако мнения о большем или меньшем удельном весе механической работы льда в общем разрушении, производимом льдом, с давних пор расходились. В начале столетия Мартонн и некоторые другие считали, что значение механической ледниковой эрозии переоценивается. Позже такие же высказывания появились в работах Тянь-Шанской высокогорной станции ИГ АН СССР, Г. К. Тушинского



Рис. 86. Ледниковый язык с моренной «дорожкой». По обе стороны языка текут ручьи, сливающиеся с подледниковым ручьем. У правого борта — подрезанные эрозией ледниковых ручьев береговые морены. На заднем плане — ледопад (фото А. В. Брюханова)

(1963) и др. Если рассмотреть морфологию долинных ледников горных стран, то ряд признаков указывает на такое распределение движения, которое ограничивает возможность ледниковой экзарации в обычном ее понимании. Указанные выше морфологические особенности трогов могут быть объяснены без участия экзарации.

1. Лед в пределах языка двигается с неодинаковой скоростью. Это отражено в морфологии ледникового языка. Его части, расположенные у бортов троговой долины, неподвижны; между краем льда и бортом обычно имеется щель (см. рис. 85 и 86), по дну которой летом течет вода (что было известно еще в прошлом столетии). Зимой этот канал заполняется снегом, весной снег растаивает, начинается морозное выветривание, активизирующееся близостью края ледника и замерзающей ночью талой водой. Канал возобновляется. Воды стекают в него и способствуют удалению продуктов выветривания. Крутизна бортов троговой долины увеличивается. В период продолжающегося роста ледника язык его расширяется не только за счет поступления фирна и льда из области питания, но, хотя и медленно,



Рис. 87. Распределение трещин на леднике и ледопад (фото А. В. Брюханова)

за счет частичного перехода в фирн и в лед снега, заполняющего канал. Поэтому и долина, сохраняя борта крутыми, расширяется.

Поскольку в области языка лед почти не соприкасается с бортами, его механическое воздействие на борта ограничено. Морена на поверхности ледника образуется не в результате «отрыва» льдом породы, а вследствие физического выветривания пород, более активного у края льда. Движение поверхностных слоев льда вытягивает моренный материал в цепочку (см. рис. 86). Активно двигаются участки ледникового языка, расположенные ближе к его середине. Об этом убедительно свидетельствуют моренные «дорожки», расположение трещин на леднике, скопление продуктов выветривания у бортов (см. рис. 84—86).

2. Придонные слои льда в «языке» двигаются слабо. В период таяния летом вода под языком ледника также способствует торможению движения придонных слоев. На рубеже подвижных и неподвижных слоев льда (вверх по разрезу толщи льда), где скорость движения падает, образуются трещины, захваты



Рис. 88. Ледник и ледниковое озеро, подпруженное мореной. Видны трещины. Моренные «дорожки» показывают сложное распределение движения в леднике (фото А. В. Брюханова)

вающие верхниедвигающиеся слои льда. Трещины образуются и на выступах коренных пород. Если уклоны большие, питание интенсивное, и коренной рельеф ложа неровный, с уступами, на уступах двигаются и придонные слои средней части языка. В рельефе языка образуются ледопады (рис. 86 и 87). Уступы какое-то время подвергаются механическому воздействию льда. Но оно может прекратиться по мере увеличения толщи ледникового языка или интенсивного пропитывания его влагой при таянии. Крутизна уступов будет сохраняться до тех пор, пока существует ледник, образующий в своей нижней части у их подножия ледяной «забой».

3. Прямолинейность троговых долин объясняют тем, что ледник спрямляет свою долину, срезая выступы коренных пород. Но и это происходит не в результате его механического «удара» на породу. Физическое выветривание разрушает выступы быстрее, чем ровные участки бортов долин. У выступов на современ-



ных ледниках Кавказа всюду лежит обломочный материал, но он не вытягивается в цепочку (рис. 85 и 88), что говорит об отсутствии движения льда у бортов. Материал разрушается процессами выветривания на еще более мелкие обломки и уносится с поверхности ледника талой водой.

4. «Плечо» трога формируется в период активного роста ледника, когда каналы почти не образуются или, возникая, быстро заполняются, и язык расширяется. Интенсивное разрушение морозным выветриванием склонов у границы льда вызывает отступление их на этом уровне. Лед продвигается за отступающей стенкой, а при последующем его сокращении образуется площадка — «плечо» трога. Достаточно небольшого карниза, перегиба, чтобы появился базис разрушения вышележащего склона, а дальше склон будет отступать, разрушаясь на этом уровне процессами морозного выветривания и нивации уже без участия ледника. Снег, задерживаясь весной у подно-



Рис. 89. «Бараний лоб», образованный снегом (фото К. А. Рототаева)

жия, образует снежный «забой», как и при образовании каров или гольцовых террас. В горах, где склоны круты, материал быстро сносится. При расширении «плеча» часть материала задерживается на нем и образуется своеобразный нивально-солифлюкционный рельеф. Плечо становится уровнем нивации, к которому далее привязываются процессы разрушения склонов (см. рис. 48 и 82). Таким образом, «плечо» трога — это разновидность особого морозно-нивно-ледникового педимента; механизм образования тот же (см. главу XVI), хотя процессы несколько иные. В Эльбрусском районе наблюдается три таких уровня нивации — «плечо» трога, ныне лежащее выше поверхности языка, древняя снеговая линия, к которой привязаны прежние каровые ниши, более древние осыпи и т. п., современная снеговая линия.

5. Полированные участки породы на «плече» и в днище трога также не всегда являются результатом механического истирания льдом. В период растаивания мощность льда на поверхности коренных пород уже невелика (на «плече» трога, в днище трога, и, наконец, в любом месте на обнаженной коренной породе); подтаивая, он дает достаточное количество воды для увлажнения породы. Происходит подледное морозное и химическое выветривание, размельчение породы сверху и образование мелкозема, изменение состава породы с поверхности, вы-

нос мелкозема талой водой. В результате длительного выветривания, а также смены замерзания и оттаивания и, следовательно, смачивания и стаивания, поверхность породы подо льдом становится гладкой. Сходным образом после стаивания языка оглаженные скалы образуются и под снегом (рис. 89). Изучение химизма процессов подледного выветривания является интересной задачей.

Формы подледного выветривания и размыва талыми водами напоминают типичные «бараньи лбы», хотя и без выраженного разломанного нижнего конца. Нередко в образовании таких форм в некоторых районах принимает участие и интенсивное солифлюкционное движение обломочного материала разной крупности. Двигаясь по скалистому ложу, солифлюкционный поток (см. в главе XVI) сглаживает и исчерчивает выступы ложа (рис. 90).

По-видимому, формирование многих трогов протекает без участия механического воздействия льда на горную породу. В период активного роста ледников, когда расширяются трюги и растет «плечо», лед у бортов долины играет роль ледяного «забора», который вызывает подкапывание, отступление бортов и расширение долины. Еще много лет назад так объясняли образование каров и каровых ступеней. Однако то же происходит и при образовании трогов, разница только в более активном движении льда и в способности его переносить большое количество материала.



Рис. 90. «Баранний лоб» на юго-восточном склоне гольца Сохондо. На левом склоне видны солифлюкационные полосы

6. Что касается ледниковой штриховки, то она не имеет столь значительного распространения, как это принято считать, хотя и возможна на коренных породах при активном движении льда, содержащего валунный материал. Но и в горном, и в покровном ледниках ее образование ограничено в силу того, что придонные слои льда движутся большей частью слабо или вообще не движутся.

Из этого не следует отрицание механической работы льда вообще. Она очевидна на уступах ложа языка ледника при активном движении и малой мощности льда; возможна при активном движении материкового льда. Известно, что скорость выводных ледников Антарктиды достигает до 500 м/год. Там лед производит механическую работу. Однако, сопоставив все вышесказанное, можно расширить понятие «ледниковая экзарация» и считать, что она не представляет только механического воздействия льда на горную породу.

Ледниковая эрозия идет одновременно с эрозией ледниковых ручьев. Ручьи перебивают, переносят и переоткладывают моренный материал, образуя водноледниковые (флювиогляциальные) отложения. В горных долинах ниже скоплений конечных морен они создают террасы. Врезание и образование уступа террасы происходят в период таяния (отступления) ледника. Перенос водой моренного материала современных ледников в летнее время происходит непрерывно. Этот материал нередко служит основой для образования русловой фации динамических горных пойм (см. рис. 65).

Сливаясь между собой, флювиогляциальные террасы образуют так называемые *долинные зандры*.

Флювиогляциальные отложения от аллювиальных отличаются резким несоответствием характера обработки материала с его залеганием. Многократно перебиваемый и переоткладываемый (из морен) материал отличается хорошей обработкой и, как правило, беспорядочным залеганием: плохой сортировкой и грубой слоистостью. В верховьях долины, ближе к леднику, обработка материала значительно хуже.

Большая рельефообразующая роль принадлежит ледниковым селям, образующим в главных долинах конусы, высотой в несколько десятков метров, с валунами до 2—3 м в диаметре (Тушинский, 1963 и др.).

В разных горных странах насчитывается неодинаковое число оледенений. В Альпах устанавливают четыре оледенения. На Кавказе большинство исследователей выделяет три оледенения; в горах Восточной Сибири и Забайкалья — два, а иногда тоже три. В доказательство множественности оледенений горных стран приводят обычно наличие троговых долин, вложенных одна в другую, нескольких поперечных гряд конечных морен в долинах, нескольких флювиогляциальных террас и др. Однако даже совокупность всех этих фактов может быть объяснена постепенным отступанием ледника, сопровождающимся временными оста-

новками. Палеогеографические реконструкции для горных стран производятся на основании изучения рельефа, а также анализов остатков флоры, фауны и пыльцы растений. Но эти данные для разных горных стран пока плохо сопоставимы и в настоящее время недостаточны. По мнению К. К. Маркова, множественность оледенений гор Советского Союза не доказана даже для наиболее изученного Кавказа (1955).

РЕЛЬЕФ ОБЛАСТЕЙ ПОКРОВНОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ

Ледниковые покровы Европы и Северной Америки после растаивания оставили своеобразные как денудационные, так и аккумулятивные мезоформы рельефа. Они изменили экзогенный рельеф территорий, подвергавшихся оледенению. Реликтами ледниковой эпохи являются многие аккумулятивные равнины на близко залегающем основании (см. геоморфологическую карту Мира).

Распространение ледниковых форм зонально. В возвышенных и горных районах, где располагались центры оледенений (Скандинавия и Балтийский щит, Лабрадор, Скалистые горы) хорошо выражены формы ледниковой экзарации. Рассмотрим их на примере Финляндии. От побережья в глубь страны тянутся расположенные цепочками озера, вытянутые по движению льда. Большая часть озерных котловин представляет скалистые понижения, обнаруживающие тесную связь с трещинной тектоникой, как и в Швеции, Норвегии, Северной Америке. Многие озера в плане имеют вид речной долины, хотя и разделяются скалистыми перемычками. Перемычки нередко отполированы, со следами штриховки (рис. 91). Озера изобилуют скалистыми островами, большей частью представляющими «бараньи лбы». Прекрасной сохранности «бараньи лбы» наблюдаются по берегам Финляндии, где они образуют шхерный берег.

Многие озера превратились в болота; некоторые спущены реками. Долины рек области ледникового сноса молоды; продольный профиль невыработан, сток неурегулирован. Участки узких глубоких долин с крутым падением рек, с порогами, бурным течением чередуются с озеровидными расширениями, где продольный профиль русла пологий, течение медленное. Рельеф не освоен речной сетью. В единых долинообразных понижениях существуют изолированные озерные бассейны. Лишь местами скалистые перемычки пропилены, и озера нанизываясь одно за другим образуют единый водоток. Но этот процесс далеко не закончен.

Для этих районов характерны также сельги — гряды, сложенные коренными породами, ориентированные так же, как и понижения с озерами — по движению льда.

Все эти формы обычно объясняют выпахивающей способностью движущегося льда (экзарацией). Они развиты и в невысоких



Рис. 91. Озерно-ледниковый рельеф в коренных породах. Очертания озера напоминают реку (оз. Мелкрен в Швеции) (фото А. М. Маринича)

горах полуострова Лабрадор (горы щитов), и в пределах денудационной равнины Канадского щита. В СССР они хорошо представлены в Карелии, на Кольском полуострове они выражены плохо, что отчасти обусловлено последующей переработкой этих форм процессами послеледниковой солифлюкции, отчасти небольшим движением льда. Это подтверждается сохранением на возвышенностях коры выветривания (Сидоренко, 1957). Отсутствие форм ледниковой экзарации и наличие доледниковой коры выветривания обусловлены и тем, что большей подвижностью обладают именно верхние (по разрезу) толщи льда.

В Карелии, в районе Ладожского озера, реки Вуокса наблюдаются «бараньи лбы», ванны выпаживания. Рельеф Карелии более сходен с рельефом Финляндии, чем с рельефом Кольского полуострова. Однако освоение рельефа речной сетью в Карелии продвинулось далее, чем в Финляндии.

Ландшафт ледниковой экзарации чередуется с формами ледниковой и водноледниковой аккумуляции — конечно-моренными

гряды, друмлины, озы, камаи, моренными холмами, долинными зандрами. Наибольшего развития формы ледниковой аккумуляции достигают к югу от области экзарации. В долинах и других понижениях доледникового рельефа, по которым стекали талые воды в период стаивания ледника, расположены долинныи зандры.

Ближе к южной границе максимального распространения льдов и в Европе, и в Северной Америке ледниковый аккумулятивный рельеф сильно переработан флювиальными процессами («вторичные» моренные равнины, по А. А. Борзову). Формы ледниковой аккумуляции там отсутствуют, и только ледниковые отложения, содержащие валуны чуждых пород, указывают на то, что и здесь был лед.

В Северной Америке рельеф ледниковой аккумуляции лучше всего сохранился в районе Великих озер и к северу от них, а в европейской части СССР — в Прибалтике, Карелии, на Валдайской возвышенности.

На севере Западной Сибири формы ледниковой аккумуляции выражены хуже, так как оледенение здесь, по данным А. И. Попова, было синхронно бореальной трансгрессии и незначительно.

К югу от границы максимального оледенения располагаются зандровые равнины, сохранившиеся в настоящее время в крупных понижениях доледникового рельефа, представляющих области прогибания (см. геоморфологическую карту). На Русской равнине к таковым относятся Мещёра и Полеская низменная равнина.

Воды, которые текли по поверхности стаивающего ледника и образовавшиеся при таянии края ледника, сливались вместе, растекались широким фронтом, блуждая перед ледником. В результате спада скорости воды, попадавшей с поверхности льда в грунт, начиналась аккумуляция. Блужданию ледниковых вод способствовало и промерзание грунта, неизбежно распространявшееся южнее края ледника (Марков, 1955). По долинам рек ледниковые воды, отложив основную массу материала, текли дальше. После спада ледниковых вод и вреза в водноледниковые отложения в долинах образовались обширные террасы. Зандровые образования продвигались вслед за растаивающим краем льда. Чем далее от края ледника, тем тоньше по литологическому составу становились эти отложения. Тонкие фации зандровых отложений на юге Украины перекрывают и невысокие водораздельные равнины, образуя особую разновидность покровных суглинков. Местами они носят лёссовидный характер.

Зона, располагавшаяся у края ледника, получила название *перигляциальной*. Здесь формировались своеобразные элементы рельефа и фации осадков.

Перигляциальные явления не являются прямым следствием оледенения, а представляют результат суровых климатических условий, господствовавших и у края ледника, и в районах, где оледенения не было. Например, хотя Восточная Сибирь в течение ледникового периода находилась в условиях, неблагоприятных для развития оледенения, географическая обстановка этого времени допускала широкое развитие типичных перигляциальных процессов. Низкие температуры и сухость климата привели к почти повсеместному развитию мерзлоты на равнинах и в горах. Благодаря мерзлоте интенсивное морозное выветривание и солифлюкция обусловили в горах Восточной Сибири гольцовую денудацию, образование мощных скоплений солифлюкционного материала (псевдоморен).

Таким образом, рельеф областей покровного оледенения разнообразен и зонален, что вызвано убыванием ледниковых покровов (как Северной Америки, так и Европы) к югу, большей переработкой форм ледниковой аккумуляции флювиальными процессами на юге и своеобразием рельефа северных областей, где ледниковый покров сохранялся дольше.

ФОРМЫ ЛЕДНИКОВОЙ АККУМУЛЯЦИИ, ИХ ПРОИСХОЖДЕНИЕ

Формы ледниковой аккумуляции. Конечные морены. В Северной Америке и в Европе выделяются большие по площади «гряды» конечных морен. На Русской равнине к ним относятся Валдайская, Смоленско-Московская и ее отрог — Клиско-Дмитровская и др. В Северной Америке такие гряды расположены к югу от Великих озер. Все они представляют возвышенности доледникового рельефа, перекрытые разнообразными ледниковыми и водноледниковыми образованиями. Фактически это аккумулятивные равнины на близко залегающем коренном основании, хорошо выраженные, как видно и на геоморфологической карте, в мегарельефе Земли.

Лишь местами у таких выступов наблюдаются перемятые и залегающие в обратной последовательности (более древние — на более молодых) ледниковые и доледниковые отложения. Это так называемые *напорные морены*, образовавшиеся при движении льда. Они имеют локальное распространение, коротки и не всегда приурочены к выступам коренных пород. *Моренные равнины (или равнины основной морены)*. Отличаются холмистым рельефом, в котором невысокие (10—15 м) холмы, беспорядочно расположенные, чередуются с плоскими западинами, иногда заболоченными или занятыми мелкими реликтовыми озерами (рис. 92). Сложены холмы и «типичной мореной» — грубым несортированным суглинком с валунами — и (чаще) песчано-гравийно-галечными отложениями.



Рис. 92. Холмистая водноледниковая равнина (фото Г. Д. Сулимова)

Крупные моренные холмы и гряды. Большой частью они ориентированы по движению льда, достигают больших высот (25—30—50 м) и располагаются у внутренних (по отношению к движению льда) выступов доледникового рельефа.

Крупные озерные котловины. В рельефе ледниковой аккумуляции многие более крупные озера сосредоточены в беспорядочно разбросанных котловинах, разнообразящих моренный рельеф. Нередко они располагаются цепочками, напоминая рельеф денудационных равнин Финляндии — с той разницей, что и перемычки, и берега котловин сложены разнообразными ледниковыми отложениями. В Прибалтике и Карелии этот рельеф слабо переработан флювиальными процессами; сток из озер только начинается. Некоторые озера расположены в удлинённых котловинах, имеющих отчетливую ориентировку параллельно краю прежнего ледника.

На месте многих крупных озер, уже спущенных, в современном рельефе остались пологие низкие *озерно-ледниковые равнины*, нередко заболоченные, сложенные ленточными отложениями (см. гл. V). Они приурочены к понижениям коренного рельефа.

Камы и камовые равнины. Камовые равнины отличаются от равнин моренных тем, что они несколько более плоски и сложены преимущественно тонкими глинисто-песчаными или песчаными отложениями. Отдельные крупные камовые холмы могут возвышаться над камовой или моренной равниной на десятки метров (рис. 93).

Озы. Озы большей частью представляют узкие и длинные гряды, протягивающиеся в направлении движения льда. Высота их колеблется от нескольких до 40—50 м, ширина от десятков метров до сотен там, где озовые гряды сливаются между собой. Некоторые озы тянутся на десятки километров. Иногда они не считаются ни с доледниковым рельефом, ни



Рис. 93. Единичные крупные камы (фото Г. Д. Сулимова)

с рельефом ледниковой аккумуляции, накладываясь на него. Слагаются озы или песчано-гравийно-галечным материалом, плохо слоистым и плохо сортированным, или тонкими песками с прекрасной слоистостью. Нередко в верхней части озов и камовых холмов залегают валунные суглинки (до 1—1,5 м мощности), словно плащ, одевающий холм.

Друмлины. Друмлины представляют собой удлиненные холмы от 10—15 до нескольких десятков метров высотой. Все холмы располагаются кулисообразно и ориентированы по направлению движения льда (см. рис. 14). Скопления их образуют так называемые друмлинные поля. Строение друмлин разнообразно, слагаются они валунным суглинком, иногда песчано-гравийно-галечными отложениями, с отдельными линзами валунного суглинка. Западины между друмлинами большей частью заболочены.

Происхождение форм ледниковой аккумуляции. Образование ориентированных форм ледниковой аккумуляции большинство исследователей связывает с таянием льда при его движении, т. е. с так называемым активным льдом (Марков, 1955); формы, лишенные ориентировки, — с таянием мертвого льда, потерявшего связь с областью питания и утратившего способность двигаться (Флинт, 1929; Марков, 1955).

В последние годы начались систематические исследования современных покровных ледников Гренландского ледяного щита, остаточного покрова Северной Земли, Антарктики. Отдельные работы по изучению горных ледников позволяют по-иному рассматривать многие, когда-то незыблемые положения о движении ледников.

Успехи Советского мерзлотоведения дали возможность по-новому объяснить некоторые морфологические и литологические особенности результатов ледниковой аккумуляции и тем са-

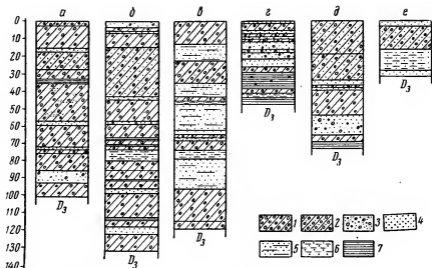


Рис. 94. Разрезы ледниковых отложений центральной Латвии (сост. Г. Д. Сулимовым):

а — скважина на возвышенной равнине (Цесисский район) абс. высота 204,52 м, б — на холме Яуншьебалга, абс. высота 231,17 м, в — в долине ручья Лаутере, абс. высота 199,21 м, г — на склоне холма у хутора Кеньги, абс. высота 170,8 м, д — на холме у хутора Апостес, абс. высота 166,20 м, е — на плоской равнине (Айвиесте), абс. высота 96,31 м.

1 — моренный суглинок с валунами, 2 — моренная супесь с гравием и галькой, 3 — песок равномерно-зернистый с гравием и галькой, 4 — песок мелкозернистый, 5 — песок мелкозернистый и тонкозернистый с прослоями тонкой глины, 6 — алевролит, 7 — глина тонкая

мым несколько иначе истолковать способ образования аккумулятивных ледниковых и водноледниковых форм.

В свете новейших исследований, как в области современного материкового оледенения, так и четвертичного, теории образования некоторых форм ледниковой аккумуляции стали несостоятельными. Прежде всего, совершенно должно быть оставлено представление о типичной морене, как о «грубом несортированном суглинке с беспорядочным включением валунов». Анализ богатого бурового материала, проведенный разными исследователями, а также огромного количества естественных разрезов, позволили сделать бесспорные выводы о неизмеримо большем участии в составе морены песчано-гравийно-галечных отложений, а не суглинистых. К. К. Марковым, А. И. Яунпутнинем и другими указывалось, что в строении холмисто-моренного ландшафта преобладают валунные пески. Действительно, в областях моренно-холмистого рельефа редко можно встретить моренный холм, в котором не было бы песчаных, песчано-гравийных, а иногда и гравийно-галечных отложений. Эти отложения нередко чередуются с «типичной» мореной, причем границы между горизонтами

тех и других отложений не всегда отчетливы. Часто горизонты выклиниваются вдоль по разрезу.

Пестрая смена литологически различных горизонтов наблюдалась автором в Можайском районе, на Валдае и в Латвии как в естественных разрезах, так и в скважинах (рис. 94).

К выводам о преобладании песчаных и песчано-гравийно-галечных, а не суглинистых ледниковых отложений пришли польские ученые. Ими предложен термин «флювиогляциальная морена», выразительно передающий фациальные отличия моренных отложений. Флювиогляциальная морена является преобладающей. Таким образом, понятия «моренные отложения», «моренный рельеф» приобрели новое качество.

Многие исследователи считают, что на большей части территории покровного оледенения ледник стаивал, будучи неподвижным, «мертвым». При растаивании неподвижного ледникового покрова весь материал, содержащийся в теле ледника, перемывался ледниковыми водами, в том числе и отложенный ранее в трещинах. Фациальные и литологические различия материала отражают режим таяния, определяющийся количеством тепла, коренным рельефом, размерами ледяных полей, мощностью льда, количеством и крупностью материала и его неодинаковым содержанием в толще льда. Для внутриледниковых областей трудно провести границу между «ледниковыми» и «водноледниковыми» отложениями, так как «работа» неподвижного льда — это, по сути, работа талой воды (см. карту типов денудации и аккумуляции). По всей вероятности, к «типичным» водноледниковым можно отнести озерно-ледниковые отложения крупных бассейнов, расположенных в котловинах доледникового рельефа, а также осадки проточных талых вод, отложившиеся в локализованных потоках — ложбинах стока талых вод (зандры, флювиогляциальные террасы), приуроченных к понижениям коренного рельефа.

С. Н. Никитин в 1887 г. доказывал, что в покровном леднике конечно-моренные гряды не представляют аккумулятивных образований, а приурочены к выступам коренного доледникового рельефа, которые служили препятствием на пути движущегося льда. Далее это положение было обосновано А. А. Борзовым и позже нашло отражение во многих работах. Новый материал о природе «конечно-моренных» гряд появился в работах финских ученых, а затем и советских. В 1929 г. Лейвиске была описана гряда Сальпаусельке, как сложенная слоистыми песчано-гравийно-галечными отложениями с редкими и небольшими линзами валунного суглинка. В 1960 г. во время экскурсии XIX Международного конгресса мы убедились в том, что гряда сложена коренными породами и перекрыта водноледниковыми (рис. 95), переходящими в озерные у северного склона гряды.



Рис. 95. Разрез гряды Сальпоусельке (фото А. М. Маринича)

Многими учеными было описано подобное строение «конечно-моренных» гряд в разных районах — в Эстонии, в Литве, на Украине, на Кольском полуострове (Рухина, 1959), в Канаде (Бриан, 1955).

Песчано-гравийно-галечные отложения с хорошо выраженной слоистостью преобладают и на Валдайской, и на Клиско-Дмитровской грядках, и в Латвии. Эти отложения по фациям разнообразны: озерные, тонкозернистые и тонкослоистые осадки; неслоистые, хорошо сортированные песчано-гравийные промытые отложения проточных вод; более грубые гравийно-галечные, валунные суглинки. Е. В. Рухина указывает, что конечно-моренными такие отложения в Лисинской гряде (и, очевидно, во многих других) сочтены потому, что в условиях плохой обнаженности, без буровых данных, нередко видны были лишь залегающие сверху валунно-суглинистые, преимущественно псевдоморенные образования. Крупные валуны, залегающие в верхней части разреза моренных и камовых холмов, оказались там в результате вымерзания валунов в процессе мерзлотной сортировки материала. Валунные горизонты представляют разновидность псевдоморены.

Установленные Е. В. Рухиной плащеобразно залегающие гори-

зонты псевдоморены на камах, образующиеся при солифлюкционном сползании и вымерзании валунов, позволяют объяснить происхождение некоторых камов без участия так называемой «типичной» морены.

Следует согласиться с К. К. Марковым и Е. В. Рухиной, что термин «конечная морена» в применении к аккумулятивным образованиям покровного льда в настоящее время вряд ли уместен. Термин «краевые образования», объединяющий разные по происхождению формы ледниковой и водноледниковой аккумуляции, подходит значительно больше.

Естественно, что наиболее полно и разнообразно формы ледниковой аккумуляции развиты у выступов коренного рельефа, хотя и не потому, что выступы всегда могли являться «препятствием движущемуся льду». Они создали более сложную обстановку при таянии, обуславливая сток и перенос материала текущей талой водой по склонам, застаивание вод и образование озерных бассейнов у края возвышенности, обращенного в направлении, обратном уклону местности.

Вероятно, коренной доледниковый рельеф и другие указанные выше причины изменчивости таяния обуславливают не только фациальные различия ледниковых отложений, но и разнообразие аккумулятивного ледникового рельефа, как в строении форм, так и в отношении их ориентировки. Например, холмистый рельеф равнины основной морены образуется на относительно ровных пространствах при таянии льда, длительное время неподвижного, потерявшего связь с областью питания и в различных своих участках содержащего неодинаковое количество обломочного материала разной крупности. Преобладание валунно-суглинистых или песчано-гравийно-валунных и других литологических разностей в таком рельефе в значительной мере зависит от быстроты таяния и его большей или меньшей равномерности. При замедленном таянии, когда замерзание и растаивание неоднократно сменяет друг друга во времени, у краев неподвижных ледниковых покровов талые воды растекаются с очень небольшой скоростью, местами застаиваются, и материал далеко не переносится. Происходит отложение сортированного и плохо перемытого материала с нечетко выраженной слоистостью.

При таком «недружном» таянии край ледника, растаивая и отступая, распадается на отдельные обтаявшие глыбы, окруженные со всех сторон недавно вытаявшим и недалеко перенесенным материалом. Талые воды от позже растаивающих глыб льда задерживаются ранее вытаявшим материалом, что при малых уклонах коренного рельефа приводит в дальнейшем к образованию линз озерных отложений. Иногда линзы озерных отложений образуются и при дружном таянии, при замедлении потока талых вод и распадении его на отдельные «лужи», как

бывает в русле, если резко уменьшается живая сила реки. В таком случае образуются камовые равнины и озерно-ледниковые, широко развитые в Латвии, в Литве. Камовые равнины — это образованная в условиях большого обводнения и некоторого застывания вод разновидность «моренно-холмистого» рельефа. При стекании талых вод в понижения доледникового рельефа образовывались озерные бассейны, а впоследствии — озерно-ледниковые равнины.

Весь отложенный и неоднократно промерзающий материал подвергался и различной мерзлотной переработке, продолжающейся некоторое время и после стаивания ледника. При этом происходила мерзлотная сортировка материала, вымораживание более крупных валунов наверх, образование структурных грунтов, растекание и оплывание материала. На ровных участках процесс аккумуляции в перигляциальных условиях был сходен с аккумуляцией в поймах равнинных рек, протекающих в условиях вечной мерзлоты. Промерзшие участки отложенного талой водой материала способствовали большему растеканию талой воды и большему замедлению ее течения.

Следы всех этих процессов в настоящее время сохранились в виде описанных и в польской, и в советской литературе земляных клиньев и горизонтов псевдоморены с характерной облекающей слоистостью на различных формах холмистого рельефа.

Мерзлотные процессы осложняли холмистый рельеф. Промерзание вначале предохраняло грунт от размыва, а оплывание склонов при таянии мерзлого грунта придавало холмам более округлые очертания. Многие участки застойных талых вод, промерзая, заносились ледниковым материалом, а в дальнейшем, при их растаивании, образовывались просадки.

При более интенсивном и быстром таянии в составе отложений преобладает промытый и сортированный материал, отложенный текущей талой водой. Формы аккумулятивного рельефа и в этом случае зависят от коренного рельефа, а также от равномерного или неравномерного таяния, от степени загрязнения льда материалом и от различного его количества в разных участках ледника. Если уклоны доледникового ложа были сравнительно большими, например, на склонах возвышенностей доледникового рельефа, то при интенсивном и дружном таянии скопления вытянувшегося материала, холмистые прежде всего вследствие неравномерного содержания этого материала в толще льда, неоднократно перемывались и переоткладывались. Нередко отложения таких холмов представлены хорошо отсортированным и слоистым песком, особенно в верхних частях разреза, так как процесс перемывания больше захватывал верхние горизонты. Проточные воды обуславливали размыв и частичный унос материала и образование холмов, ориентиро-

ванных по склону возвышенности доледникового ложа, обращенного в направлении общего уклона местности (по движению льда).

Как известно, возвышенности раньше освобождались от льда, лед в низинах задерживался дольше. Поэтому сток со склона, обратного «движению» льда, некоторое время подпрудивался медленно растаивающим льдом. Накопление материала происходило параллельно краю льда, причем более грубый материал отлагался ближе к склону. По мере отодвигания льда, растаивающего и с поверхности, и с краю, между краем и этими аккумулятивными накоплениями, долгое время считавшимися «конечными моренами», отлагались осадки почти стоячих вод — так называемых плотинных озер.

Таким образом, по-видимому, нет принципиальной разницы в образовании моренных холмов, холмов водноледниковых, так называемых «конечно-моренных» и камов¹. Все многообразие этих аккумулятивных форм может быть объяснено доледниковым рельефом и другими предпосылками неодинакового режима таяния (см. выше).

Вышесказанное не исключает возможности иного образования некоторых отдельных форм. Например, камы могли образовываться в ледниковых пещерах (Герасимов и Марков, 1939); к отдельным крупным камам типа единичных сложно построенных камовых холмов в Латвии (Гайзинькалнс и др.), возможно, применимо объяснение Н. А. Ансберга, который считал, что при растаивании льда и быстром его спаде на возвышениях доледникового рельефа лед протаивал быстрее, в результате чего во льду образовались озера. При дальнейшем растаивании тонкослоистые озерные осадки плащом легли на склоны холмов.

Особый интерес представляют озы. Наиболее принятой теорией образования озов долго являлась теория их подледникового происхождения. Возможно, что отдельные озы и образовались в понижениях доледникового рельефа, но на местности с большими уклонами, так как трение при движении воды по коренному ложу было значительным. Между тем высказывались предположения и о наледниковом происхождении озов (Марков, 1955). Исследования Н. Г. Загорской (1959) показали, что в летнее время по деградирующему леднику Северной Земли (а таковым был и Европейский ледник в период растаивания) течет огромное количество воды. Нередко она локализуется в мощные потоки, которые тащат большое количество материала, в том числе и огромные валуны. Трение придонной части потока, текущего по льду, неизмеримо меньше, чем если

¹ К. К. Марковым еще в 1939 г. были описаны «камовые» морены, располагающиеся на склонах возвышенностей.

поток течет по земле. Весь этот материал откладывает у края ледника, где потоки, стекая со льда, резко теряют скорость. Такой конус выноса непрерывно растет, следуя за отступающим краем ледника и перекрывая другие элементы аккумулятивного ледникового рельефа (рис. 96).

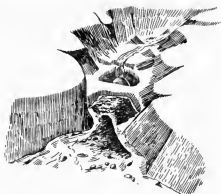


Рис. 96. Конусы выноса у края ледника Северной Земли (рис. Н. Г. Загорской)

Сливаясь вместе, отдельные озовые конусы выноса образуют значительные по площади озовые поля или, по К. К. Маркову, озовые плато (1939). Такое происхождение имеют, по-видимому,

и многие озы Карельского перешейка. В рельефе Карельского перешейка от побережья Финского залива до реки Вуокса преобладают лишённые ориентировки в одном каком-либо направлении сложно и многократно разветвляющиеся гряды и холмы высотой от 10 до 40 м, разделенные понижениями, занятыми озерами или заболоченными западинами. Особенно сложно разветвляются озовые гряды по периферии Карельского перешейка по склонам более возвышенных участков доледникового рельефа. Отсутствие ориентировки и указанное расположение гряд, сложенных гравийно-песчано-галечным материалом, позволяет связывать их образование с таянием мертвого льда.

Если вода стекает по льду не в локализованных руслах, а в виде плоскостного потока, что наблюдается в разгар лета и на Северной Земле (по данным Н. Г. Загорской), скорость воды спадает не столь резко. Поэтому отложение происходит более спокойно, а озовые образования шире и часто сложены хорошо промытыми и сортированными песками. Такие озы трудно отличить от ориентированных камовых холмов (рис. 97).

Наиболее сложен вопрос о генезисе друмлинов. Друмлинные поля развиты в почти плоских низинах, расположенных у склона моренных доледниковых возвышенностей, противоположно-го уклону местности. По Расселу и Этвуду (Щукин, 1961), друмлины штата Висконсин образовались вследствие движения льда и обтекания участков, перегруженных валунным материалом. По К. К. Орвику, друмлины Эстонии местами содержат ядро водноледниковых отложений, местами — ледниковых отложений и коренных пород и поэтому представляют результат выпаживания льдом основной морены и коренных пород.

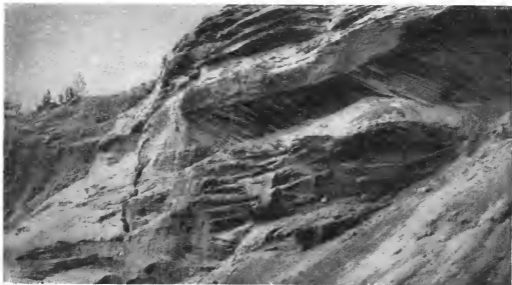


Рис. 97. Разрез оза у г. Огре (фото Г. Д. Сулимова)

Эти теории приемлемы для объяснения происхождения отдельных друмлинов, но недостаточно обосновывают образование друмлинных полей. Указанные авторы исходят из того, что друмлины сложены мореной, хотя еще Р. Г. Флинт описал друмлины, сложенные флювиогляциальными отложениями. Друмлины Прибалтики сложены преимущественно песчано-гравийно-галечными отложениями. К друмлинам Буртниеку-Руиенского поля в Латвии, например, приурочены гравийные карьеры. Поскольку эти отложения в той же мере представляют типичную морену, как и валунный суглинок, справедливо считать, что друмлины действительно сложены мореной. Однако с представлением о выпаживании плохо вяжется присутствие друмлинов в низинах, у препятствия в виде доледниковой возвышенности, а также их четкое кулисообразное расположение. Наличие возвышенности обязательно вызвало бы задержки в движении придонных слоев льда, поэтому наиболее правдоподобным представляется следующее объяснение. Известно, что при сдвиговых деформациях в коренных породах возникающие вследствие этого напряжения передаются перпендикулярно сдвигу, в результате чего образуются кулисообразные трещины (см. главу XIX). Это происходит в самых разных масштабах. При движении льда у выступа доледникового рельефа также образовывались сдвиговые деформации, перпендикуляр-

ные движению льда. От сдвига возникшие в теле ледника напряжения передавались в виде серии кулисообразных трещин, позже заполнявшихся ледниковыми и водноледниковыми отложениями. Эти промерзшие отложения в период таяния проектировались в виде холмов.

Для небольших друмлинных полей, которые не имеют морфологической связи с выступами доледникового рельефа, возможно следующее объяснение. В Эльбрусском районе Кавказа в период интенсивного летнего таяния на поверхности уплотненных ледниковых языков, а также на «омертвевших» концах языков, наблюдалось интересное расположение струй талой воды: они образуют в плане четкий сетчатый рисунок (см. рис. 86 и 88), причем «сетки» вытянуты по уклону. Где уклоны больше, а также ближе к склонам долины, в которой расположен ледник, талая вода образует локализованные потоки. Струи талой воды переносят материал, находящийся на поверхности языка. На участках льда между текущей водой загрязнение значительно больше. Иногда вода вымывает довольно глубокие русла, и загрязненные участки льда поднимаются над ними в виде острых удлиненных холмиков. На языках горных ледников все это, конечно, миниатюрно, и холмики измеряются метрами и десятками сантиметров. Возможно, что на мертвых ледниковых покровах в последние стадии их существования были такие же условия стока, но там подобные накопления измерялись уже десятками метров. Такое расположение струй воды на льду обусловлено той же закономерностью, что и склоновый струйчатый сток. Это создает неодинаковые условия при расставании льда, предопределяя пути стока талых вод. В какой-то мере такой рисунок окажется спроектированным на доледниковое ложе после окончательного растаивания льда, чему будет способствовать и сохранение ледяного ядра в холмах в течение некоторого времени. Кроме того, предпосылкой для неравномерного нагревания и тем самым — неравномерного таяния является неодинаковая «загрязненность» поверхности и тела ледника обломочным материалом. Сохранение сетчатого рисунка стока и унаследование его в период окончательного растаивания скорее возможно при наличии возвышенности коренного рельефа, способствующей замедлению стока (как бы его подпруде). Поэтому у нижнего по уклону края друмлинного поля нередко расположены озера, сохранившиеся в настоящее время в понижениях доледникового рельефа.

Окончательно решить вопрос о происхождении друмлинов и других форм ледникового рельефа можно только с привлечением данных по физическим и механическим свойствам льда, изученным еще недостаточно. Помимо этого, необходимо изучать мерзлотные явления в краевой зоне современного ледника

(типа Северной Земли). Такое изучение могло бы объяснить многие неясности литологических и морфологических особенностей ледниковой аккумуляции.

В заключение сказанного можно сделать следующие выводы: 1) накопился собранный разными исследователями фактический материал, который позволяет высказать обоснованное сомнение в прежних взглядах на происхождение ледниковых отложений и форм аккумулятивного ледникового рельефа; 2) все больше данных говорит о том, что лед на равнинах всюду растаивал, как неподвижный, мертвый. По-видимому, все многообразие форм ледниковой и водноледниковой аккумуляции любой ориентировки, а также лишенной ориентировки, может быть объяснено образованием в условиях таяния мертвого льда (для Европы и Северной Америки).

О НЕКОТОРЫХ НЕРЕШЕННЫХ ПОЛОЖЕНИЯХ

По ряду важных положений о работе покровных ледников имеются немалые разногласия: о характере образования ледникового покрова и движения льда, о метакронности или синхронности оледенений равнин и гор, о метакронности или синхронности оледенений разных равнин и разных горных стран, о множественности оледенений равнин и гор.

Некоторые авторы предполагают, что ледник, образовавшись в Скандинавских горах и на Кольском полуострове, «дошел» в эпоху максимального оледенения двумя языками по Днепру и Дону соответственно почти до Киева и до устья Хопра, совершая при этом и механическую работу. Доказательством служит наличие валунов скандинавских пород в ледниковых отложениях. Однако этому противоречат и климатические данные, и малая мощность льда в Донецком и Днепровском языках. Поскольку ледниковые отложения не обнаружены на Средне-Русской возвышенности, исследователями сделан вывод о том, что Средне-Русская возвышенность льдом не покрывалась. В таком случае мощность ледникового покрова в «языках» Днепровском и Донецком не могла быть более 70—80 м, так как высота возвышенности не превышает 80—90 м над Днепровской и Донской низменностями. При крайне малых уклонах лед такой мощности вряд ли мог двигаться.

Еще А. И. Воейков на основании изучения климатических особенностей ледникового периода сомневался в возможности движения материкового льда на плоских равнинах на большие расстояния. Для этого нужна была бы огромная мощность льда. Л. Б. Рухин писал, как об установленном факте, о том, что «материковые ледники нарастают не с центра, а преимущественно с периферии» (1958, стр. 25). Возможно, что в Скандинавии и на Кольском полуострове, где влажность воз-

духа — во всяком случае на склонах гор, обращенных к морю, — была больше, понижение температуры воздуха раньше обусловило образование материкового льда. Накопление льда на территории Русской равнины могло начаться в защищенных от солнца понижениях доледникового рельефа. Постепенно мощность и размеры таких локальных ледников увеличивались; отдельные ледники сливались. Обнаженными оставались еще некоторое время наиболее высокие точки рельефа, затем и они покрывались льдом.

Скандинавский ледник, разрастаясь, получил возможность движения по склонам гор, а при увеличении мощности ледника — и далее к югу. Однако внутри ледникового покрова движение было сложно. Неизменное (до сокращения ледника) поступательное движение ледник испытывал, вероятно, только на северо-западе в горах, растекаясь со Скандинавских гор в разных направлениях согласно уклону. На юге, где мощность льда была значительно меньше, направление движения льда было сложным и зависело от местных повышений рельефа. Иногда движение от такого местного центра могло идти навстречу общему движению главного ледникового покрова. Это усложняло распределение форм ледникового рельефа, характер и режим таяния, состав ледниковых и водноледниковых отложений.

В качестве возражения против происхождения единого ледникового покрова Европы «приращиванием» с юга мощных ледниковых массивов и слабого их движения на юге приводят наличие напорных образований и ледниковых дислокаций, в частности, у юго-западного края Днепровского языка. На севере ледниковые дислокации вполне могли образоваться в период активного движения льда, а позже вытаивание этих образований местами обусловило частичное их сохранение в ледниковых и водноледниковых отложениях. Благоприятные условия для сохранения напорных образований при вытаивании создавались чаще всего на склонах возвышенностей коренного рельефа, обращенных против уклона местности и соответственно — против общего направления движения льда. Лед, дольше сохранявшийся в понижениях, препятствовал интенсивному стоку талых вод и размыву напорных образований. Так они оказались включенными в «конечные морены» Сальпаусельке и др. По вопросу гляциодислокаций и напорных образований на юге существуют разные мнения. Во-первых, на юге, где частичная локальная активность внешне единого ледникового покрова была возможна, гляциодислокации приурочены к мягким отложениям (преимущественно песчано-глинистым образованиям юры и палеогена). Во-вторых, некоторые исследователи, в частности А. П. Ромоданова, доказывают, что Каневские дислокации представляют оползни.

Другим возражением против роста ледникового покрова с юга является распространение валунов Скандинавских пород вплоть до южной границы оледенения. Однако ледниковый покров, хотя и составленный из отдельных разрастающихся локальных ледников, был на большом протяжении сплошным. Валуны скандинавских пород могли переноситься водными потоками по наклонной поверхности ледникового покрова. Придонные слои водных потоков, текущих по поверхности льда, испытывают меньшее трение, чем по поверхности земли. Скорость таких потоков велика, и воды в летнее время при стаивании Европейского ледника было много; лед с поверхности таял на всем своем протяжении, и незначительной локализации стока было достаточно, чтобы талые воды стали устремляться в ледяное русло. Валуны могли разноситься по всей поверхности ледяного покрова, проектируясь при растаивании ледника в ледниковые отложения. Известно, что вода на ледниках Советской Арктики несет летом много крупного материала (Загорская, 1959).

Что касается синхронизации оледенений гор и оледенений равнин, то подобные попытки необоснованы потому, что нет единого мнения о количестве оледенений ни для одной области, подвергавшейся оледенению — ни горной, ни равнинной. Многие сопоставления в настоящее время оказались несостоятельными потому, что они производились без учета тектонического развития горных стран в неоген-четвертичное время. В последнее время асинхронность тектонического развития гор в неотектонический этап доказывается фактическим материалом и в СССР, и за рубежом (см. главу X). Поэтому попытки синхронизировать оледенения гор и равнин в настоящее время выглядят бы беспочвенными. По данным Ю. А. Скворцова (1959), это будет возможно, когда определятся для каждой горной страны цифры поднятий и когда удастся сопоставить по времени общеклиматические изменения четвертичного периода с климатическими изменениями, вызванными в горных странах тектоническими движениями.

Сопоставления оледенений горных стран также кажутся преждевременными, так как максимальная скорость поднятий, а следовательно, их наибольшая высота для разных горных стран приходится на неодинаковые отрезки неоген-четвертичного времени. Максимум поднятия в Альпах и Карпатах приходится на неоген, а во многих других горных странах (Тянь-Шань и др.) — на четвертичное время¹.

Помимо приведенных тектонических обоснований невозможности увязки оледенений гор между собой и тем более — гор и

¹ Поэтому применение названий ледниковых эпох Альп для других горных стран недопустимо, о чем указывал К. К. Марков (1955 г.).

равнин, следует сослаться и на положение о метакронности оледенений, обусловленной метакронностью общегеографических процессов (Герасимов и Марков, 1939). Это положение получило развитие в последующих работах названных авторов и в настоящее время вряд ли может вызывать сомнения. К. К. Марков приходит к следующему выводу: «Конкретные проявления планетарных закономерностей... взаимосвязанных между собой... также разнообразны, как и сама поверхность нашей планеты» (1962). Даже общеклиматические изменения (понижение температуры в четвертичное время) давали разный эффект в различной конкретной обстановке. Если понижение температуры во влажном климате Советской Арктики и на Балтийском щите вызвало образование ледниковых покровов, то такое же понижение в сухом антициклональном климате Антарктиды привело бы к обратному. Повышение температуры способствовало бы увеличению льда в Антарктиде, так как это усилило бы атмосферную циркуляцию и выпадение осадков в виде снега. Из этого следует, что оледенение не было одновременным в северном и южном полушариях. Оно и сейчас неодновременно — ледники исчезли в Европе, сильно сократились в Советской Арктике и продолжают там убывать, но они не убывают в Канадской Арктике и прибывают в Антарктиде (по подсчетам Н. В. Русина к югу от 70° ю. ш. на 600 км² в год) (Марков, 1962).

Таким образом, асинхронность тектонических процессов и неодинаковые проявления климатогидрологических факторов для разных районов поверхности земного шара вызывают и метакронность оледенений.

Сложнее обстоит дело с вопросом о количестве оледенений равнин и гор. Как известно, количество оледенений в пределах Русской равнины, по мнению разных авторов, колеблется от одного до восьми. Каждый автор в подтверждение своей концепции приводит фактический материал то более, то менее убедительный.

Вероятно, отсутствие единой обоснованной точки зрения по этому вопросу объясняется тем, что нет точных критериев для разделения ледниковых и межледниковых эпох, нет единообразия в подходе к изучению ледниковых форм и отложений. Отчасти это также связано и с тем, что не решены вопросы о характере оледенения территории, о движении льда на местности с незначительными уклонами, о распределении движения в толще льда по вертикали и другие.

Нередко число оледенений определяется по количеству горизонтов песчаных и песчано-гравийных отложений, разделяющих горизонты суглинистой морены. Но эти отложения или также представляют собой морену (флювиогляциальная морена польских авторов), или залегают в виде небольших быстро

выклинивающихся линз в едином горизонте морены (см. рис. 94). Выклинивание тонкослоистых песчано-глинистых отложений и налегание «Московской» морены на «Днепровскую» наблюдалось в 1958 г. В. П. Гричуком, А. И. Поповым и мною при прослеживании вдоль по разрезу отложений, вскрытых карьерами в Одинцове. Это можно наблюдать и в Можайском районе, и в Прибалтике, и в Ленинградской области.

Большую роль сыграли в реконструкции ледникового периода, во всяком случае на Русской равнине, анализы пыльцы. Действительно, они иногда убедительно показывают наличие теплолюбивой широколиственной флоры. Однако и К. К. Марков 4 оледенения, А. И. Москвитин — 6 и С. А. Яковлев — 7 подтверждают анализами пыльцы и соответствующим количеством межледниковий. Очевидно, для разных районов и у разных исследователей еще нет согласованной методики взятия образцов. Вероятно, в настоящее время безоговорочная унификация местных стратиграфических шкал и построение единой для всего Советского Союза стратиграфической схемы ледникового периода преждевременны. Сопоставление пока еще разрозненных анализов пыльцы из отдельных районов недостаточно. Трудно, например, сравнивать анализы пыльцы из осадков разрезов Днепровского и Донского языков и Подмосковья или Кольского полуострова, так как нельзя установить тождество горизонтов. Если исходить из того, что Восточно-Европейский ледник, как считает Л. Б. Рухин и другие, наращивался с юга, и если мощность этого ледника не была более 70—80 м, очевидно, что ледники языков стаивали быстро и существовали недолго. Они позже образовались и раньше растаивали. Поэтому и мощность отложений там сравнительно мала. Присутствие ледников в Днепровской и Донской низменностях было лишь кратковременным эпизодом в жизни всего Европейского ледяного покрова. Отдельные периферические составные части этого покрова, действительно, соответствуют максимальному накоплению льда, но представляло ли оно самостоятельную ледниковую эпоху — еще не доказано.

Разноречивые толкования множественности количества оледенений не позволяет пока считать полностью обоснованной ни одну из точек зрения.

Глава XX

РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЕ, ОБУСЛОВЛЕННОЕ ВЕЧНОЙ МЕРЗЛОТОЙ

За последние 25—30 лет в Советском Союзе развилась новая отрасль естественных наук — мерзловедение. Основополож-

ником мерзлотоведения был М. И. Сумгин. Широкое развитие мерзлотоведения именно в СССР не случайно: 47% площади у нас занимает мерзлый грунт. Это обусловлено резкой континентальностью климата обширного материка Евразии — низкими температурами, большими суточными и годовыми колебаниями температур и сравнительно небольшим количеством осадков с летним максимумом. Суровая малоснежная зима способствует глубокому промерзанию грунта и сохранению мерзлоты на некоторой глубине от поверхности почвы в течение всего года.

Понижение температуры в Сибири в ледниковое время не сопровождалось увеличением мощности снегового покрова. Следствием резкой континентальности климата явилось прогрессирующее промерзание почвы. Таким образом, вечная мерзлота Сибири в известной мере является наследием ледникового периода, хотя климатические условия настоящего времени также благоприятны для ее образования.

Мощность вечной мерзлоты в Сибири в направлении с севера на юг убывает. Близ южной границы СССР она развиты островами, спорадически. На севере присутствует не только постоянно мерзлый грунт с рассеянными включениями льда, но и прослойки льда.

Вечномерзлый грунт развит и в Северной Америке, и на самом юге Южной Америки (см. карту типов денудации и аккумуляции).

О том, что мерзлота в основном образовалась в климатических условиях, более резко континентальных, чем в настоящее время, свидетельствуют следующие факты (Сумгин, 1937 и 1941).

1. Мощность мерзлоты в Якутии в среднем достигает 100—200, а местами и 500 и 1000 м.

2. Находки мамонтов — животных, ныне вымерших (березовский мамонт и др.) говорят о том, что сохранение их трупов обусловлено наличием мерзлоты уже во время существования мамонтов и о том, что и позже почва была мерзлой, так как иначе бы трупы разложились.

3. Современный климат несколько мягче того, при котором образовались основные толщи мерзлоты, так как местами верхняя граница постоянной мерзлоты залегает глубоко, а в верхних грунтах мерзлота в настоящее время не формируется. В южных районах между верхней границей постоянной мерзлоты и слоем сезонного промерзания (деятельным) расположен слой породы, ныне непрмерзающей.

Вывод о том, что четвертичный период для ряда мест земной поверхности в пределах северного полушария был периодом оледенения и сменившим его во времени промерзанием грунта, а для других территорий — периодом преимущественного про-

мерзания — обоснован и палеоботаническим, и палеонтологическим материалом.

Для Сибири в ряде работ К. К. Маркова, палеоботаников (Караваева, Б. А. Тихомирова и др.), А. И. Попова доказывается существование одной ледниковой эпохи. Малоактивные, сравнительно незначительные по площади и более низкотемпературные ледники Севера Сибири не препятствовали промерзанию грунта.

Если в Европе в послеледниковое время (голоцен) произошло растаивание мерзлого грунта, то в Северной Америке и Сибири этого не случилось.

Рельефообразование интенсивнее в области развития сплошной мерзлоты. Оно протекает в деятельном слое. Мощность деятельного слоя зависит, при прочих равных условиях, от грунта: в песчаном грунте оттаивание идет быстрее, и деятельный слой более мощный — 1,5—2,5 м в глинистом 1—1,5, в торфянистом — до 0,5—0,7 м. Мощность деятельного слоя определяется главным образом климатом: интенсивностью солнечной радиации в летнее время, т. е. температурой лета, и зимним охлаждением (годовая амплитуда), увлажнением грунта, количеством осадков в виде снега и др.

Ю. А. Вилибин различает мерзлоту активную, развитую на севере, где условия благоприятны и для ее сохранения, и для образования в настоящее время, и пассивную на юге. Пассивная мерзлота деградирует и не возобновляется. Активная мерзлота продолжает образовываться. Так, отвалы в старых приисковых районах Патомского нагорья все промерзшие.

ЭЛЕМЕНТЫ РЕЛЬЕФА, СОЗДАННЫЕ МЕРЗЛОТНЫМИ ПРОЦЕССАМИ

Сложный и разнообразный рельеф в условиях вечной мерзлоты образуется в результате оттаивания и замерзания, т. е. изменений теплового режима в мерзлом грунте. М. И. Сумгин называл это тепловым преобразованием рельефа. Характер и интенсивность теплового преобразования рельефа зависят от ряда условий.

1. Первичный рельеф местности — его расчлененность, высота. В горах, где преобладают морозное выветривание и солифлюкция, образуются нивально-солифлюкционные педименты, нагорные террасы, осложненные натечными и другими формами микрорельефа, а на равнине — различные формы мерзлотного мезо- и микрорельефа.

2. Состав горных пород, обуславливающий характер и быстроту промерзания, переход грунта в пластичное состояние и возможность движения грунта.

3. Климат, который определяет мощность мерзлоты, интенсивность промерзания, мощность деятельного слоя.

В зависимости от этих условий образуются различные группы типов и типы мезорельефа, как денудационного, так и аккумулятивного (см. геоморфологическую карту Мира). Аккумулятивный рельеф формируется там, где мерзлотные процессы (льдообразование, формирование структурного микрорельефа) идут сингенетично с процессом осадконакопления. Таковы аллювиальные и озерно-аллювиальные равнины с жильным льдом, равнины с разнообразными структурными грунтами, ледниково-мерзлотные.

Большая рельефообразующая роль в горах и денудационных равнинах нивального климата принадлежит солифлюкции (см. главу XVI).

В расположении мерзлотных форм рельефа наблюдается зональность, вызванная менее активным их образованием по направлению к южной границе.

Особенный интерес представляют формы, образованные подземным льдом. Подземные льды развиты в основном в обширных аллювиальных аккумулятивных равнинах. По вопросу о происхождении подземных льдов в настоящее время общепризнано объяснение А. И. Попова, который считает, что основная масса льда образовалась в морозобойных трещинах, возникающих в мерзлом грунте. Кое-где отдельные скопления подземного льда представляют погребенные снежинки. Некоторые являются остатками ледников, например, подземный лед в районе Норильских гор. Другие представляют промерзшие озера, тоже погребенные, третьи — промерзшие мочажинные болота. При замерзании грунтовых вод также образуется подземный лед. В целом подземный лед разного происхождения образует так называемое подземное оледенение.

Лед, образовавшийся в морозобойных трещинах (трещинный лед, жильный лед) представляет, по данным А. И. Попова, сингенетический лед. Он накапливался одновременно с аккумуляцией осадков в низменных аллювиальных равнинах (Яно-Индибирская низменная равнина, Лено-Виллюйская и др.). Аккумулятивный рельеф таких равнин создан не только флювиальной аккумуляцией, но и синхронным ей жильным льдообразованием (рис. 98).

Подземный лед иного происхождения представляет эпигенетический лед, сформировавшийся после аккумуляции осадков. Рельеф аккумулятивных равнин с *сингенетическим* или *эпигенетическим* подземным льдом различен. Это вызвано тем, что формы рельефа, обусловленные промерзанием и таянием эпигенетического льда, распространены эпизодически, не являются ведущими среди других форм аккумулятивных равнин. Между тем рельефообразование, обусловленное сингенетическим



Рис. 98. Жильный подземный лед в древних аллювиальных отложениях р. Яна (фото А. И. Попова)

льдом, создает иной облик аккумулятивной равнины в целом (рис. 99).

С подземным льдом связаны явления термокарста — протаивание и оседание ледяных тел, приводящее к образованию впадин — *аласов*. В дальнейшем скопление снега во впадинах и его растаивание при отсутствии просачивания в мерзлый грунт может привести к образованию озер (рис. 100).

Термокарстовые озера широко развиты в Якутии. Просадки в основном образуются вследствие выжимания воды, образо-

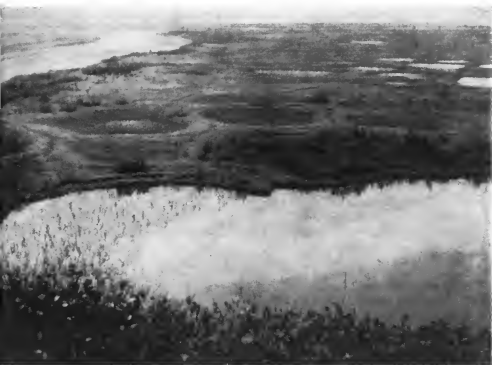


Рис. 99. Полигонально-валиковый рельеф с озерами внутри полигональных впадин (фото А. И. Попова)

вавшейся от таяния льда и происходящего при этом уплотнения породы. Поэтому на дне просядок нередко имеется вода. Оседание наблюдается лишь тогда, когда глубина протаивания превосходит глубину деятельного слоя. Протаивание может идти не только по вертикали, но и вбок. Последнее нередко приводит к отступанию склонов южной экспозиции, усиливая солифлюкцию и другие склоновые процессы.

В зависимости от мощности льда, его распространения на аккумулятивной равнине и происхождения образуются разные формы термокарста — от плоских западин и «мокрых» пятен, воронок и котловин оседания, до обширных провальных озер и полей проседания.

При редких и разрозненных включениях льда небольшой мощности или неглубоком протаивании мощных трещинных льдов образуются островерхие земляные холмы, располагающиеся в



Рис. 100. Бугристый рельеф и алас

шахматном порядке и разделенные просадками (в Якутии такие холмы называются *байджарахами*). При глубоком протаивании мощного льда байджарахи не образуются, так как грунт внутренних блоков расплывается и оседает.

Основным условием образования форм термокарста является определенное качество горных пород — содержание в них льда (льдистые горные породы), а главной причиной его — изменение теплооборота в горных породах.

Сингенетический трещинный лед аллювиальных равнин севера Азии и Северной Америки, накапливаясь в процессе расширения морозобойных трещин и заполнения их водой в период паводков, развивается в полигональную сеть по всей поверхности аллювиальной равнины. Такое же расположение в плане имеют и формы рельефа, обусловленные протаиванием. Грунт как бы образует блоки, изолированные друг от друга ледяными жилами (Попов, 1958).

Формы термокарста, обусловленные протаиванием сингенетического льда, глубже и более выразительны.

Структурные грунты. Под структурными грунтами понимают разнообразные формы микрорельефа, обусловленные процессами замерзания и оттаивания грунтов в областях развития вечной мерзлоты. Смена замерзания и оттаивания приводит к растрескиванию грунта и сортировке материала. Мерзлотная сортировка материала заключается в вымораживании крупнообломочного материала на поверхность и в локализации его в виде полос, полигональных или округлых бордюров (см. рис. 46). Мелкозем располагается между каменными полосами или бордюрами.

Вынос крупнообломочного материала на поверхность происходит в случае, если грунт содержит достаточное количество пылеватых частиц (диаметр от 0,06 до 0,1 мм) и при растаивании переходит в пльвунное состояние. Перенасыщенный водой грунт при замерзании может расширяться почти до 50% (в случае большого количества воды). Обломочный материал не расширяется, но верхние слои грунта, промерзая, как бы вытягивают камни наверх. Нижние слои грунта, промерзая и расширяясь, подпирают каменный материал.

Полигоны, каменисто-пятнистые медальонные грунты, полигональные многоугольники, каменные полосы и пр. представляют разновидности структурных грунтов. Разнообразие форм мезо- и микрорельефа, объединяющихся под названием структурных грунтов, обусловлено количеством воды, пылеватых и глинистых частиц в грунте, интенсивностью процесса замерзания и оттаивания, мощностью деятельного слоя и др. Наибольших размеров — десятков метров в поперечнике — достигают полигоны с ледяными и грунтовыми жилами, приуроченными к морозобойным трещинам на хорошо увлажненных озерно-аллювиальных равнинах севера.

Размеры микрорельефа, созданного структурными грунтами (медальонный рельеф), колеблются в пределах от 20—50 см до 2—3 м. Все деформации в мерзлых и талых грунтах происходят упорядоченно, в пределах трещин, расположенных большей частью тетрагонально, и заключенных между ними блоков (а иногда плоских пятен) мелкозема. Трещины, морозобойные и усыхания, регулируют все процессы, в том числе и сортировку материала (Попов, 1960).

Гидролакколиты, или булгуньяхи, или бугры пучения. Могут образовываться в результате вспучивания грунта грунтовой водой, стиснутой мерзлыми слоями (постоянными и сезонными) и содержащей мелкозем. Оттаявший грунт не всегда изливается на поверхность, внутри образуется ледяное ядро. Бугры достигают 40—50 м высоты при ширине 200—300 м (см. рис. 100). Они могут встречаться группами на равнинах севера, а также на поймах и террасах северных рек (Ямал, Гыдан, Норильская тундра, Патомское нагорье, Забайкалье, Северная Америка).

Линза льда увеличивается, увеличивается и бугор. В конце концов он может разорваться, на поверхности образуется поле жидкой грязи, бугор теряет морфологическую выраженность.

Торфяные бугры, развитые среди заболоченных равнин, также представляют формы пучения. Они достигают 2—10 м высоты и не целиком сложены торфом, а содержат ядро грунта, иногда с прослойками льда. В понижениях рельефа местный рост торфа идет так интенсивно, что внутри бугра мерзлый

грунт летом уже не оттаивает, появляется мерзлое ядро, бугор увеличивается. Между буграми иногда располагаются заболоченные понижения. Торфяные бугры развиты в Сибири, на северо-востоке аккумулятивных равнин европейской части СССР, на севере Северной Америки.

Бугры-могильники. Происхождение этих бугров рисуется поразному. Ю. А. Ливеровский считает, что главной предпосылкой образования их является неравномерное развитие почвенного и растительного покровов. Благодаря этому происходит и неравномерное накопление влаги, которая, капиллярно поднимаясь к поверхности почвы, вызывает местные вспучивания поверхности тундры.

Многие бугры-могильники сложены каменным материалом. Они располагаются на пологих склонах. Их образование, по видимому, является следствием вымерзания крупнообломочного материала из дефлюкционно-солифлюкционных отложений на склонах в случае интенсивного выветривания и преобладания обломочного материала над мелкоземом. Размеры бугров-могильников не превышают 2—3 м длины и 0,5—1,5 м высоты.

Мерзлотные сальзы представляют небольшие бугры-вулканчики высотой 1—2 м, сложенные высохшей грязью, с углублением (кратером) посередине, заполненным водой или жидкой грязью. Образуются они в конце зимы, когда вследствие сильного промерзания горизонты сезонной и вечной мерзлоты смыкаются, и незамерзающая грязь, ища выхода на поверхность, прорывает грунт.

Немалое значение в рельефе речных долин имеют *наледы* — речные и грунтовые. Речные образуются в том случае, если река течет в мерзлом грунте. В Восточной Сибири зимние температуры достигают -40 , -50° , поэтому образуется речной лед большой мощности. Живое течение реки, стиснутой снизу мерзлым грунтом, а сверху — речным льдом, в процессе интенсивного промерзания уменьшается. Иногда река может промерзнуть до дна. Речная вода ищет выхода и, либо проламывая речной лед, либо фильтруясь в еще не совсем промерзшие речные наносы, изливается на поверхность, тут же замерзая. Наледи в пойме создают особые условия осадконакопления, вызывая локальное подпруживание и поэтому образование илстых разностей. Местное повышение уровня, сопровождающееся осадконакоплением, при дальнейшем спаде паводковых вод в результате огибания засыпанной наносами наледи или при переливе через нее приводит к образованию локальных наледных террас.

Грунтовые наледы чаще всего образуются благодаря выходу на поверхность грунтовой воды, содержащейся в деятельном слое, когда она стискивается сезонным и постоянным мерз-

лыми слоями. Такие наледи в течение зимы увеличиваются в размерах. Если изливание воды происходит на склонах, образуются висячие наледи-ледопады. Наледи подрезают склон, играя роль забоя (см. выше), и вызывают его отступление. «Наледные забои» образуются на разной высоте над руслом: речные — на пойме, грунтовые — на террасах, в разных частях склонов наледи могут достигать по площади десятков квадратных километров и долго не растаивать летом.

В процессе мерзлотного рельефообразования создаются и особые генетические типы рыхлых отложений: солифлюкционные — в горах и денудационных равнинах; отложения, образовавшиеся в результате формирования трещин и мерзлотной сортировки материала. Совокупность форм рельефа и грунтов, обусловленных мерзлотными процессами, А. И. Попов называет *полярным покровным комплексом* (Попов, 1958 и 1960). В результате процессов деградации мерзлоты тонкие пылеватые отложения в блоках между трещинами образуют и особый генетический тип покровных суглинков.

Образование морозобойных трещин и ледяных клиньев, а при деградации мерзлоты и растаивании льда — земляных клиньев, по мнению многих авторов, представляет несомненное свидетельство ископаемой мерзлоты. С мерзлотными процессами связываются и многие другие нарушения нормального залегания рыхлых отложений (криотурбации), причем даже в южных широтах (Казахстане, юге Украины). Однако земляные клинья и многие их разновидности в современном и ископаемом рельефе нередко являются результатом трещин усыхания, с последующей дифференциацией промерзания и протаивания по трещинам и между ними (Попов, 1960). Так называемые «криотурбации» представляют, по данным А. И. Попова, «...седиментационные нарушения, соответствующие, по-видимому, начальной стадии диагенеза».

Своеобразие рельефа областей распространения вечной мерзлоты определяется не только формированием комплекса специфических мерзлотных форм и отложений, но также и тем, что другие рельефообразующие агенты в области мерзлоты подчиняются ей в своей деятельности. Благодаря особому режиму рек речные долины имеют своеобразные морфологические черты. Для рек в области мерзлоты характерны высокие паводки. Это обусловлено отсутствием просачивания в мерзлом грунте, благодаря чему вся полая вода идет поверхностным стоком. Высота паводка, например на Колыме, достигает 16 м. Соответственно такой же высоты достигает и пойма.

Летом реки, независимо от количества притоков, к устью в результате таяния мерзлого грунта под речным руслом становятся многоводнее. В реках Северо-Востока Сибири воды в это

время на 25% больше обычного. Увеличивается скорость течения и живая сила реки. Аккумуляция в реках здесь может происходить даже зимой, когда вода течет во все более и более тесном пространстве, сжатая мерзлым грунтом и увеличивающимся речным льдом. Лед может преградить путь руслу там, где он смыкается с мерзлым грунтом ложа реки. Происходит отложение материала, образуются косы, мели. Они смерзаются, а весной оттаивают не сразу, что вызывает отклонение русла, блуждание, сильное меандрирование и быстрое дряхление реки. Вследствие расширения днища долины в дальнейшем пойма перестает заливаться даже и в сильные паводки. Благодаря этому образуется серия невысоких надпойменных террас. В участках широтного течения долины имеют резко асимметричное строение, так как на южном склоне происходит сравнительно с северным быстрое таяние мерзлоты, и он, разрушаясь, отступает, сохраняя свою крутизну. Своеобразно в условиях мерзлоты и карстообразование. На аллювиальных равнинах типичные карстовые формы редки и развитие их идет по-другому, так как «свободные» грунтовые воды не везде встречаются в мощном слое глубоко промерзшей породы, горизонтально залегающей. Карстовые процессы в этих условиях протекают совместно с процессом нивации (*подснежный карст*). На денудационных равнинах и в горах, где породы залегают моноклинально или дислоцированы и где развиты трещинные воды (проточные и поэтому редко промерзающие), карстовые формы представлены широко и разнообразно (северный склон Алданского щита и др.).

Своеобразно и быстро осуществляется рост оврагов в условиях мерзлоты. Особенно интенсивно они растут на аллювиальных равнинах в местах развития подземного льда. Густая сеть оврагов глубиной несколько метров развита там, где лед сингенетичный. Образование оврагов осуществляется комплексом процессов, одновременно с термокарстовыми просадками и солифлюкционным оплыванием склонов.

Мерзлота вредит народному хозяйству. Наледи и разнообразные бугры пучения, просадки портят жилые дома, дороги, здания. Сваи построек нередко вымерзают так же, как вымерзает крупнообломочный материал. С мерзлотой борются разными способами, направленными или на сохранение и усиление ее, или, наоборот, на оттаивание и не допускание интенсивного промерзания (например, искусственным увеличением снежного покрова и т. д.). Конечно, стараются использовать и то положительное, что может дать мерзлота (например, строительство естественных погребов и ледяных складов в мерзлых грунтах).

Глава XXI

ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ВЕТРА И РЕЛЬЕФ ПЕСЧАНЫХ ПУСТЫНЬ

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ПУСТЫНЬ И РАБОТА ВЕТРА

Рельефообразующая роль ветра проявляется всюду. Пески, переносимые им, встречаются и в Арктике, и в Якутской низменности в условиях вечной мерзлоты, и в зоне тайги, а на морских побережьях даже в районах, где выпадает 600—800 мм осадков в год (Гасконские лайды, побережье Балтики). Но если на большей части земной поверхности ветер как рельефообразующий агент по сравнению с другими имеет второстепенное значение, то в условиях пустынь он приобретает ведущую роль.

Под пустынями понимаются области, ландшафт которых обусловлен аридным климатом. Они располагаются в низких субтропических широтах и заходят в умеренный пояс лишь там, где этому благоприятствуют особые географические условия. Образованию пустынь способствуют крупные горные пояса, перехватывающие влажные воздушные массы (пустыни Южной Америки), удаленность от моря внутренних частей континентов, наличие больших масс суши (пустыни Средней и Центральной Азии). Пустыни располагаются в северном полушарии к югу, а в южном полушарии — к северу от широтных осей крупных антициклональных систем.

Основные черты климата пустынь — небольшое количество осадков (до 100—250 мм/год) и неравномерность их выпадения по годам. Например, в Средней Азии на песчаной станции Репетек при норме осадков в 100 мм/год в отдельные годы выпадает от 25 до 150 мм. В наиболее сухих пустынях иногда вся годовая сумма осадков выпадает за один раз. Бывают случаи, когда осадки выпадают один раз в несколько лет. Осадки в пустыне нередко носят ливневой характер. Испарение в пустыне намного больше количества осадков (нередко — в 10—15 раз). Разреженный воздух и сильное нагревание днем, безоблачное небо и большое охлаждение ночью обуславливают очень резкие колебания суточной температуры (30—35°). При температуре воздуха в 40°С поверхность песка накаляется до 85°С. Максимальные температуры воздуха в Средней Азии достигают 49—50°С, а в Сахаре — до 55°С.

Эти условия определяют и соответствующее проявление экзогенных рельефообразующих агентов и ведущую роль ветра в формировании песчаного рельефа пустынь. Усилению роли ветра способствуют следующие обстоятельства: 1) бедность растительного покрова в силу сухости климата; 2) крайне сла-

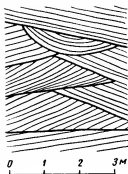


Рис. 101. Эоловая слоистость

бое действие текущей воды; 3) в ряде пустынь в этих широтах ветры обладают значительной силой и часто дуют в определенном направлении; 4) благодаря резким сменам температур и разреженности почвенно-растительного покрова интенсивные процессы выветривания готовят большое количество рыхлого материала. Кроме того, мощные толщи древних речных, озерных и морских песков (реликты иных климатических условий) представляют материал для перевеивания ветром и образования форм песчаного рельефа. Рыхлость и сухость пустынных отложений, а также неповсеместность почвенно-растительного покрова облегчает их развевание. Ветер

выдувает мелкозем из продуктов выветривания коренных пород, перевеивает и этот материал, уносит пыль за пределы пустынь. Переотложенные ветром эоловые и ветровые осадки отличаются сравнительной однородностью, что представляет результат трения частиц друг о друга в ветровом потоке (Федорович, 1954). Сильно переветренные пески отличаются прекрасной шлифовкой, обработкой, тонкостью и равномерностью зерен, а также тонкой слоистостью. Слоистость иногда выдерживается в направлении ветра, а иногда отражает сезонную смену направления ветра (так называемая диагональная слоистость; рис. 101).

За пределами пустынь, в основном в зонах степей и саванн, ветер может образовывать особые формы рельефа из переносимой туда и переотложенной пыли (Федорович, 1954, 1961).

Действие ветра на коренные породы заключается в том, что он выдувает, уносит мелкие продукты выветривания, формируя особый микрорельеф. Процесс выдувания называется *дефляцией*. Трещины вследствие выдувания лишены продуктов выветривания, что вызывает колебания температуры в них и еще больше растрескивание и разрушение породы. Переноса песчинки, ветер шлифует и подтачивает ими коренные породы. Такое воздействие на породы называется *корразией*.

Благодаря корразии трещины растут в ширину, обособливая глыбы породы. Также выдуваются конкреции. В процессе ветровой препарировки образуются останцы коренных пород самой причудливой формы («эоловые города» В. А. Обручева). Ветровая корразия также действует избирательно и разрушает более слабые места в породе: менее сцементированные, более трещиноватые, разрыхленные выветриванием. В результате

создаются формы так называемого *ячеистого* или *сотового выветривания*: каменные решетки, ниши.

В горных породах с известковым цементом сильное испарение влаги приводит к переотложению извести; она дает плотные корки в нагреваемых солнцем местах, лишая цемента соседние участки породы. Такая неравномерность цементации обуславливает причудливо-неравномерное развевание разрыхленных участков.

Поскольку ветер не может поднять песок высоко, он воздействует преимущественно на подножья скал, коррадируя и разрушая их основание.

Там, где временные поверхностные воды концентрируют большое количество солей (в основном сульфатов), происходит солевое расщепление пород и унос солевой пыли. В результате образуются характерные для пустыни котловины выдувания иногда до 400 м относительной глубины и до сотни километров в длину. Способность ветра выдувать мелкозем облегчает образование каменистых пустынь.

Мелкоземистые продукты сильный ветер может переносить на большие расстояния и тем дальше, чем они мельче, откладывая их за пределами пустынь. Многие ученые считают (Федорович, 1954, 1960 и др.), что отложенная ветром пыль, уплотняясь и подвергаясь почвообразованию, превращается в характерный для степей пористый пылевидный суглинок — лёсс.

Лёсс имеет пористость в 40—60%, всегда содержит значительное количество карбонатов, обладает вертикальной отдельностью и хорошо удерживает обрывы до 2—3 десятков метров высоты. При пропитывании водой лёсс часто образует просадки.

Как известно, существуют разные точки зрения на происхождение лёсса. Многие исследователи пустынь приписывают ему эоловый генезис. В работах А. С. Кесь, Б. А. Федоровича, Р. Люиса приводятся доказательства такой гипотезы. По данным этих исследователей, пыль, переносимая ветром, выпадая за пределами пустынь на растительный покров, прибывает к почве дождем и на плоских участках и нераспахи瓦ющихся равнинах, больше не переоткладывается ни талой, ни дождевой водой, ни ветром (Федорович, 1960). Неравномерное во времени выветривание и почвообразование преобразуют пыль, превращая ее в лёсс и оставляя в лёссовой толще различное в разных областях количество горизонтов погребенных почв и подпочвенных карбонатных конкреций.

Механический, химический и минералогический состав лёссов в областях, прилегающих к пустынным, остается неизменным на больших площадях и часто не зависит от состава коренных пород. Залегает он покровно, смягчая формы рельефа подстилающих коренных пород. Как показали новейшие исследова-



Рис. 102. Рельеф в лессах (аэрофотоснимок)

ния эолистов, в этих же областях лёсс обладает особым, только ему свойственным рельефом. Характерна совпадающая с направлением ветра пологая волнистость или более крутосклонные и высокие гряды шириной в 100—300 м, или параллельные один другому увалы (гривы) шириной в 1—1,5 км. По межгривным и межувальным понижениям развиваются прямолинейные овраги, направление которых, по данным А. С. Кесь и Б. А. Федоровича, обусловлено первичным рельефом лёсса, созданным ветром. Местами, аналогично рельефу песков, встречаются изогнутые увалы, поперечные направлению господствующих ветров (рис. 102). Такой эолово-эрозионный лёссовый рельеф распространен в Великой излучине Хуанхэ (лёссовая провинция), местами в Синьцзяне, на северных предгорьях Джунгарского Алатау, почти во всех лёссовых районах Средней Азии (от Чимкента до Ташкента), в Фергане, в Самаркандском районе, а также в Средней Европе — Болгарии, Венгрии, Польше. Такой же лёссовый рельеф описан для штатов Вашингтон и Орегона в США (Люис, 1959). Это аккумулятивный рельеф с преобладающим залеганием горизонтов ископаемых почв и подпочвенных карбонатных конкреций, наклоненных так же, как и склоны гряд и увалов. Мощность лёсса в Средней Азии достигает до 115 м, в Китае — свыше 200 м. В большинстве районов лёсс залегает на красноцветной глинистой плиоценовой толще, считавшейся корой выветри-

вания, а, согласно новым данным, рассматриваемой как аналог лёссов, отлагавшийся в условиях субтропического сухого саванного климата с дождевым сезоном.

Отложение лёссового материала ветром (по данным Б. А. Федоровича, А. С. Кесь и др.) обусловило, следовательно, ряд специфических черт условий залегания, необъяснимых при других способах его накопления. Таковы покровное залегание лёсса на любых формах коренного рельефа, кроме чрезмерно крутосклонных; максимальная мощность лёсса на степных междуречных пространствах и уменьшение его мощности и количества горизонтов погребенных почв на более молодых элементах рельефа (на речных террасах); залегание мощных покровов лёсса на склонах одной экспозиции при отсутствии на соседних, иначе ориентированных склонах; приуроченность лёсса только к районам со среднегодовой скоростью ветров менее 2,5 м/сек; распространение лёссов только до определенных высот (до 2500 м в Средней Азии и максимально до 4500 м на северных склонах Кунь-Луня, где до 176 дней в году бывает с пыльными бурями).

Перенос пыли на большие расстояния доказан. Пассаты выносят пыль из Сахары в Атлантический океан на расстояния до 3500 км от берега. Африканское происхождение пыли подтверждено минералогическими анализами (Федорович, 1954).

Несмотря на интересные данные об золотом происхождении лёсса, следует оговориться, что существует немалый литературный материал о лёссах иного происхождения — водного, водноледникового. Даже в Китае нет единого мнения (Чжан Цзун Ху, 1960; Герасимов, 1962). Очевидно, не отрицая существования золотого лёсса, следует иметь в виду и возможность существования лёсса иного происхождения. Даже гривистый рельеф, о котором шла речь выше (см. рис. 102), мог образоваться в результате не аккумуляции, а дефляции или размыва. Вопрос о генезисе лёссов не является решенным.

В степных условиях тонкие разности пойменной фации, делювиальных и перигляциальных отложений под воздействием выветривания и почвообразования принимают облик лёссов. Лёсс можно рассматривать как зональную разновидность коры выветривания рыхлых отложений разного генезиса (в том числе и золотых), но определенного механического состава. Так полагал и Л. С. Берг.

Рельефообразующая деятельность ветра выражается в центральных районах пустынь в дефляции (Центральная Азия, Центральный Казахстан, центральные районы Сахары и др.), по окраине пустынь — в переотложении песков и формировании песчаного рельефа, за пределами пустынь, в районах, где скорость ветра падает, независимо от того, совершается ли это у подножий гор (Средняя Азия) или на равнинах (Пред-

кавказье, Восточная Украина); рельефообразующая работа ветра сказывается либо в перевеивании песков, либо в накоплении пыли и возможном образовании лёсса. В формировании северных холодных лёссов имело значение перевеивание древнеледниковых песчаных и зандровых накоплений, особенно в эпохи приледниковых тундр, где растительность была крайне разреженной, и летом работа ветра могла быть интенсивной.

Песчаные отложения в пустынях представлены несколькими генетическими типами.

1. Перевеиваемые рыхлые продукты выветривания коренных пород (пески Северо-Западной Туркмении, песчаный аллювий некоторых районов Кызылкумов, Сахары и др.).

2. Песчаный аллювий транзитных постоянных рек. Каракумская депрессия в плиоцене и четвертичное время выполнялась продуктами разрушения, принесенных с гор и отложенных в виде аллювия Аму-Дарьей, Мургабом и Тедженом. Образовалась толща глин и песков мощностью от 500 до 4500 м (Федорович, 1954). Часть Кызылкумов представляет переветренный аллювий Сыр-Дарьи, пески южного Прибалхашья — аллювий реки Или, пустыня Такла-Макан образовалась на аллювии древнего Тарима и других рек, стекающих с Тянь-Шаня, Памира, Кунь-Луны. Частично эоловый рельеф Такла-Макан образовался и за счет перевеивания озерных отложений Лоб-Нора, бывшего ранее многоводным и не раз менявшим свое положение. Большую роль в качестве поставщика материала в эту прогибающуюся депрессию сыграли и временные водотоки.

3. Песчаный аллювий временных потоков (часть песков Ферганской котловины, Сахары).

4. Осадки морей — реликты древних, чаще кайнозойских трансгрессий. Восточная часть Ливийской пустыни образовалась в результате развевания олигоценовых песков; Приаральские Каракумы — за счет развевания палеогеновых и меловых песков и т. д.

5. Осадки озер (например, отложенные на плоских берегах Каспия, Великих озер западной Монголии, пески Сарыкамышской впадины и т. д.).

Эти области накопления песков различного происхождения занимают большие площади и в условиях современного аридного климата характеризуются особым обликом рельефа (см. геоморфологическую карту).

Из всех агентов, создававших пески пустынных областей, основная роль принадлежит рекам.

Остановимся на общей характеристике географической и геологической обстановки пустынь, в которой действует ветер в качестве ведущего экзогенного агента, так как проявление

деятельности того или иного агента нельзя оторвать от конкретной обстановки.

Песчаные пустыни на Земле развиваются или в пределах аккумулятивных равнин на глубоко залегающем основании, или представляют особый тип мегарельефа аккумулятивных равнин на близко залегающем основании (см. геоморфологическую карту). Эоловый рельеф последних является результатом навевания песка на денудационные равнины или развевания и перевевания продуктов выветривания денудационных равнин.

Нередко пустыни сложно построены, и разнообразный эоловый рельеф образуется в пределах разных типов мегарельефа аккумулятивных и денудационных равнин. Часто также участки песчаных пустынь чередуются с участками пустынь глинистых и каменистых. Особым разнообразием пустынного рельефа отличается Сахара.

Сток в песчаных пустынях. Пустыни — области с замкнутым стоком. Благодаря бессточности денудация в пустынях приурочена не к уровню моря, а к местным базисам. Поэтому географическая единая пустынная область разделена на отдельные, небольшие сравнительно, замкнутые территории, в каждой из которых имеется свой местный базис эрозии и денудации. Эти местные базисы представляют собой наиболее пониженные участки характерных для пустынь замкнутых депрессий.

Изредка в пустыне имеют место небольшие водотоки, питающиеся родниками, выходящими большей частью в днищах глубоких депрессий.

Деятельность временных потоков в песчаных пустынях парализована песками и отсутствием соответствующих уклонов. Обычно атмосферные осадки просачиваются в песок, лишь иногда образуя временные озера в областях скопления более глинистых продуктов (в понижениях пустынного рельефа).

Реки пустынь, как правило, транзитные, экзотические (например, Аму-Дарья и Сыр-Дарья в пустынях Средней Азии, Нил в Ливийской пустыне). Они начинаются в других климатических областях, вне пределов пустынь. Протекая по ней, они не получают ни одного притока и не выносят ни одной капли осадков пустыни. Наоборот, они теряют воду на испарение и фильтрацию в пески, поэтому летом они иссыкают в песках.

Замкнутые впадины пустынь. Особо стоит вопрос о происхождении бессточных впадин пустынь. Некоторые из них достигают большой величины. Например, дно впадины Карагие на восточном берегу Каспия на Южно-Мангышлакском плато лежит на 131 м ниже уровня океана, а относительная глубина впадины около 200 м. Еще крупнее впадина Катарра в Ливии,

впадины Палестины (Мертвое море). Наибольшей относительной глубиной (412 м) обладает впадина Карын-Дысорын, отделяющая плато Мангышлакское от Устюртского. В пустынях встречаются и мелкие понижения — в несколько сантиметров глубиной (блюдца), и западины глубиной до 1—2 м.

Происхождение впадин различно. Крупные представляют тектонические впадины опускания — прогибы и грабены. Известна принадлежность впадины Мертвого моря к Эритрейской системе разломов (гл. XIV). Многие крупные впадины выдувания приурочены не к синклиналильным прогибам, а к разрушенным ядрам антиклинальных складок, где растяжение осадочных толщ и обусловленное этим их растрескивание облегчает денудацию и дефляцию.

Мелкие многочисленные западины являются суффозионно-просадочными. В засоленных грунтах интенсивно образуются дефляционные впадины. Особую категорию представляют впадины, образующиеся в желобе выдувания у края плато.

Нередко впадины имеют смешанный генезис. Во влажном климате всякая замкнутая впадина (обычно занятая озером) в процессе развития осваивается речной сетью, включается в единую систему стока и перестает быть замкнутой. В аридном климате, раз возникнув, впадина не только будет сохраняться, но и расти дальше вследствие выдувания засоленных грунтов и других причин. Бессточность растет по мере развития пустынного рельефа. Именно аридному климату свойственны глубокие незаполненные наносами тектонические впадины, так как прогибание здесь не компенсируется накоплением осадков (впадина Долины Смерти и др., см. геоморфологическую карту).

Озера пустынь. Все озера пустынь бессточны и в разной мере соленые. По источникам питания они делятся на пять типов.

1. Озера, питающиеся талыми и дождевыми водами. Формируются в более глинистых и пониженных участках и представляют эфемерные образования.
2. Устьевые озера временных ручьев — более постоянны, но тоже быстро усыхают. Вода в них бывает два-три месяца; иногда дольше.
3. Устьевые озера постоянных рек — существуют длительно, но в пустынях, где реки выносят громадное количество аллювия, загромождают свои русла и нередко меняют направление течения, иногда тоже исчезают. Например, известная Сарыкамышская впадина в Средней Азии была ранее занята озером, в которое впадала Аму-Дарья. Накопив наносы, в XVI в. Аму-Дарья отклонилась и стала впадать в Аральское море. Озеро в Сарыкамышской впадине высохло.

Многие устьевые озера постоянных рек являются блуждающими, например, озеро Лоб-Нор в Таримской впадине, которое с востока оттесняется песками, а с юга и с северо-запада заносится отложениями рек. Устьевые озера временных потоков всегда являются странствующими, так как вода не умещается в русле, перетекает, образуя рукава, а затем и замкнутые старицы.

4. Озера, питающиеся подземными водами. Они являются наиболее постоянными, но тоже нередко пересыхают, если их питают только мелкие грунтовые воды.

Таким образом, озера играют двойную роль в формировании рельефа песчаных пустынь. С одной стороны, они образуют своего рода локальные препятствия деятельности ветра, переносящего песок, вызывая кое-где смачивание (хотя и временное) песчаного грунта. С другой стороны, когда солоноватые и соленые озера высыхают, их днище подвергается интенсивному выдуванию, в результате чего образуются впадины.

В крупных озерах сформированы и главнейшие массивы песков.

Подземные воды пустынь. В пустынных областях подземные воды залегают местами на больших глубинах. Источники питания подземных вод пустыни могут быть различными. На влагопроницаемых грунтах, особенно в песках, полностью поглощающих осадки, большую роль играет атмосферное питание. В поверхностных горизонтах песков происходит конденсация водяных паров вследствие охлаждения ночью. Этот процесс особенно интенсивен в хорошо перевеянных барханых песках, лишенных растительности.

Большую роль играет питание от экзотических рек, а также от грунтовых вод, проникающих из возвышенных окраин пустыни, от самоизливающихся напорных вод (трещинных, артезианских).

Подземные воды в пустыне, кроме конденсационных, обычно в той или иной мере соленые. Они минерализуются при испарении, а местами и вследствие выщелачивания засоленных грунтов.

Неглубоко залегающие грунтовые воды препятствуют деятельности ветра тем, что способствуют развитию кустарниковой растительности, задерживающей движение песков. В случае сильного засоления грунтовых вод на дне впадины происходит обогащение грунта солями, и дно превращается в солончак, легко развеваемый ветром.

По господствующим в настоящее время представлениям (Федорович, 1954 и др.), пустыни не только своеобразные морфологические, но и ландшафтные области, со специфическими формами рельефа и чертами ландшафта.

Пожалуй, нигде так быстро не меняется рельеф, как в пустыне. Однако современный рельеф многих (в том числе и среднеазиатских) пустынь хранит почти нетронутыми многие крупные реликтовые формы. Например, в днище долины бывшей реки Узбой, вытекавшей из Сарыкамышской впадины в период впадения туда Аму-Дарьи, сохранились отдельные, в основном соленые озера. Там же, где нет озер, русло занято залежами соли (Федорович, 1954).

ЭЛОВЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА

Эловые формы и типы рельефа пустынь очень разнообразны. Причиной разнообразия является режим ветров — направление, постоянство основных ветров, их сезонность и скорость, обусловленные общей циркуляцией атмосферы, а также климатические и прочие физико-географические условия, характер растительности.

В зависимости от этих факторов Б. А. Федорович выделяет формы и типы рельефа, показанные на рисунке 103. В тексте приводятся лишь некоторые примеры форм песчаного рельефа.

Простые формы песчаных накоплений — щитовидные дюны, барханы, бугры — образуются на определенных расстояниях одна от другой в силу аэродинамических причин, зависящих от силы ветра и количества переносимого им песка, а также около кустов и других препятствий. При сплошных препятствиях (холмы, останец, стена) песок скапливается и перед препятствием, и позади него, отделяясь от него так называемыми желобами выдувания. При несплошных препятствиях (кусты) скопление песка образуется как вокруг куста, так и на затренированной стороне, так как ветер переносит часть песка через преграду. Если преграды невелики, а ветер сильный, они могут быть засыпаны песком. В этом случае засыпаются и желоба выдувания. В результате скопления песка из эмбриональной дюны превращается в бархан или движущуюся дюну. На морских побережьях препятствием является или береговой обрыв, или растительность. Сильный ветер поднимает песок с пляжа, образует дюны.

В зарубежной литературе любые скопления песков во всех ландшафтах носят общее название «дюны». В советской литературе чаще принято дюнами называть внепустынные песчаные скопления (как обнаженные, так и поросшие растительностью). Все они обладают той особенностью, что откос у них выпуклый по направлению ветра. Пустынные формы рельефа песков, кроме зачаточных форм, у нас чаще называются либо барханами (если их поверхности не скреплены растительностью), либо полузаросшими песками (грядовыми, лунковыми, ячеистыми и др.).

В пустынных областях, когда щитовидная (или эмбриональная) дюна постепенно увеличивается в высоту до 30—40 см,

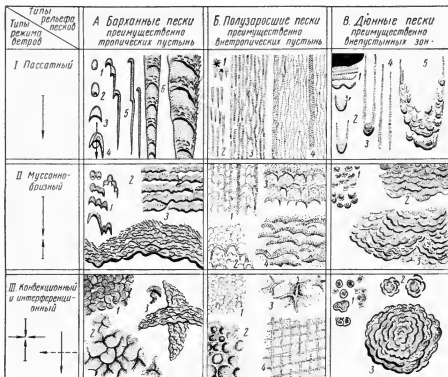


Рис. 103. Типы золотого рельефа:

А. I. При ветрах одного или близких направлений: 1 — песчаный щит, 2 — эмбриональный бархан, 3 — серповидный симметричный бархан, 4 — несимметричный бархан, 5 — продольные ветру барханные гряды, 6 — комплексные продольные барханные гряды. II. При ветрах противоположных направлений: 1 — групповые барханы, 2 — простые барханные цепи, 3 — комплексные барханы. III. При системе равномерных ветров и при ветрах поперечных направлений: 1 — цирковые барханы, 2 — пирамидальные барханы, 3 — скрещенные комплексные барханы.

Б. I. 1 — прыжкостовые косынки, 2 — мелкие грядки, 3 — грядовые пески (продольные ветру), 4 — грядово-крупногрядовые пески. II. 1 — грядово-лунковые пески (при сильном преобладании ветров одного направления), 2 — лунковые пески, 3 — гравелидные поперечные гряды (при незначительном преобладании ветров одного направления), 4 — поперечные асимметричные гряды. III. 1 — ичестые пески, 2 — крупно-ичестые пески, 3 — пирамидальные пески, 4 — решетчатые пески.

В. I. 1 — приморский вал, 2 — параболические дюны, 3 — шильковидные дюны, 4 — парные продольные дюны, 5 — комплексные параболические дюны. II. 1 — полукруглые мелкие дюны, 2 — полукруглые крупные дюны, 3 — полукруглые комплексные дюны. III. 1 — одиночные мелкие кольцевые дюны, 2 — групповые кольцевые дюны, 3 — комплексные циркулярные дюны (составил Б. А. Федорович, 1960)

на заветренной, более крутой ее стороне, вследствие завихрения образуется сперва воронка, которая, разрастаясь, дает откос крутизной в 32—33°. Вследствие разрастания воронки и завихрения образуется песчаное скопление в виде полумесяца — *бархан*. «Рога» бархана направлены по движению ветра, а в целом весь бархан расположен поперек движения ветра.

Барханные пески представляют современные формы песчаного рельефа, лишенные растительности. Это живые, подвижные формы, перемещающиеся и меняющие при изменении направления ветра форму и ориентировку.

Барханы образуются в районах преобладания ветров одного направления и поэтому они обладают поступательным движением большой скорости, обратно пропорциональной их величине. Скорость передвижения барханов высотой в 5—6 м достигает нескольких метров в месяц. Типичные барханы в Средней Азии обычно не превышают 3—5, реже 8—15 м высоты, но изредка бывают до 80 м. В этих случаях их наветренная сторона осложняется серией барханных гребней и бархан приобретает сложную форму. В Ливийской пустыне барханы достигают 30—40 м и более высоты.

Барханные цепи представляют собой перпендикулярные ветру песчаные накопления в виде асимметричных параллельных гряд или волн высотой от 1—2 м до 60—70 м (100 м в пустынях Центральной Азии и Сахары). В отличие от барханов, барханные цепи формируются в основном в районах с сезонной сменой ветров двух противоположных направлений. В силу этого цепь, смещаясь то в одну, то в обратную сторону, за год перемещается сравнительно мало. Так, в Репетеке барханные цепи смещаются на 15—20 м за каждый сезон, но в итоге колебательного движения в целом за год они смещаются лишь на 15—20 см.

Наиболее распространенные формы песчаных накоплений представляют продольные по отношению к ветру *грядовые пески*. В СССР они известны в Каракумах, Кызылкумах, в Прибалхашских песках, в Сары-Ишикотрау и в Терско-Кумских песках. Это большей частью асимметрические мягкие гряды, достигающие 20—25, реже — 40—60 м высоты в Средней Азии и до 100 м в Сахаре, где они формировались несколько более длительное время и где песок не сдерживается растительностью. Кроме того, там росту гряд способствуют пассаты, дующие в одном направлении. По данным Б. А. Федоровича, в районах с преобладанием ветров одного направления у барханов вытягивается один рог и они переходят сперва в продольную по отношению к ветру серию однобоких барханов, а затем в продольную гряду, на гребне которой могут образоваться поперечные барханные ребра (см. рис. 103). Аналогичные продольные гряды формируются и в полустарых песках (Средняя Азия, Австралия, Калахари). При этом песок, который выдувается из межгрядового понижения, навевается на гряду, и, как правило, песчаные гряды оказываются дефляционно-аккумулятивными.

Если, кроме ветров одного направления, встречаются и другие, между грядами образуются песчаные перемычки и гря-

довые пески переходят в *грядово-ячеистые*. Изменчивость направлений ветра вносит большое разнообразие в рельеф песчаных пустынь.

Так, если ветры с равной силой дуют с разных сторон, образуется округлая котловина выдувания, окруженная кольцом песка. При равномерном режиме ветров образуются *кольцевые пески*.

При наличии ветров разных направлений, дующих почти под прямым углом, образуются пирамидальные дюны. От верхней точки формы песчаного накопления, образованной преобладающим ветром, в стороны ветров других направлений по радиусам расходятся острые гребни. Пирамидальные дюны преимущественно распространены в Сахаре, хотя встречаются в некоторых районах Средней Азии и в пустыне Такла-Макан.

Бугристые пески представляют ряд холмов, образующихся в результате скоплений сыпучего песка высотой 1,5 м у кустов селитрянки или уплотненного песка у кустов тамарикса. В последнем случае они достигают 10—15 м высоты. Бугристые пески могут занимать большие пространства на нижних окраинах предгорных равнин. Холмы из уплотненных песков чаще образуются вблизи выходов грунтовых вод.

Кучевые пески, как и бугристые, представляют холмистый рельеф полужакрепленных песчано-гравийных отложений. Холмы не превышают 0,5—2,5 м высоты и образуются в результате скоплений вокруг селитрянки, полыни, солянок. Формируются в тех местах, где грунтовые воды близко залегают к поверхности (на побережье озер, морей, рек).

Ветер может создавать и особый тип мегарельефа аккумулятивных равнин — навейные равнины на близко залегающем коренном основании (см. геоморфологическую карту). Кроме того, ветер обуславливает образование групп типов золовых аккумулятивных равнин и типов мезорельефа, в пределах которых рельеф различается в зависимости от форм песчаных накоплений.

Таким образом, рельефообразующая деятельность ветра, по Б. А. Федоровичу, состоит в следующем.

1. Развевание (дефляция) площадное, сказывающееся на больших пространствах, где преобладают сильные ветры, со среднегодовой скоростью свыше 4—4,5 м/сек (Центральный Казахстан, Внутренняя Монголия, юго-западные районы Аравии, некоторые районы Сахары).
2. Развевание локальное, сказывающееся в местах выноса солей и солевого расщепления горных пород и наносов (образование замкнутых солончаково-дефляционных впадин).
3. Перевевание песчаных толщ, видоизменяющее первичный рельеф аккумулятивных аллювиальных, морских и озерных

равнин и превращающее их в сложно-, дробно- и глубоко расчлененные пространства.

4. Навевание песчаных покровов на генетически иные отложения, например, пролювиальные наклонные предгорные равнины (Копет-Дагская, в ряде районов Центральной Азии и др.).

5. Навевание лёссовых покровов за счет отложения (преимущественно в степной зоне) пыли, выносимой из пустыни. Деятельность ветра, как и всех экзогенных факторов, зональна.

В тропических и субтропических пустынях она повсеместна и интенсивна, так как в силу крайней сухости растительность разрежена или отсутствует на значительных площадях.

В пустынях умеренного пояса работа ветра площадная и замедленная, так как на основных пространствах растительность образует хотя и сильно разреженный, но почти сплошной покров. Он не прекращает, но сильно замедляет перевевание песков.

В полупустынях, в лесостепной и лесной зонах деятельность ветра либо полностью гасится растительностью, либо имеет локальное распространение. В районах сильных ветров на побережьях рек и морей дюны совершенно оголены даже во влажном климате.

В тундровой и нивальной зонах деятельность ветра благодаря разреженной растительности интенсивна и сдерживается в основном увлажнением песков. Местами в этих районах имеются обширные площади перевеваемых песков (дюны Западной Сибири, Центральной Якутии, Большеземельской тундры, дельты Лены, острова Бунге). В нивальной зоне особенно интенсивна работа ветра по перевеванию снежного покрова. При этом в Арктике работа ветра в основном сезонная, а в Антарктике — постоянная.

Глава XXII

КАРСТ

Карст — процесс образования форм рельефа текущими поверхностными и подземными водами в растворимых породах — известняках, доломитах, гипсах, каменной соли, мергелях. Карстовые формы формируются не только на поверхности, но и в глубине толщи пород. Под термином «карст» следует понимать и комплекс форм рельефа, и процесс развития форм (Гвоздецкий, 1954). В понятие «карст» входят и гидрологические условия областей карстообразования, вызванные особенностями поверхностного и подземного стока.

Карстовый процесс заключается не только в убыли породы в результате растворения, но и в переносе растворимого материала, и в его осаждении в виде натеков (*сталактиты* и *сталагмиты*, *капельники* и т. п.).

В формировании крупных черт рельефа Земли карст играет существенную роль. Карстовые формы, если они развиты на больших площадях и если другие формы рельефа выражены там слабо, образуют особые типы рельефа.

Поверхностному растворению способствуют трещины — первичные каналы выноса растворенного материала. Трещиноватость нередко определяет расположение карстовых форм. В образовании подземного карста большую роль играют активные трещины, размеры которых не препятствуют циркуляции воды или не делают ее слишком медленной (что бывает в капиллярных трещинах). Главная роль принадлежит трещинам тектоническим, так как именно по ним в основном идет циркуляция грунтовых вод. При горизонтальном залегании пород по трещинам напластования развивается широкая боковая циркуляция.

Карст образуется и в горных странах, где породы дислоцированы, и на денудационных равнинах, и на равнинах аккумулятивных. Разнообразие карстового рельефа и степень закарстовывания зависят от геологической структуры и тектонического режима, а также от состава карстующихся пород. Чем меньше в породе нерастворимых примесей, тем интенсивнее идет растворение и активнее карст.

Немалую роль в процессе карстообразования играют мощность и размеры площади карстующихся пород. Поскольку гипс и каменная соль обычно развиты в виде линз, главная морфологическая роль принадлежит карстообразованию в известняках и доломитах. В зависимости от мощности карстующейся толщи различают *глубокий* и *мелкий* карст.

Карст зависит и от климата, который обуславливает поверхностный сток. Кроме того, климат, наряду с характером залегания горных пород, определяет режим грунтовых вод. Карст преобладает во влажном климате. В засушливых областях, где и поверхностный сток, и грунтовые воды беднее, карст развит там, где имеются транзитные потоки грунтовых вод.

Существует ряд теорий о том, какого рода циркуляция грунтовых вод наиболее благоприятна для карстообразования. Н. А. Гвоздецкий (1954) в карстовых областях выделяет три основные вертикальные зоны циркуляции воды.

1. Верхняя — зона аэрации, активного грунтового стока, в которой существует свободное, чаще сезонное гравитационное движение воды, иногда переходящее в движение под напором. В трещиноватой породе потоки грунтовых вод почти вертикальны. Движение направлено в сторону дренирующих долин.

2. Средняя зона — расположена ниже первой, но выше регионального базиса эрозии. В этой зоне водотоки более постоянны, уклон меньше и воздействие на породу длительное. Это зона наиболее активного карстообразования.

3. Нижняя зона расположена ниже базиса эрозии. В ней замедленный сток и слабое карстообразование, так как воды почти застойные (зона, аналогичная сплошному зеркалу грунтовых вод).

О том, что карстообразование достигает больших глубин, свидетельствуют многочисленные карстовые формы, вскрытые горными работами — 900—1100 м на Урале, 305 м в Аризоне (ниже эрозионного вреза).

Образование карстовых форм нередко приурочено к речным долинам, что обусловлено тесной связью глубины эрозионного вреза и вскрытия грунтовых вод.

КАРСТОВЫЙ РЕЛЬЕФ

Карстовые области характеризуются бедностью современных постоянных водотоков. Это объясняется быстрым поглощением атмосферных вод расширяющимися вследствие растворения трещинами и, в связи с этим, слабым расчленением карстовых массивов. Немногие поверхностные водотоки текут в узких крутосклонных долинах. Крутизна склонов часто вызвана слабостью поверхностного смыва. Постоянные водотоки в карстовых областях развиты в случае, если долина углубилась до уровня грунтовых вод или если водоток носит транзитный характер, начинаясь вне карстовой области. Если глубина эрозионного вреза достигла грунтовых вод, реки могут быть многоводны, чему способствует быстрое поглощение поверхностных вод карстовыми полостями.

Нередко постоянные водотоки вниз по течению целиком поглощаются трещинами, поэтому карстовым областям свойственны сухие долины; иногда они «слепые», т. е. замкнутые в нижнем по течению конце. Слепые долины образуются, если водоток поглощается какой-либо крупной полостью. Во флювиальном рельефе долины соединяются в систему, а между речья в процессе развития долин все более расчленяются и обособляются. В резко выраженном карстовом рельефе — обратная картина: водораздельные пространства монолитны, а речная сеть образует замкнутые, обособленные бассейны. Водотоки привязаны к замкнутым впадинам, типичным для карстовых областей.

Типы карста различаются в зависимости от мегарельефа, в пределах которого происходит карстообразование.

1. *Голый, или открытый, карст* развивается в случае, если

растворимая порода выходит на дневную поверхность. Он формируется в горах или на денудационных равнинах при участии и поверхностных, и подземных вод.

2. *Задернованный карст* образуется там же, но на карстующихся породах сформирован почвенный слой и развит достаточно богатый растительный покров.

3. *Закрытый карст* развивается в случае, если растворимая порода покрыта наносами или корой выветривания. Чаще всего закрытый карст развивается на аккумулятивных равнинах с близко залегающим основанием. В закрытом карсте формы мягче, так как их вуалируют рыхлые образования. Образуются они только действием подземных вод.

Открытый карст развит в Крыму, на Кавказе, в Южной Европе, во Флориде, Юкатане, в Австралии (равнина Нолларбор); задернованный — на денудационных останцовых равнинах Южного Урала, на Кавказе и др.

Закрытый карст встречается на среднем Урале, в Сибири, на Русской равнине, в Северной Америке (см. геоморфологическую карту).

Нередко все типы карста могут развиваться в непосредственной близости друг от друга. Например, денудационные равнины несут на себе какой-то покров рыхлых отложений. В пределах аккумулятивных равнин на близко залегающем основании в долинах рек вскрыты и обнажены коренные породы. Если они представлены карстующимися литологическими разностями, то в долинах рек развивается открытый карст. Однако эти морфологические различия карста не являются определяющими для типов мегарельефа. Там, где слаба деятельность других экзогенных агентов, карст является ведущим типом денудации (см. карту типов денудации и аккумуляции).

Карстовые формы разнообразны. Основные — следующие.

Карры. Представляют густо расположенные борозды глубиной от нескольких сантиметров до 2 м. Образуются растворением краев трещин поверхностным стоком. На Южном Урале можно наблюдать различные стадии развития карров, вплоть до заплывших, полузадернованных и уже недействительных. Карры развиты и в Альпах (высокогорный карст), в Крыму, на Кавказе. При интенсивном поверхностном стоке в трещиноватых и плотных карстующихся породах — доломитах и известняках — в конечной стадии развития может образоваться останцовый карровый рельеф. В результате размыва карстующихся пород трещины расширяются и углубляются, перемычки между ними становятся меньше, местами перепадают, и образуются останцовые крутосклонные удлиненные возвышенности более 20 м высоты, разобщенные друг от друга иногда на десятки метров. Останцовый карровый рельеф как бы

вкладывается в денудационную поверхность равнины или склона горного хребта.

Воронки. Н. А. Гвоздецкий выделяет 3 генетические группы воронок: а) воронки поверхностного выщелачивания в открытом и задернованном карсте; б) провальные воронки — развивающиеся во всех трех типах карста; в) воронки «просасывания», образующиеся только в закрытом карсте.

Воронки поверхностного выщелачивания иногда формируются тальми водами, локализация которых идет по трещинам. В месте просачивания и ухода воды в грунт происходит его оседание, просадка и образование воронкообразных западин, углубляющихся в дальнейшем благодаря стягиванию воды в западину.

Провальные воронки образуются в процессе циркуляции по трещинам грунтовой воды. Она растворяет известняки и вызывает обрушивание их над подземными полостями. Такие воронки имеют резкие очертания, четкую бровку и обрывистые борта.

Воронки «просасывания» возникают вследствие того, что рыхлые отложения аккумулятивных равнин «просасываются» в расширенные растворением трещины. Иногда «просасывание» материала происходит в провальные воронки, образовавшиеся под толщей рыхлых отложений.

Отверстие на дне воронок, в которые уходит вода, называют **понорами**.

Нередко в широких трещинах образуются колодцы, а не воронки. Это происходит благодаря растворению породы и обрушению верхних слоев. Колодцы, расширяясь, переходят в естественные шахты, достигая нескольких десятков метров глубины. Иногда образуются шахты, обусловленные и поверхностным, и подземным растворением.

Навесы и ниши представляют формы поверхностного карста. Их разнообразие определяется залеганием пород и трещиноватостью. Все эти формы значительно глубже и сложнее в дислоцированных породах.

Пещеры — образуются подземными водами. Чем сложнее система трещин и, следовательно, циркуляция грунтовых вод, тем причудливее пещеры, соединенные подземными ходами.

Воронки в процессе дальнейшего развития и увеличения благодаря продолжающемуся карстообразованию, скапливающимся в них снежникам и действию склоновых процессов могут сливаться и образовывать более крупные понижения — поля или обширные замкнутые котловины, развитые главным образом в дислоцированных областях и часто вытянутые по простиранию пластов или приуроченные к трещинам и разломам. Если борта полей прорезаются реками, поля частично включаются в систему поверхностного стока.

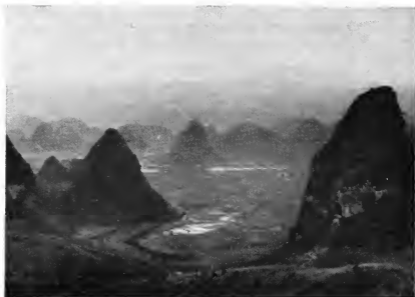


Рис. 104. Тропический «башенный» карст (фото И. Геллерта)

В развитых полях вскрываются подземные воды, образуются источники. В таком случае в них появляются постоянные водотоки и дальнейшее развитие идет флювиальным путем. Поверхностные реки в областях открытого карста нередко уходят под землю, образуя подземные, или пещерные, реки. Они или не появляются до устья (в результате чего и образуются «слепые» долины), или вновь выходят в виде источника путем обрушивания свода пещер, и др.

По мере развития всех этих форм образуется зрелый карст. В зрелом карсте воронки превращены в котловины — поля, поверхностный сток слаб, преобладают слепые долины. Вскрытые подземные воды и образование поверхностного стока нарушают морфологический облик зрелого карста.

Особую разновидность карстового рельефа представляет *тропический карст*. Он характеризуется известняковыми останцами в виде башен или «сахарных голов» высотой 200—400 м («башенный» карст). Такой карст развивается при сочетании благоприятных условий: мощных известняков с вертикальной трещиноватостью и влажного тропического климата, обеспечивающего их интенсивное растворение (Геллерт, 1961; рис. 104).

В одном и том же районе часто наблюдается разновозрастный карст в разных стадиях развития. Разнообразны разновозрастные карстовые формы в южной части низких гор Южного Урала.

Карстовые процессы могут дать начало оврагам и долинам, включаясь в процесс флювиального развития и разнообразно его нарушая. Разберем это на примере восточного склона Южного Урала. Боковые притоки реки Урал представляют собой ряд слившихся воронок. Карстовые формы развивались на склоне плиоценовой террасы, когда Урал протекал на уровне более низкой — нижнечетвертичной. В настоящее время эти формы на нижней террасе затухают. На ней идет сухое русло, вымытое периодически текущими водотоком. В склоне нижней террасы постепенно углубляющееся русло образует крутой овражный врез, нанизывая вниз по склону одну за другой (и часто несколько слившихся) глубокие крутосклонные воронки с обнаженными скалистыми стенками. Ближе к долине Урала, на расстоянии нескольких сот метров от него, овраг суживается, количество воронок уменьшается, и долина как бы замыкается их крутыми стенками более 10 м высотой. Ниже продолжается русло, врезанное на несколько метров в коренные породы и затухающее на еще более низких террасах Урала.

Образовались эти формы рельефа так: в оврагах появились карстовые воронки, обусловленные поверхностным овражным стоком. Водоток перестал функционировать, уйдя в поныры воронок. Овраг стал развиваться далее исключительно карстом и склоновыми процессами, без участия эрозии. При врезании и обрушивании уступа террасы и эти долины были вскрыты регрессивной эрозией. Увеличение сухости климата в последнее время привело к затуханию карстовых процессов и овражной эрозии; сейчас овраги почти законсервированы в довольно резких очертаниях, так как вскрывающая их более молодая эрозия не успела переработать карстовые формы. В долинах крупных рек воронки в большей степени уничтожены эрозией (рис. 105).

Таким образом, эти боковые притоки прошли три стадии развития: эрозия — карст — эрозия (Башенина, 1948).

Типы карстового рельефа тесно связаны с геологическим строением и рельефом. Так, локализация карстовых форм в восточной части Красного бассейна (Китай) соответствует направлению осей пологих складок, в ядрах которых выходят триасовые и пермские известняки. Карстовые формы — воронки, поля, пещеры — глубоки и отражают три этапа развития карста — в соответствии с тремя этапами развития рельефа, начиная с конца мезозоя.

Резко отличен и своеобразен карстовый рельеф Юкатана, где



Рис. 105. Долина р. Урала выше села Орловского (рис. И. В. Орлова):
 1 — р. Урал, 2 — р. Верхняя Орловка, 3 — нижняя коренная терраса, 4 — карстовый
 овраг, 5 — II терраса, 6 — высокая пойма, 7 — I терраса.



Рис. 106. Профиль через прибрежные равнины Кампече в штате Юкатан
 (по р. Роблес — Рамосу, 1948).

грунтовые воды горизонтально залегающих известняков непосредственно сообщаются с морем. Там почти нет воронок; преобладают большие широкие колодцы (сеноте), связанные с подземными водами (рис. 106).

СУФФОЗИЯ И ГЛИНИСТЫЙ КАРСТ

Суффозия — процесс разрушения горной породы подземными водами и выноса минеральных частиц, как механических, так и растворенных. Химическое растворение и механический вынос могут протекать одновременно. Механический вынос может происходить и без участия растворения.

Формы рельефа, созданные только в результате механического выноса, распространены лишь в рыхлом песчано-глинистом грунте при условии совпадения направления подземной циркуляции с уклоном местности. В этом случае суффозия нередко предопределяет направление поверхностного стока и способствует образованию оврагов. На ровных пространствах суффозия чаще образует замкнутые впадины — «блюдца», приуроченные к участкам более «слабых» пород и иногда вытянутые цепочкой в направлении подземного потока.

Формы суффозионного рельефа различны в разных породах. Особый рельефообразующий эффект суффозия дает в карбонатных и засоленных глинистых породах, а также в песчаниках и конгломератах, при наличии карбонатного цемента. Происходит растворение солей и карбонатных частиц, частичный их вынос, а также вымывание в грунт и осадка грунта. Образуются замкнутые понижения карстово-суффозионного происхождения (Гвоздецкий, 1954).

Просадки в форме блюдец могут образоваться и в результате уплотнения грунта во влажном климате. Атмосферные воды, просачиваясь на равных, со слабыми уклонами, поверхностях, вызывают перемещение частиц грунта вниз, что влечет за собой медленное его уплотнение и оседание. Уплотнившийся грунт нередко заиливается, отверстия в нем как бы замазываются глинистыми частицами, и на дне «блюдца» может образоваться болото или озеро. Далее росту блюдец способствует снег, так как блюдец представляют готовые ниши для снежников. Преимущественно так объясняют происхождение западин Западной Сибири. В засушливом климате такие «блюдца» образуются вследствие хотя и редких, но сильных дождей (степные «блюдца»).

Если заливается водой рыхлый грунт с подземными ходами (песок, например), и это происходит при малых уклонах, препятствующих интенсивному поверхностному стоку, то в суф-

фозионных процессах могут играть роль и поверхностные воды.

Глинистый карст образуется в глинистых породах засушливых областей. Формы рельефа несколько сходны с настоящими карстовыми. Исследования глинистого карста показали, что эрозионно-суффозионные формы — результат соединенного действия поверхностной эрозии временных водотоков и подкапывания — эрозии подземных вод. В результате образуются просадки, многочисленные мелкие промоины, в которых собираются воды временных потоков. Просачиваясь в дно понижений до уровня грунтовых вод, они увеличивают вынос частиц и способствуют дальнейшему развитию понижений.

Этот сложный микрорельеф шире развит в породах с хорошо выраженными трещинами напластования.

Особую разновидность глинистого карста представляют формы, образующиеся в лёссах. Лёсс — порода карбонатная, и деятельность текущей воды в ней неизбежно в какой-то степени связана с растворением. В результате совместного действия эрозионного расчленения и растворения образуются отрицательные *карстово-эрозионные* формы рельефа.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На современном этапе развития науки и практики основной рационального и перспективного решения народнохозяйственных проблем являются не только узко специализированные работы, но и широкие исследования, устанавливающие главные закономерности природных явлений, их взаимосвязи, соподчиненность и пределы действия. Такие исследования позволяют отвечать на текущие и вновь возникающие запросы практики и обуславливают возможность широких прогнозов для больших территорий. Эти общие положения целиком относятся и к геоморфологии.

Характерной особенностью современного этапа развития наук о Земле — и в том числе геоморфологии — является охват ими планетарных закономерностей и рассмотрение региональных и еще менее крупных черт и явлений на фоне планетарных и как их частное выражение. Это обуславливает качественное изменение содержания наук о Земле. Одной из важных особенностей этого изменения является то, что при этом углубляются связи между отдельными науками о Земле и связи их с астрономией, астрофизикой и астрогеологией.

Изменение содержания геоморфологии, естественно, отражается и в ее преподавании, в частности перестройкой программ учебных курсов общей геоморфологии и разработкой на гео-

графических факультетах МГУ и ЛГУ новых курсов — «Геоморфологии Мира», «Основы планетарной геоморфологии».

Из сказанного не следует, что геоморфология стала наукой только о крупных элементах рельефа и о закономерностях рельефообразования в масштабе всей Земли. Напротив, приведенная в данном курсе систематика показывает необходимость изучения элементов рельефа разных порядков в их взаимосвязи.

Сочетание различных типов денудации и аккумуляции с типами мегарельефа, формирование которых предопределено тектоникой, позволяет проследить для всей Земли взаимосвязь тектогенеза, рельефа и климата. Экзогенные факторы изменяют рельеф планеты повсеместно. Поэтому изучение даже самых крупных элементов рельефа нельзя свести к исследованию связи рельефа с тектогенезом и формированию структурных форм. Эти изменения для крупных и малых элементов рельефа не равнозначны. В формировании крупных элементов рельефа, до типов мегарельефа включительно, на первый план выступает общее направление действия экзогенных факторов: снос или накопление. Для элементов рельефа последующих порядков уже отчетливо выступает значение различий в конкретном характере процессов сноса и накопления, т. е. генетического типа процессов. Это видно уже при сопоставлении геоморфологической карты Мира и карты типов денудации и аккумуляции. Но, углубляясь в изучение этих конкретных типов и форм рельефа высоких порядков, опять-таки нельзя отрывать его от изучения крупных форм, так как каждый элемент рельефа генетически всегда связан в своем развитии с более крупным. Так, например, очевидно, что «малые» формы рельефа (поймы, террасы, овраги) низменной аккумулятивной равнины ныне прогибающейся части Польско-Германской синеклизы имеют иной характер и иначе развиваются, чем в тектонически активных высоких горах.

Та качественная перестройка геоморфологии, о которой было сказано выше, еще далеко не закончилась. Далеко не сложилась еще и единая теория геоморфологии, которая стройно освещала бы формирование элементов рельефа разных порядков в их взаимной связи. Эту теорию еще надо разрабатывать дальше, соответственно меняя содержание и учебных курсов. В числе главных задач, стоящих перед геоморфологией, первоочередными нам представляются следующие.

1. *Дальнейшее глубокое сравнительное изучение крупных элементов рельефа земной поверхности, их происхождения, развития и разносторонних общепланетарных природных взаимосвязей.* Это изучение является частью комплекса наук о Земле и поэтому должно проводиться с широким использо-

ванием материалов и методики смежных наук.

2. *Исследование «малых» форм рельефа в их взаимосвязи с крупными и на фоне развития последних.* Эти исследования также должны быть с широким охватом зональных и региональных (обусловленных рельефом, тектоническим режимом и др.) закономерностей. Они должны сопровождаться количественными характеристиками и, следовательно, существенным изменением и совершенствованием методики (техники) исследований.

3. *Дальнейшее изучение рельефа дна Мирового океана.* При этом особой задачей является исследование процессов денудации, аккумуляции и выветривания на дне океанов и морей.

4. В результате анализа рельефа Земли в направлениях, указанных выше, усилиями многих геоморфологов (советских и зарубежных) *должна быть разработана единая геоморфологическая классификация.* На основе систематики и классификации элементов рельефа разного порядка следует выработать легенды для геоморфологических карт разных масштабов — от детальных до обзорных карт Мира. Унификация геоморфологического картирования в странах Мира явится крупнейшим шагом в теории и практике геоморфологии.

ЛИТЕРАТУРА

- Энгельс Ф. Диалектика природы. М., Госполитиздат, 1952.
- Астрогеология. Географический сб. XV, АН СССР, 1962.
- Башенина Н. В. Происхождение рельефа Южного Урала. М., Географиз, 1948.
- Башенина Н. В., Леонтьев О. К., Симонов Ю. Г., Пиотровский М. В., Зорин Л. В. Методические указания по геоморфологическому картированию и проведению крупномасштабной геоморфологической съемки. М., Изд-во МГУ, роталпринт, 1959.
- Башенина Н. В., Леонтьев О. К., Пиотровский М. В., Симонов Ю. Г. Методическое руководство по геоморфологическому картированию и производству геоморфологической съемки в масштабе 1 : 50 000 и 1 : 25000 (с легендой). М., Изд-во МГУ, 1962.
- Белюсов В. В. Развитие земного шара и тектогенез. «Советская геология», 1960, № 7.
- Белюсов В. В. Основные вопросы геотектоники. Гостехгеоиздат, 1962.
- Белюсов В. В. Вопросы строения Земли на XIII генеральной Ассамблее Международного геофизического и геологического Союза. «Советская геология», 1964, № 1.
- Белюсов В. В. Верхняя мантия и ее влияние на развитие земной коры. «Советская геология», 1964, № 1.
- Бемелен Ван Р. Горобразование. М., ИЛ, 1956.
- Виске Г. С. Четвертичные отложения и геоморфология Карелии. Петрозаводск, Изд-во Карельского филиала АН СССР, 1959.
- Благоволин Н. С., Муратов В. М., Тимофеев Д. А. Некоторые вопросы формирования склонов в условиях различных морфоструктур. АН СССР, сер. геогр., 1964, вып. 1.
- Вогдаиов А. А., Шатский Н. С. О международной тектонической карте Европы масштаба 1 : 2 500 000. Изв. АН СССР, сер. геол., 1961, вып. 1.
- Вогдаиов А. А., Муратов В. М., Хаин В. Е. Об основных структурах земной коры. БМОИП, отд. геол., новая серия, 1963, вып. 3.
- Болн Анри. Очерки геоморфологии. ИЛ, 1956.
- Бондарчук В. Г. Тектоорогенез. Киев, Изд-во АН УССР, 1961.
- Бончковский В. Ф. Внутреннее строение Земли. М., Изд-во АН СССР, 1953.
- Борзов А. А. Некоторые дополнения к учению об эрозионном (нормальном) цикле. Доклад советской делегации на Международном географическом конгрессе в Варшаве. Изд. НИИ Большого Советского Атласа Мира, 1934.
- Борзов А. А. К вопросу об асимметрии междуречных плато. Сб. «Географические работы А. А. Борзова». М., Географиз, 1951.
- Борисов А. А. О глубинной структуре платформенных территорий СССР. «Советская геология», 1962, № 2.
- Боч С. Г., Краснов И. И. Процесс гольцового выравнивания и образование нагорных террас. «Природа», 1951, № 5.
- Будыко М. И. Тепловой баланс земной поверхности. Л., 1956.
- Буркар Ж. Соображения о четвертичном орогенезе. Сб. «Живая тектоника». М., ИЛ, 1958.

- Васильковский Н. П., К проблемам развития земной коры. Доклады советских геологов на XXII сессии Международного геологического конгресса; проблема 4. М., Изд-во «Наука», 1964.
- Вильсон Дж. Геофизика и рост континентов. «Природа», 1959, № 8.
- Вопросы криологии при изучении четвертичных отложений. Сб. АН СССР, 1962.
- Вопросы климатической и структурной геоморфологии. Сб. статей (Ж. Трикара, А. Кайе, Ж. Сюре-Каналья и др.). М., ИЛ, 1959.
- Вопросы современной зарубежной тектоники. Сб. статей. М., ИЛ, 1960.
- Воронов П. С. О роли морфоструктур Арктики и Антарктики и выяснения некоторых закономерностей структурного плана Земли. Инф. Бюлл. Ин-та Геологии Арктики, 1961, вып. 23.
- Воскресенский С. С. Геоморфология Сибири. М., Изд-во МГУ, 1962.
- Воскресенский С. С., Зорин Л. В., Симонов Ю. Г. Закономерности формирования склонов в Восточной Сибири. «Вестник МГУ», 1960, № 1.
- Гвоздецкий Н. А. Карст. М., Географгиз, 1954.
- Геллер С. Ю. Геоморфология. Советская география: итоги и задачи. М., Географгиз, 1960.
- Герасимов И. П. О движении почвенно-грунтовых масс на склонах. «Почвоведение», 1941, № 7—8.
- Герасимов И. П. Овраги и балки (суходолы) степной полосы. «Проблемы физической географии», 1950, № 15.
- Герасимов И. П. Опыт геоморфологической интерпретации общей схемы геологического строения СССР. «Проблемы физической географии», 1946, № 12.
- Герасимов И. П. Очерки по физической географии зарубежных стран. М., 1959.
- Герасимов И. П. Современные движения и новейшая тектоника. «Проблемы физической географии», 1950, № 15.
- Герасимов И. П. Структурные черты рельефа земной поверхности на территории СССР и их происхождение. Тр. Ин-та географии АН СССР, 1959.
- Герасимов И. П., Марков К. К. Ледниковый период на территории СССР. Тр. Ин-та географии АН СССР, 1939.
- Герейчук К. И. Тектонические закономерности в орографии и речной сети Русской равнины. Львов, 1960.
- Горшков Г. П., Якушева А. Ф. Общая геология. М., Изд-во МГУ, 1962.
- Григорьев А. А. Теоретические основы современной физической географии. Сб. «Взаимодействия наук при изучении Земли». М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Гураный Г. В., Соловьева И. А. Строение земной коры по геофизическим данным. Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1963, вып. 98.
- Деменцкая Р. М. Основные черты строения коры Земли по геофизическим данным. Тр. НИИГА, т. 115. М., Гостоптехиздат, 1961.
- Дикси Ф. Великие Африканские разломы (1956). М., ИЛ, 1959.
- Дэвис В. М. Сб. статей «Геоморфологические очерки». М., ИЛ, 1962.
- Дю-Гойт А. Геология Южной Африки. М., ИЛ, 1957.
- Живая тектоника. Сб. статей. М., ИЛ, 1957.
- Загорская Н. Г. Современное оледенение архипелага Северной Земли. Изв. Всес. геогр. об-ва, 1959, т. 90, вып. 2.

- Загорская Н. Г. Характер древнего оледенения почти равнин по матерналам современного оледенения архипелага Северной Земли. «Вопросы географии», 1959, сб. 46.
- Зарубежная Азия (Арманд Д. Л., Мурзаев Э. М. и др.). М., Учпедгиз, 1956.
- Земная кора, Сб. статей. М., ИЛ, 1957.
- Зенкович В. П. Основы учения о развитии морских берегов. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Иддиксон М. И. Типы подвижных поясов Тихоокеанской окраины СССР. «Советская геология», 1964, № 1.
- Калесник С. В. Проблема снеговой границы. «Вестник ЛГУ», сер. геол. и геогр., вып. 2, 1961, № 12.
- Каттерфельд Г. И. Лик Земли. М., Географгиз, 1962.
- Кедров В. М. О геологической форме движения в связи с другими его формами. Сб. «Взаимодействие наук при изучении Земли», М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Кесь А. С. Основные черты строения лёссового рельефа. Сб. «Иден академика В. А. Обручева в геологическом строении Северной и Центральной Азии и их дальнейшее развитие». М.—Л., Изд-во АН СССР, 1963.
- Кинг Ф. Геологическое развитие Северной Америки. М., ИЛ, 1961.
- Кирушина М. Г. и др. Особенности проявления новейшей тектоники в Советской Арктике. Рига, Изд-во АН Латв. ССР, 1961.
- Корешков И. В. Области сводового поднятия и особенности их развития. М., Госгеолгиздат, 1960.
- Кришнан М. С. Геология Индии и Бирмы. М., ИЛ, 1954.
- Кропотки П. Н. Происхождение материков и океанов. «Природа», 1956, № 4.
- Леонтьев О. К. Краткий курс морской геологии. М., Изд-во МГУ, 1963.
- Леонтьев О. К. Основы геоморфологии морских берегов. М., Изд-во МГУ, 1961.
- Лёссовые породы Украины. Сб. Киев, Изд-во АН УССР, 1957.
- Личков В. Л. Природные воды и литосфера. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1960.
- Луигерсгаузен Г. Ф. О периодичности геологических явлений и изменений климатов прошлых геологических эпох. Сб. «Планетарная геоморфология». М., Госгеолгиздат, 1963.
- Магницкий В. А. Внутреннее строение Земли. М., Изд-во «Знание», 1961.
- Маккавеев Н. И. Русло реки и эрозия в ее бассейне. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Маккавеев Н. И., Хмелева Н. В., Зайтов И. Р., Лебедева Н. В. Экспериментальная геоморфология. М., Изд-во МГУ, 1961.
- Марков К. К. Основные проблемы геоморфологии. М., Географгиз, 1948.
- Марков К. К. Очерки по географии четвертичного периода. М., Изд-во МГУ, 1955.
- Марков К. К. Палеогеография, Изд. 2-е. М., Изд-во МГУ, 1960.
- Марков К. К. О динамике Антарктического ледникового покрова. «Антарктида», 1962, сб. 2. Изд. Межведомственной комиссии по изучению Антарктиды при АН СССР.
- Махацек Ф. Рельеф Земли. М., ИЛ, т. I, 1959 и т. II, 1961.
- Мещеряков Ю. А. Морфоструктура равнинно-платформенных областей. М., Изд-во АН СССР, 1960.

- Мещеряков Ю. А. Полигенетические поверхности выравнивания Юго-Востока Русской равнины и их значение для анализа неотектоники. Сб. «Геоморфология и новейшая тектоника Волго-Уральской области и Южного Урала». Уфа, Башкирский филиал АН СССР, 1960.
- Молодецский М. С. Упругие приливы, свободная нутация и некоторые вопросы строения Земли. Тр. геофизического ин-та, 1959, № 19.
- Наливкин Д. М. Учение о фациях. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Николаев Н. И. История развития основных представлений в геоморфологии. Очерки по истории геологических знаний. М., Изд-во АН СССР, 1958, № 6.
- Николаев Н. И. Категории форм рельефа и значение тектонического фактора в их развитии. Изв. АН СССР, сер. геогр. 1957, № 1.
- Николаев Н. И. Неотектоника Евразии. Сб. «Неотектоника СССР». Рига, Изд-во АН Латв. ССР, 1961.
- Николаев Н. И. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Павлов А. П. О рельефе равнины и его изменениях под влиянием работы подземных и поверхностных вод. «Землеведение», кн. III и IV, 1898.
- Панов Д. Г. Генетические типы подводных долин и подводных каньонов. Изв. Всес. геогр. об-ва, 1959, вып. 5.
- Панов Д. Г. Морфология дна Мирового океана. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Парийский Н. Н. Неравномерность вращения Земли. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Пармузин Ю. П. Горы Путорана. «Вопросы физической географии СССР». М., Изд-во МГУ, 1959.
- Певнев Б. К. Гидротермические движения земной поверхности и их влияние на выводы о современных движениях земной коры. Сб. «Современные движения земной коры». М., Изд-во АН СССР, 1963, № 1.
- Пейве А. В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях. Изв. АН СССР, сер. геол., 1945, № 5.
- Пейве А. В. Разломы и их роль в строении и развитии земной коры. Доклады советских геологов на XXI МГК, пробл. 18. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Пенк Вальтер. Морфологический анализ. М., Географгиз, 1961.
- Пнотровский М. В. Проблемы формирования педиментов. Сб. «Проблемы поверхностей выравнивания». М., Ин-т географии АН СССР, 1964.
- Планетарная геология. Сб. статей. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Попов А. И. Грунтовые жилы на севере Западной Сибири. «Вопросы физической географии полярных стран». М., Изд-во МГУ, 1959, вып. 2.
- Попов А. И. Особенности литогенеза аллювиальных равнин в условиях сурового климата. Изв. АН СССР, сер. геогр., 1953, вып. 2.
- Попов А. И. Перигляциальные образования на территории СССР. Сб. статей к VI Международному конгрессу ИНКВА в Польше, М., Изд-во МГУ, 1960.
- Русаков Б. А. Гидротермические движения земной поверхности. М., Якутский филиал АН СССР, 1961.
- Рухин Л. Б. Основы общей палеогеографии. М., Гостоптехиздат, изд. 1-е, 1959, изд. 2-е, 1962.
- Рухин Л. Б. Основы литологии. Л., 1961.
- Рухин Л. Б. Проблемы происхождения материковых оледенений. Изв. ВГО, 1960, т. 91 вып. 1.
- Рухина Е. В. Литология моренных отложений. Л., Изд-во ЛГУ, 1960.

- Салнищев К. А. О картографическом методе исследований. «Вестник МГУ», 1955, № 10.
- Селевые потоки и борьба с ними. Сб. АН СССР, 1957.
- Сидоренко А. В. Доледниковая кора выветривания Кольского полуострова. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1958.
- Симоиов Ю. Г. К вопросу о происхождении пологих склонов в нижнем и среднем Приангарье. «Научные доклады «Высшей школы», геол.-геогр. науки, 1959, № 2.
- Синицын В. М. Центральная Азия. М., Географгиз, 1959.
- Скворцов Ю. Н. Молодые тектонические движения Западного Тянь-Шаня и связанные с ними оледенения. Материалы Второго совещания геоморфологической комиссии АН СССР, 1960.
- Современные движения земной коры, Сб. 1. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Солдцев Н. А. Снежники. М., Географгиз, 1949.
- Спириндоиов П. И. Опыт составления геоморфологических карт разных масштабов (1 : 50 000, 1 : 200 000 и 1 : 1 000 000) в единой легенде. «Вестник МГУ», сер. биол., почвовед. геол. и географ., 1958, № 3.
- Стовас М. В. Некоторые вопросы тектогенеза. В сб. «Планетарная геология». М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Стовас М. В. Некоторые закономерности в географическом распределении платформ и широтной складчатости. Геол. журн. АН УССР, т. XX, 1960, № 4.
- Стовас М. В. Неравномерность вращения Земли как геотектонический фактор. Изв. Всес. геогр. об-ва, т. 91, 1959, № 4.
- Стовас М. В. О роли неравномерности вращения Земли в образовании планетарных глубинных разломов. Геогр. сб. XV. Астрогеология, Изд-во АН СССР, 1962.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 1—2, 1962.
- Ступак Н. К. О пульсации Земли. В сб. «Планетарная геология». М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Тимофеев Д. А., Геоморфология озерно-аллювиальных аккумулятивных равнин. Изв. АН СССР, сер. геогр. 1963, № 2.
- Тушинский Г. К. Снежники, ледники, лавины. М., Географгиз, 1963.
- Федоров Е. К. Некоторые проблемы развития наук о Земле. В сб. «Взаимодействие наук при изучении Земли». М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Федорович Б. А. Вопросы происхождения лёсса в связи с условиями его распространения в Евразии. Тр. Ин-та географии, т. 80, 1960.
- Федорович Б. А. Лик Пустыни. М., Географгиз, 1951.
- Федорович Б. А. Происхождение рельефа пустыни Такла-Макан и вопросы ее освоения. М., 1961.
- Философские вопросы естествознания. Сб. статей. М., Изд-во МГУ, 1960.
- Флинт Р. Ледники и палеогеография плейстоцена. М., ИЛ, 1963.
- Ханин В. Е. Глубинные разломы: основные признаки, принципы классификации и значение в развитии земной коры. «Изв. высших учебных заведений». Серия Геология и разведка, 1963, № 3.
- Ханин В. Е. Общая геотектоника. М., Изд-во «Недра», 1964.
- Ханин В. Е. Некоторые вопросы происхождения и классификации складок земной коры. ВМОИП, отд. геол., 1957, т. XXXI.
- Ханин В. Е. Основные типы тектонических структур, особенности и причины их развития. Докл. сов. геол. на XXII сессии МГК, пробл. 8. М., Изд-во АН СССР, т. 10, 1960.

- Хан В. Е. Основные этапы развития земной коры (в пределах современных материков). ВМОИП, отд. геол., 1962.
- Хан В. Е. и Милановский Е. Е. Основные черты современного рельефа земной поверхности и неотектоники. Бюлл. Моск. обл. испытателей природы, отд. геол., 1956, 31, вып. 3—4.
- Шатский Н. С. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. Сравнительная тектоника древних платформ. Изв. АН СССР, сер. геол., 1946, № 1.
- Шебаенко И. И. Основные закономерности разломной тектоники земной коры. Тр. Ин-та геол. наук АН УССР, сер. геол., 1963, вып. 12.
- Шандер Е. В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, сер. геол., 1951, вып. 135, № 55.
- Шандер Е. В. Современная геология и ее место в естествознании. Сб. «Взаимодействие наук при изучении Земли». Изд. АН СССР, 1963.
- Шейнман Ю. М. Платформы, складчатые пояса и развитие структур Земли. Магадан, ВНИИ золота и редких металлов, 1959.
- Шейнман Ю. М. Великие обновления в тектонической истории Земли. Международный геол. конгресс, XXI сессия, пробл. 13. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Штилле Г. Избранные труды. М., Изд-во «Мир», 1964.
- Шульц С. С. Легенда к карте новейшей тектоники СССР. «Изв. высших учебных заведений» (серия геология и разведка), вып. 1, 1958, 1959, вып. 2.
- Шульц С. С. Основные геоструктурные области Земли по данным новейшей тектоники. «Советская геология», 1962, № 5.
- Щукин И. С. Общая геоморфология. М., Изд-во МГУ, т. I, 1960, I-II 1964.
- Щукин Н. С. Опыт генетической классификации форм рельефа. «Вопр. географии», сб. 1, 1946.
- Эдельштейн Я. С. Геоморфология. М.—Л., Гостехгеоліздат, 1948.
- Atwood W. W. The physiographic provinces of North America. Boston, 1940.
- Baulig H. Peneplains and pediplains. «Bull. Geol. Soc. America», 1957, № 7.
- Birot P. Le méthodes de la morphologie. Presses universitaires de France, Paris, 1955.
- Biral J. Brian. Terrain confluions in the Central Canadian Arctic. «Geogr. Bull.», 1955, № 7.
- Cotton C. Geomorphology. London, Melbourn, Sydney, Ferth, 1945.
- Davis W. M. Die Erklärende Beschreibung der Landformen. 2 Aufl., Leipzig, 1920.
- Engeln O. D. Geomorphology systematic and regional. New-York, 1942.
- Flint K. F. The stagnation and dissipation of the last ice-sheet. «Geogr. Review», 1929, april.
- Gellert I. F. Der Tropenkarst in Süd-China in Rahmen der Gebirgsformung des Landes. Deutscher Geographentag, Köln, 22—26, 1961.
- Harrington H. J. Paleogeographic development of South Africa. «Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists», 1962, № 10.
- King L. Geomorphology of the Earth. Edinbourg, 1962.
- Kugler H. Die geomorphologische Reliefanalyse als Grundlage grossmasstabiger geomorphologischer Kartierung. Wissenschaft. Veröffentlichungen d. Deutsch. Inst. f. Länderkunde. Neue Folge 21/22, Leipzig, 1964.

- Lewis P. F. Linear topography in the South-western Palouse. Washington — Oregon. «Annal. Assoc. Amer. Geographers», v. 50, N° 21, 1960.
- Lobeck A. K. Geomorphology; New-York — London, 1939.
- Louis H. Allgemeine Geomorphologie, Berlin, 1960.
- Macar P. et Pissart A. Géomorphologie. «Les applications de la géographie en Belgique». Comité National de Géographie. Liege, 1964.
- Orvin A. Om dannelse av strukturmark Norges Svalburdog Ishavsunderskeller Maddelelse. «Saertzykn ov Norsk Geografisk Tiasskrft», Bind IX, Hefte 3, 1942.
- Problems of Geomorphological Mapping (Data of the Intern. Conference of the Subcommision on Geomorph. Mapping Poland, 3—12 May, 1962). Inst. of Geography of the Polish Academy of Sciences. Geogr. Studies, N° 46, Warszawa, 1963.
- Pécsi M. A; földfelsrin forma c csoportjainak ábrázolása. A cademia scientiarum hungarica, Institutum geographicum, Publicationes 48, 1958.
- Sougy J. West African Fold Belt. «Bull. Geol. Soc. Amer.», v. 73, N° 7, 1962.
- Sparks B. W. Geomorphology. London. 1961.
- Tricart J. Cours de Géomorphologie. Premier Partie. Géomorphologie structurale. Fasc. I, 1952.
- Umbgrove I. The Pulse of the Farth. 2 ed. Hague, 1947.
- Vening Meinesz F. A. Shear pattern of the Earth crust. «Trans. Amer. Geophys. Union», v. 28, N° 1, 1947.
- Wooldridge S. W. and Mangan R. S. An Outline of Geomorphology London, 1960.

Предисловие	3
<i>Часть первая</i>	
Основные вопросы геоморфологии	
Глава I. О предмете геоморфологии и ее связи с другими науками	
Содержание геоморфологии	5
Форма Земли, ее внутренние оболочки и связь их строения с рельефом	13
Место геоморфологии среди геолого-географических наук	17
Глава II. Эндогенные факторы рельефообразования	19
Источники энергии эндогенных процессов	—
О механизме эндогенных движений	22
Типы тектонических движений и их роль в рельефообразовании	24
Глава III. Экзогенные факторы рельефообразования	30
Краткие сведения об экзогенном рельефообразовании	—
Источники энергии экзогенных процессов	39
Диagenез отложений и его значение для изучения рельефа	41
Соотношение тектонических и экзогенных процессов	42
Глава IV. Связь рельефообразования с геологическим строением, тектоническим режимом и климатом	44
Связь рельефообразования с геологической структурой и тектоническим режимом	—
Связь рельефообразования с климатом	52
Глава V. Возраст рельефа	53
Возраст рельефа и способы его определения	—
Стадийность развития рельефа и учение Дэвиса	58
Неравнозначность стадий развития элементов рельефа	63
Соотношение возраста мега- и мезорельефа	64
Глава VI. Методы геоморфологии	68
Глава VII. Систематика и классификация элементов рельефа	76
Теоретическое и практическое значение систематики и классификации элементов рельефа	—
Краткий обзор геоморфологических классификаций	78
Принципы систематики и классификации элементов рельефа	83
Принципы генетической классификации типов рельефа	86
О классификации мезо- и микроформ рельефа	91

Глава VIII. Принципы геоморфологического картирования . . .	92
Генетическая классификация элементов рельефа разного порядка и легенды геоморфологических карт . . .	—
О легенде к геоморфологической карте Мира	94
О генерализации легенд геоморфологических карт . . .	96
О геоморфологической терминологии	100
О геоморфологическом районировании	105
Глава IX. Значение геоморфологии для народного хозяйства . . .	107
<i>Часть вторая</i>	
Эндогенные факторы и рельеф Земли	115
Глава X. Происхождение структурно-морфологического плана поверхности Земли	—
Основные особенности в расположении планетарных элементов рельефа Земли	—
Планетарная система разломов разного порядка и ее значение в формировании рельефа Земли	121
Крупные черты рельефа гор и равнин	128
Увеличение контрастности рельефа Земли за геологическое время и возраст океанов	131
Глава XI. Мегарельеф платформ	138
Мегарельеф материковых платформ	—
Мегарельеф аккумулятивных равнин	139
Мегарельеф денудационных равнин	141
Мегарельеф гор материковых платформ	146
Мегарельеф равнин материкового склона	147
Мегарельеф платформ ложа океана	148
Глава XII. Мегарельеф подвижных поясов	149
Мегарельеф подвижных поясов материков	—
Мегарельеф подвижных поясов переходной зоны	155
Мегарельеф гор ложа океанов	161
Глава XIII. Пути тектонического развития и мегарельеф Земли	—
Геосинклинальное развитие	162
Послеплатформенная активизация и формирование подвижного пояса	—
Платформенное развитие с преобладанием поднятия	164
Платформенное прогибание	165
Взаимосвязь путей тектонического развития	167
Значение неотектонического этапа в развитии рельефа Земли	168
Асинхронность тектогенеза	169
Глава XIV. Тектонические движения, геологические структуры и их отражение в элементах рельефа разного порядка	173
Общие черты структуры земной коры	—
Разрывные дислокации разного порядка и их роль в формировании рельефа	176
О тектонической обусловленности речной сети	182
Вертикальные движения, складчатость и их выражение в рельефе	190

Стадии развития как фактор различия элементов рельефа одного порядка	193
--	-----

Часть третья

Экзогенные факторы рельефообразования	196
---	-----

Глава XV. Денудация и выветривание	—
--	---

Значение денудации в формировании рельефа	—
Выветривание	200

Глава XVI. Склоновая денудация и ее выражение в рельефе	212
---	-----

Об изменении субэразового рельефа склоновыми процессами	217
Гравитационные, делювиальные и дефлюкционные склоновые процессы	219
Педиплены и пенепплены в гумидном климате	226
Педиплены в аридном климате	—
Пустынные педименты и педиплены	228
Пенепплены и педиплены влажных тропиков	230
Солифлюкционные и нивальные процессы	—
Гольцовые педименты и педиплены	233
Морозно-дефлюкционные педименты и пенепплены таежных районов континентального и нивального климата	240
Морозно-нивно-ледниковые педименты в высоких горах гумидного климата	241
Некоторые закономерности формирования педиментов	243

Глава XVII. Флювиальные процессы	248
--	-----

Некоторые закономерности работы водотоков	249
Временные русловые потоки горных стран	254
Временные водотоки равнин	259
Реки и речные долины	262
Развитие долины и формирование поймы	271
Речные террасы	279
Устья рек	286

Глава XVIII. Море как рельефообразующий фактор	288
--	-----

Работа моря	289
Профиль равновесия морских берегов	292
Перемещение наносов и типы аккумуляторных берегов	294
Принципы классификации морских берегов	299

Глава XIX. Деятельность льда и снега	302
--	-----

Преобразование рельефа горными ледниками	310
Рельеф областей покровного оледенения	323
Формы ледниковой аккумуляции, их происхождение	326
О некоторых нерешенных положениях	338

Глава XX. Рельефообразование, обусловленное вечной мерзлотой	342
--	-----

Элементы рельефа, созданные мерзлотными процессами	344
--	-----

Глава XXI. Деятельность ветра и рельеф песчаных пустынь	353
---	-----

Условия образования пустынь и работа ветра . . .	353
Эоловые формы рельефа	362
Глава XXII. Карст	366
Карстовый рельеф	368
Суффозия и глинистый карст	372
Заключение	375
Литература	378
Геоморфологическая карта Мира (приложение 1)	
Схематическая карта типов денудации и аккумуляции на материках (приложение 2)	
Систематическая (таксономическая) таблица элементов рельефа и их генетическая классификация (табл. 1; приложение 3)	
Таблица 5. Геоморфологические исследования при поисках полезных ископаемых разных типов (приложение 4)	
Схематическая карта мощности земной коры до поверхности Моховичича (приложение 5)	

Меня и р. 00 к.



ВЫСШАЯ ШКОЛА · 1967