
Е. В. Шанцер

ОЧЕРКИ УЧЕНИЯ
О ГЕНЕТИЧЕСКИХ
ТИПАХ
КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ
ОСАДОЧНЫХ
ОБРАЗОВАНИЙ

ИЗДАТЕЛЬСТВО
«НАУКА»

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR

GEOLOGICAL INSTITUTE

E. V. SHANTZER

PRINCIPLES OF THE STUDIES
OF GENETIC TYPES
OF CONTINENTAL
SEDIMENTARY FORMATIONS

Transactions, vol. 161

PUBLISHING OFFICE «NAUKA»

Moscow 1966

Е. В. ШАНЦЕР

ОЧЕРКИ УЧЕНИЯ
О ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПАХ
КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ
ОСАДОЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Труды, вып. 161

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

академик *А. В. ПЕЙВЕ* (главный редактор),
К. И. КУЗНЕЦОВА, В. В. МЕННЕР, П. П. ТИМОФЕЕВ

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР

В. В. ЛАМАКИН

EDITORIAL BOARD:

academician *A. V. PEIVE* (Chief Editor).
K. I. KUZNETZOVA, V. V. MENNER, P. P. TIMOFEEV

RESPONSIBLE EDITOR

V. V. LAMAKIN

ПРЕДИСЛОВИЕ

Учение о генетических типах осадочных образований, зародившееся и развивающееся в нашей стране, занимает положение, промежуточное между литологией и учением о фациях, с одной стороны, и динамической геологией и геоморфологией — с другой. Несмотря на то, что понятие о генетических типах в приложении к континентальным отложениям прочно привилось в отечественной геологии и стало буквально общим достоянием, контуры этого учения до сих пор остаются, однако, достаточно расплывчатыми, да и сам термин «генетический тип» толкуется далеко не однозначно. Преодоление подобного положения важно не только с чисто теоретической точки зрения. Его требуют также задачи успешной разработки ряда научно-методических вопросов и весьма существенных практических проблем. В самом деле, в настоящее время диагностика генетических типов отложений превратилась в один из существенных приемов литологического изучения континентальных осадочных формаций, их фациального и палеогеографического анализа и в важную базу разработки вопросов инженерной геологии, методики поисково-разведочных работ на россыпные месторождения и т. п. В области же стратиграфии и геологического картирования четвертичных отложений выделение генетических типов является, можно прямо сказать, основой основ. Поэтому необходимость систематического изложения принципиальных основ учения о генетических типах без преувеличения можно считать давно назревшей и насущной задачей.

Автор настоящих строк решился взять на себя смелость хотя бы частично выполнить эту задачу, учитывая накопленный им опыт практической исследовательской работы в данной области и тот багаж общих теоретических представлений, который ему удалось приобрести за время научной и научно-педагогической деятельности. Начиная с тридцатых годов, ему пришлось непосредственно изучать различные генетические типы четвертичных отложений как в ходе их картирования, так и при изысканиях под гидротехническое строительство. В оформлении же излагаемых в настоящей книге идей ему особенно помогло многолетнее преподавание курсов исторической и четвертичной геологии, а в последнее время также руководство исследовательской группой по изучению генетических типов в Геологическом институте АН СССР. Все это вселило надежду, что предлагаемый труд сможет принести пользу, даже если и окажется в некоторых отношениях неполным и несовершенным.

Первоначально автор имел в виду не только затронуть общие вопросы, но и дать развернутую характеристику если не всех, то большинства наиболее важных генетических типов. Однако это оказалось невозможным сделать одному человеку в более или менее обозримый срок. Исходя из того, что задерживать выпуск работы на неопределенно долгое время нерационально, пришлось ограничиться подготовкой к печати настоящих «Очерков», которые не претендуют на исчерпывающую полноту изложения даже тех разделов, которые включены в их состав. Их задача более

ограниченная — дать характеристику сущности учения о генетических типах как научного направления, осветить принципы выделения и классификации генетических типов, проиллюстрировать на отдельных примерах конкретное приложение этих принципов к некоторым группам осадочных образований и обсудить возникающие при этом отдельные теоретические вопросы. Автор рассматривает, таким образом, настоящую работу как попытку изложить общие методические установки учения и пояснить их на отдельных частных объектах и проблемах, а отнюдь не как систематическое и законченное изложение содержания всего учения в целом.

Те же соображения желательности ускорения публикации заставили автора уже сейчас сдать в печать настоящие очерки, хотя они и не охватывают всех проблем учения о генетических типах. Эту книгу следует поэтому рассматривать лишь как итог начальной стадии работы. Этим оправдывается ее незавершенность. В частности, в ней совершенно не затронуты вопросы приложения учения о генетических типах к изучению древних континентальных осадочных формаций и его практические аспекты, которым в будущем автор предполагает уделить специальное внимание. Нет в ней и заключительных, итоговых разделов.

Совершенно естественно, что выбор конкретных тем, рассматриваемых в настоящей книге, определялся тематикой исследований той группы, в составе которой в настоящее время работает автор. В течение ряда лет основное внимание было сосредоточено на элювиальных образованиях, аллювии и пролювии, в меньшей мере на склоновых отложениях и лишь в небольшой степени на ледниковых образованиях. Поэтому именно этим объектам, как лучше всего известным автору, и посвящаются соответствующие очерки. Не все они одинаково подробно разработаны и построены не по одному плану. Частично это объясняется своеобразием возникающих проблем и степенью изученности разных типов континентальных осадочных образований; частично же находится в связи с предполагаемым в недалеком будущем выпуске специальных сводных монографий, что относится, в частности, к пролювию, аллювию и склоновым отложениям. Поскольку в этих монографиях должно быть дано полное и всестороннее освещение вопроса, в данной книге было целесообразно ограничиться лишь изложением главных принципиальных положений.

В процессе составления рукописи отдельные ее разделы были просмотрены В. Н. Разумовой и А. И. Москвитиным, сделавшими ряд ценных замечаний, а научное редактирование текста в целом любезно взял на себя В. В. Ламакин. Всем им считаю своим долгом выразить здесь мою глубокую признательность. Особенно же благодарен я Т. М. Микулиной за постоянную помощь и дружескую критику на всех стадиях работы и за тот большой труд, который она вложила в подготовку рукописи к печати. Представляя теперь книгу на суд читателей, я с надеждой ожидаю их критической оценки, которая, несомненно, поможет мне в дальнейшей работе.

Глава I

СУЩНОСТЬ УЧЕНИЯ О ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПАХ КАК РАЗДЕЛА ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ НАУКИ

ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ЛИТОГЕНЕЗА

Изучение континентальных отложений и сложенных ими осадочных формаций требует от геолога существенно иного подхода, чем изучение морских осадков и осадочных формаций морского происхождения. Это определяется рядом своеобразных особенностей литогенеза суши.

Все без исключения морские и океанические водоемы можно рассматривать как конечные приемники, в которых оседает минеральное вещество после длинного пути миграции от источников сноса. Подавляющая часть морского и океанического дна является областью почти безраздельного господства процессов аккумуляции. Здесь формируются мощные толщи напластований, охватывающие обширные территории и навсегда или, по крайней мере, на сотни миллионов и миллиарды лет входящие в состав осадочной оболочки земной коры.

Суша противостоит морю как область господства процессов выветривания и денудации, и в ее пределах осадконакопление происходит лишь в относительно ограниченных масштабах. На большей части площади суши литогенез сводится либо к образованию коры выветривания, либо к накоплению маломощных, но генетически очень разнообразных рыхлых поверхностных отложений, тяготеющих главным образом к склонам и днищам депрессий эрозионного рельефа. Большинство этих поверхностных образований не сохраняется сколько-нибудь полно в составе древних осадочных толщ, но с течением времени почти нацело уничтожается последующей денудацией. Это лишь историко-геологические эфемеры, отражающие временные остановки на пути миграции вещества от областей сноса к морю как главному коллектору осадочного материала. Полный комплекс подобных поверхностных образований можно встретить только среди геологически наиболее молодых, главным образом антропогенных (четвертичных), отложений. Отсюда понятно, почему их изучение стало почти исключительно прерогативой четвертичной геологии. Однако только на примере этих маломощных и часто геологически недолговечных образований удастся вскрыть все разнообразие конкретных форм проявления континентального литогенеза и понять лежащие в их основе сложные сочетания различных типов процессов выветривания, денудации и осадконакопления.

Правда, среди напластований любого геологического возраста не являются редкостью и достаточно мощные континентальные осадочные формации, возникающие в областях относительно устойчивой и длительной аккумуляции. Как раз в подобного рода областях, обычно совпадающих с районами тектонических опусканий земной коры, процессы континентального осадконакопления протекают наиболее интенсивно и,

казалось бы, должны проявляться в наиболее полных, завершенных и типичных формах. На деле, однако, это далеко не так.

Области относительно устойчивой континентальной аккумуляции занимают лишь сравнительно небольшую часть поверхности материков. Уже по одному этому присущие им условия не могут всесторонне характеризовать сушу в целом. Осадконакопление идет здесь прежде всего за счет материала, приносимого из весьма удаленных источников питания, и в этом отношении такие области, подобно морским водоемам, в известной мере можно рассматривать как конечные приемники продуктов сноса. Особенно это относится к зонам аридного климата, при котором вынос даже части поступающего вещества в сторону моря становится невозможным. Подобное конечное положение областей устойчивой континентальной аккумуляции по отношению к путям переноса продуктов выветривания и денудации приводит к господству в составе формирующихся в их пределах осадочных толщ тех типов отложений, которые соответствуют поздним этапам миграции вещества на поверхности суши. Это преимущественно аллювиальные и тесно связанные с ними озерные и болотные накопления. Среди них большое место занимают осадки субаквального происхождения, условия накопления и диагенеза которых не являются наземными в строгом смысле слова. Наоборот, субаэральные отложения и образования элювиального генезиса, отражающие в своем составе и строении наиболее резкие отличительные черты континентальной обстановки, либо вовсе отсутствуют, либо развиты слабо и не типично. И, как правило, чем больше мощность континентальной осадочной формации, чем более непрерывным был процесс ее накопления, тем менее разнообразен генетический спектр слагающих ее отложений, тем больше роль в ее строении субаквальных осадков и тем менее полно отражает ее состав всевозможные формы континентального литогенеза.

Правда, в отличие от морского и океанического дна, ни одна, даже самая обширная и длительно существующая область континентальной аккумуляции, за исключением разве крупных озерных ванн тектонического происхождения, не является площадью сплошного и непрерывно идущего осадконакопления. В подавляющем большинстве случаев это приморские или внутриконтинентальные аккумулятивные равнины, в пределах которых господствуют процессы аллювиального и пролювиального седиментогенеза. Уже сама природа этих процессов обуславливает локализацию отложения осадков на ограниченных участках конусов выноса, в пересекающих равнину речных руслах и в понижениях, временно заливаемых полыми водами или занятых геологически недолговечными мелководными озерными водоемами и болотными массивами. В связи с постоянно развивающимися неравномерными движениями земной коры и связанной с ними перестройкой рельефа, а также с изменениями климата, происходит частое перераспределение этих участков аккумуляции на поверхности равнины. Осадконакопление охватывает то одну, то другую ее часть, многократно чередуясь во времени и пространстве с выветриванием и денудацией. Отсюда проистекает значительно большая пестрота состава и сложность строения континентальных осадочных формаций по сравнению с морскими. Она выражается в многочисленных внутриформационных перерывах и в прихотливой смене фаций и литологических типов пород по горизонтали и вертикали. Каждый внутриформационный перерыв местного или регионального значения знаменует временное относительное подавление процессов аккумуляции и хотя бы частичное замещение их выветриванием и денудацией. Это нередко приводит к общему или локальному эрозионному расчленению поверхности равнины, в связи с которым начинают проявляться некоторые из тех форм континентального

литогенеза, которые присущи областям господства денудации. В частности, возникают иногда и свойственные последним поверхностные образования, например, такие, как элювий или отдельные типы склоновых отложений. Однако они никогда не являются достаточно полно развитыми и не получают в составе формирующейся осадочной толщи сколько-нибудь существенной роли. Поэтому изучение мощных континентальных осадочных формаций само по себе не дает возможности ни выяснить полностью динамику процессов, приводящих к возникновению подобного рода образований, ни верно оценить их место и значение в общей картине литогенеза суши.

Это в значительной мере относится и ко всем континентальным отложениям. Осадконакопление, протекающее на континентах, теснейшим образом связано с преобразованием их поверхности агентами денудации, другим важнейшим итогом которого является моделировка рельефа. Литогенез и морфогенез суши представляют собой лишь две стороны единого сложного процесса преобразования ее лика, и только совместное изучение этих сторон может обеспечить верное понимание как той, так и другой. А ведь именно в областях господства денудации и возможно действительно всестороннее и глубокое исследование закономерных связей между развитием рельефа и накоплением континентальных осадков. Аккумулятивные равнины с их плоской, монотонной поверхностью являются наименее подходящим объектом для этой цели. Тем более это касается мощных континентальных осадочных формаций, рельеф времени накопления которых лишь с большим трудом и только в самых приближенных чертах поддается восстановлению с помощью изучения морфологии контактов слагающих их слоев и погребенных поверхностей размыва.

Важнейшей отличительной чертой континентального литогенеза является также огромная роль гипергенных процессов, обычно объединяемых терминами «выветривание» и «почвообразование», в формировании не только минерального состава, но и всего облика отложений самого различного происхождения. Эти процессы играют сравнительно менее существенную роль лишь в случае чисто субаквальных отложений дна крупных постоянных озерных водоемов. Уже для осадков малых озер, а особенно речных пойм они приобретают весьма большое значение. Что же касается настоящих субаэральных отложений, то на них эти процессы накладывают поистине неизгладимую печать. Их роль при этом двояка. С одной стороны, они обуславливают формирование определенного типа коры выветривания, а тем самым и минералогический состав исходного материала для накопления континентальных осадков, т. е. выступают как движущие факторы разрушения подвергающихся затем денудации коренных пород. С другой стороны, они воздействуют на вновь сформировавшийся осадок, преобразуя его в новую горную породу. Нередко это приводит к тому, что отложения разного генезиса, но возникшие в одной и той же климатической зоне и более или менее близкой общей геоморфологической обстановке, приобретают поразительно большое сходство. Ярким примером может служить среднемиоценовая аральская свита, широко распространенная на огромном пространстве от Тургайского прогиба на западе до предгорий Алтая на востоке. Эта свита сложена очень характерными зеленоватыми глинистыми отложениями монтмориллонитового или монтмориллонит-гидрослюдистого состава с крупными карбонатными конкрециями и сростками гипса. Такой облик сохраняют самые различные ее фации, начиная от делювиальных и пролювиальных и кончая озерными. В залегающих стратиграфически выше верхнемиоценовых и плиоценовых континентальных отложениях, также в разных фациях, весьма часто встречаются совершенно иного облика красноцветные

глины и суглинки, сохраняющие очень большое сходство на громадной территории от бассейна Черного моря до Енисея. В еще более молодых четвертичных отложениях той же области господствующими оказываются уже различные лёссовидные карбонатные и частично загипсованные суглинки и супеси светлых желто-бурых и палевых тонов, имеющие опять-таки весьма различное происхождение — от эолового, делювиального и пролювиального до пойменного аллювия включительно.

Столь резкое различие генетически сходных отложений, развитых в составе трех упомянутых стратиграфических комплексов, целиком связано с последовательным изменением климата от теплых субтропических степей или саванн миоцена до холодных сухих степей четвертичного периода, а вместе с тем и со сменой типов вторичных гипергенных преобразований образующихся отложений. В то же время общностью климатической обстановки и хода наложенного гипергенеза объясняется сходство разных по генезису отложений внутри одного и того же стратиграфического комплекса. Если не учитывать это и основываться только на внешнем облике и минералогическом составе, то почти невозможно будет отличить разные генетические типы и правильно понять обстановку накопления первичного осадка. Чтобы снять черты вторичного «конвергентного» сходства генетически различных отложений и расшифровать их истинную природу, нужно прежде всего знание всех деталей хода и возможных последствий наложенных на них гипергенных процессов. А их можно полно и всесторонне исследовать лишь вне областей интенсивной и относительно устойчивой континентальной аккумуляции, где они не подавлены быстро идущим осадконакоплением и их результаты выражены наиболее четко и ясно.

Все сказанное достаточно прочно обосновывает отмеченный вначале тезис, что *общая картина континентального литогенеза успешнее всего может быть выяснена, если в основу положить изучение геологически наиболее молодых, а потому лучше и полнее сохранившихся рыхлых поверхностных отложений, формирующихся в наиболее типичной для суши обстановке господства выветривания и денудации.* Поэтому именно эти отложения должны быть, очевидно, основным объектом нашего внимания.

СУЩНОСТЬ ПОНЯТИЯ ГЕНЕТИЧЕСКИЙ ТИП КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОСАДОЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Представление о генетических типах континентальных осадочных образований в том специфическом смысле, который придал ему А. П. Павлов (1888, 1898), стало своеобразной особенностью нашей отечественной геологии. Правда, и у нас разные авторы используют этот термин не вполне однозначно, но все же ему всегда придается более или менее сходное значение, близкое к павловскому определению генетического типа как совокупности «отложений, образовавшихся в результате работы определенных геологических агентов» (см. дополнение редактора к книге Э. Ога, 1924, стр. 145). Как уже указывалось (Шанцер, 1950а), это определение не вполне точно передает понимание термина самим А. П. Павловым, и поэтому придется специально остановиться на его содержании.

За павловскими словами «определенный геологический агент» фактически кроется представление об определенном типе экзогенного геологического процесса, составляющем причину образования отложений данного генетического типа. Как особенно ясно из работы о рельефе равнин (Павлов, 1898), он выделял подобные типы процессов, исходя из строго определенной и принципиально различной их роли в моде-

лировке рельефа суши и переносе и переотложении продуктов выветривания и разрушения горных пород, а отнюдь не только своеобразию движущих физических факторов.

Наиболее наглядно и убедительно это можно показать на примере двух генетических типов, четко противопоставлявшихся друг другу А. П. Павловым,— речного аллювия и делювия. И тот, и другой являются итогом работы текучей воды, т. е. в основе их образования лежит деятельность одного и того же главного агента денудации. Однако формы проявления этой деятельности в обоих случаях резко различны, и их с полным правом можно рассматривать как совершенно особые геологические процессы, принципиально, качественно отличающиеся друг от друга по своему морфогенетическому эффекту и историко-геологической роли в изменении облика суши.

Аллювий как генетический тип объединяет отложения русловых водных потоков— рек и ручьев. Последние осуществляют *линейный размыв*, или *эрозию*, врезают в поверхность суши эрозионные долины, тем самым расчлняя ее и делая ее рельеф более неровным. Делювий образуется как осадок, намываемый мелкими струйками талых и дождевых вод, стекающих со склонов, за счет смытых с верхней части последних продуктов выветривания горных пород. *Склоновый смыв*, осуществляемый этими струйками, относится к группе процессов *плосцадной денудации*. Его морфогенетический эффект прямо противоположен эффекту линейного размыва, или эрозии, и состоит в выполаживании склонов, смягчении контрастов рельефа, относительном выравнивании поверхности суши. Немалую роль играет при этом и само накопление делювия, формирующего полого-покатые шлейфы, прислоненные к нижней части склонов и скрывающие под собой их ранее резко очерченные подошвы. При противопоставлении делювия аллювию для А. П. Павлова основное значение имели именно эти особенности залегания и связь с процессом, прямо противоположным эрозии по своим историческим результатам, хотя по физической природе движущих факторов между ними можно найти немало общего.

Из приведенного примера вытекает прежде всего, что генетический тип отложений, в павловском его понимании, ни в коем случае нельзя рассматривать как категорию чисто литогенетическую. Наоборот, в состав одного и того же генетического типа могут входить осадки, резко, порою принципиально отличающиеся друг от друга и по динамике накопления, и по составу, текстуре и структуре. Наиболее ярко это бросается в глаза на примере аллювия, объединяющего все осадки, обязанные своим происхождением деятельности рек, в том числе русловые, пойменные и старичные отложения, с чисто литогенетической точки зрения являющиеся крайне разнородными. Если русловой аллювий возникает преимущественно путем намывания влекомых по дну наносов резко турбулентными придонными токами воды, то пойменные и старичные осадки в большей своей части образуются за счет оседания из взвеси мелких частиц в медленно текущих водах разливов и полужастойных водоемах озерного типа. В то же время русловые и старичные отложения сложены типично субаквальными осадками, а пойменные состоят уже из накоплений, по существу субаэральных и по обстановке диагенеза ближе стоящих к таким чисто наземным образованиям, как делювий, чем к отложениям собственно водным.

Иными словами, аллювий литогенетически весьма неоднороден, и в его составе можно выделить очень разнообразные *литогенетические типы осадков*, понимая под этим термином осадки, отличающиеся по характеру динамики среды накопления, а соответственно и по своим структурным и текстурным признакам (Жемчужников и др., 1959; Аллювиальные отложения..., 1954). Большое разнообразие литогенети-

ческих типов обнаруживает уже один русловой аллювий, взятый отдельно, ибо динамика потока на разных отрезках течения, в разных частях русла и в разные сезоны года существенно различна. В стрежневых частях русел бурных горных рек образуются, например, грубые валунные галечники с беспорядочно нагроможденными друг на друга гальками и валунами разных размеров, пересыпанными почти не сортированным гравелисто-песчано-глинистым заполнителем. С указанной точки зрения они кардинальным образом отличаются от мелкозернистых, однородных, прекрасно промытых диагональнослоистых песков русловых отмелей, образующихся по периферии плёсовых ложбин медленно текущих равнинных рек. Это, несомненно, резко различные литогенетические типы осадков, но они относятся не только к одному и тому же генетическому типу в павловском понимании, но даже к одной и той же группе его фаций — к фациям русловым. К тем же русловым фациям аллювия равнинных рек принадлежат и прослой заиления, образующиеся при спаде воды на русловых отмелях и представляющие собою наклонные пласты глинистых алевритов до 0,3—0,5 м мощностью, чаще всего с тонкой параллельной слоистостью. Это, очевидно, еще один резко отличный литогенетический тип тех же русловых осадков. Разумеется, еще более резко отличаются по литогенетическому типу осадки пойменного аллювия.

Литогенетическая неоднородность свойственна не только аллювию, но, в той или иной степени, и всем генетическим типам отложений вообще. В принципе каждый из них представляет собой целый комплекс разных литогенетических типов осадков и литологически разнородных горных пород, иногда весьма пестрый и сложно построенный. Нередко при этом крайне сходные литологически или даже практически тождественные осадки встречаются, а то и являются одинаково характерными для разных генетических типов отложений. Достаточно сослаться хотя бы на русловые галечники и пески, ничем не отличающиеся друг от друга, но входящие в состав как аллювия, так и флювиогляциальных отложений, а порою и пролювия, или на сходные до деталей суглинки пролювиального и делювиального происхождения. Иными словами, одна чисто литологическая характеристика данного конкретного осадка сама по себе еще совершенно недостаточна для установления его принадлежности к определенному генетическому типу отложений, если не считать отдельных, сравнительно редких исключений.

В то же время, однако, относимые к одному и тому же генетическому типу реальные комплексы осадков и горных пород никогда не бывают случайными наборами любых возможных их литогенетических типов. Наоборот, они всегда представляют собой упорядоченные парагенезы, родство которых выражается в общих для них законах строения. Всем им свойственно присутствие некоторых характерных членов, выраженных определенными тождественными или близкими по динамике накопления литогенетическими типами, взаимно замещающими друг друга, и вместе с тем отсутствие некоторых других «запрещенных» для данного генетического типа. Всем им присущи однотипные закономерности чередования и смены в разрезе и по простиранию толщи как характерных, так и второстепенных, факультативных членов и появление иных, чужеродных типов осадков только в строго определенных случаях. Поэтому, если литологическая характеристика отдельных индивидуальных осадков, входящих в подобный парагенез, еще недостаточна для диагностики генетического типа отложений, вместе со вскрытием общих законов их парагенетического сочетания она становится весьма важным средством этой диагностики. И наоборот, знание законов парагенетического сочетания разных литогенетических типов, свойственных данному генетическому типу, нередко служит важнейшей

предпосылкой для верного истолкования обстановки накопления и происхождения каждого из них в отдельности. Таким образом, литологические методы исследования оказываются весьма важными для учения о генетических типах, а это последнее не менее важным для литологии континентальных осадочных образований, хотя само понятие генетического типа отложений и не является категорией литогенетической или вообще литологической в строгом смысле слова.

Выше было показано, что в основу выделения генетических типов кладется представление о соответствующем каждому из них геологическом процессе. Поэтому может возникнуть вопрос — не следует ли рассматривать это понятие как категорию динамико-геологическую? Именно так расценивал его Н. И. Николаев (1946, 1948, 1962), поскольку он строил свою классификацию генетических типов на основе родства физической природы главных движущих факторов процессов их формирования. Именно на этом основании в одну группу им объединялись аллювий, флювиогляциальные отложения и делювий, как возникающие в итоге деятельности текучей воды, а делювий противопоставлялся осыпным, обвальным и оползневым накоплениям склонов, поскольку последние образуются как итог проявления деятельности иного фактора — гравитации в ее чистой форме.

Однако, хотя подобная постановка вопроса и имеет определенные основания, ближайший анализ показывает, что генетический тип все же нельзя рассматривать как категорию чисто динамико-геологическую. Действительно, как мы уже подчеркивали, само выделение геологических процессов, ответственных за формирование отложений разных генетических типов, производится не только и даже не столько по различию их динамики и природы движущих факторов, сколько на основании специфики их историко-геологических результатов, выражающейся в своеобразной роли в преобразовании лика суши и ее осадочного покрова. Это было проиллюстрировано на примере аллювия и делювия. Чтобы вопрос стал еще более ясным, обратимся к сравнению двух других генетических типов — аллювия и флювиогляциальных отложений, которые всегда принято противопоставлять друг другу.

Сравнивая деятельность обычных рек и ручьев, с одной стороны, и потоков талых вод, вытекающих из-под края ледника, — с другой, мы не можем обнаружить в ней каких-либо принципиальных динамических отличий. В обоих случаях и движение воды, и ее работа по размыву дна и берегов русла, по переносу и отложению наносов подчиняются одним и тем же гидрологическим законам. И подобно тому, как мы называем реками водные потоки, берущие начало от современных ледников, рекою мы называли бы, очевидно, и любой поток, вытекавший из-под края плейстоценового материкового льда, окажись мы на его берегу. Несмотря на это, отложения приледниковых зандров всегда именуется не аллювиальными, а флювиогляциальными, хотя они почти всегда сложены такими же русловыми галечниками и песками, как аллювий обычных рек. В этом противопоставлении двух типов отложений, совершенно тождественных с чисто динамико-геологической точки зрения, основным критерием является именно историко-геологическая роль процесса. Флювиогляциальная аккумуляция приледниковых зандров является прямым результатом существования ледника, а сами зандры есть неотделимый придаток последнего, немислимый в отрыве от него. Именно благодаря этому зандры способны формироваться далеко за пределами долин эрозийной сети на обширных плоских пространствах междуречий равнинных областей суши и плоскогорий, т. е. там, где образование обычного аллювия невозможно. С ними связано возникновение специфических форм рельефа — зандровых конусов и флювиогляциальных равнин, закономерно связанных с краевыми

формами собственно ледникового рельефа в единый геоморфологический комплекс. Слагающие зандры толщи песков, выдержанные на больших площадях, также теснейшим образом связаны с ледниковыми отложениями в собственном смысле слова в единый закономерный парагенез, характерный для ледниковых осадочных формаций. По своему литолого-фациальному спектру эти формации решительно отличаются от формаций, возникающих в пределах собственно аллювиальных или озерно-аллювиальных аккумулятивных равнин или выполняющих крупные эрозионные формы рельефа внеледниковых районов. Иными словами, приледниковые зандровые флювиогляциальные отложения являются выразителями совершенно иной историко-геологической обстановки и играют принципиально иную роль в преобразовании облика и формировании осадочного покрова суши, чем обычный аллювий. Именно в этом, а не в динамике процесса образования, заключается весь смысл противопоставления обоих генетических типов друг другу.

Подведем итоги всему сказанному выше.

Генетический тип — это не тип осадка, а тип отложений, т. е. категория, объединяющая комплексы осадков и осадочных образований вообще, в целом родственные друг другу по общим законам строения и истории формирования. Следовательно, его нельзя рассматривать как категорию собственно литогенетическую. Реальные парагенезы осадочных образований, объединяемые в один генетический тип, роднит не только, а часто и не столько общность движущих факторов процессов, служащих причиной их возникновения, сколько их историко-геологическая роль в преобразовании лика суши и формировании ее осадочного покрова. Сами эти процессы противопоставляются друг другу прежде всего по их качественно своеобразным историческим результатам, т. е. понимаются как процессы историко-геологические. Следовательно, генетический тип нельзя рассматривать и как категорию чисто динамико-геологическую. Это в гораздо большей степени категория историко-геологическая или, еще точнее, историко-генетическая. Если попытаться дать развернутую характеристику сущности понятия генетический тип, то можно сформулировать ее следующим образом. *В разные генетические типы объединяются отложения или вообще комплексы осадочных образований¹, играющие качественно различную роль в строении и истории формирования осадочного покрова суши и генетически связанные с такими исторически обусловленными естественными сочетаниями процессов выветривания, денудации и осадконакопления, которые оставляют свои особые, четко распознаваемые черты в эволюции рельефа и преобразовании лика земной поверхности.* Каждое такое сочетание процессов выветривания, денудации и осадконакопления можно рассматривать как *единый специфический экзогенный историко-геологический процесс* или, выражаясь короче, как *особую частную форму глиптогенеза*, если под этим последним понимать, вслед за Э. Огом (E. Naugé, 1903—1904), совместно все стороны совокупного действия экзогенных факторов по преобразованию поверхности суши. Образование отложений данного генетического типа представляется при этом лишь как одна из сторон соответствующей частной формы глиптогенеза, как органически включенная в нее *частная динамическая форма осадочной аккумуляции*, объединяющаяся прямой причинно-следственной связью с другой ее стороной — специфическим комплек-

¹ Мы делаем эту оговорку постольку, поскольку элювий, например, нельзя назвать отложениями в строгом смысле слова, ибо он состоит не из вновь отложенного осадочного материала, а в основном из продуктов преобразования горных пород, не смещенных топографически.

сом процессов деструкции¹. Обе эти стороны играют одинаково важную роль в выделении генетических типов отложений.

Поэтому наиболее важной отличительной особенностью генетического типа как научной категории является примат общей глиптогенетической характеристики над характеристиками частными — литогенетической и собственно динамико-геологической, которые входят в первую лишь как ее составные части, так сказать в снятом виде.

В этой связи необходимо несколько отвлечься в сторону и специально остановиться на смысле термина глиптогенез, так как нас могут обвинить в неправомерно широком его понимании. В самом деле, Э. Ог подчеркивал, что важнейшим итогом глиптогенеза является моделировка, вырезывание рельефа поверхности суши. Это нашло свое выражение и в подборе греческой основы термина². Поэтому на первый взгляд слово глиптогенез звучит просто как синоним гораздо более широко распространенного понятия — морфогенез. В действительности, однако, Э. Ог вкладывал в содержание глиптогенеза отнюдь не одни морфогенетические последствия деятельности преобразующих континенты экзогенных факторов, но рассматривал как его составные части также выветривание, перенос продуктов разрушения горных пород и формирование континентальных отложений, исключая последние из литогенеза в собственном смысле слова. Это видно хотя бы из следующих его слов: «литогенезис — отложение осадков в море (выделено нами. — Е. Ш.) — совершался непрерывно в продолжение всех геологических периодов...; материал для отложения осадков дает глиптогенезис, и непрерывность их отложения указывает на непрерывность глиптогенезиса» (Ог, 1924, стр. 29). Весь план первой части известного руководства Э. Ога по геологии подчинен этой мысли. Рассмотрев процессы, протекающие на дне моря, явления тектоники и магматизма и переходя к экзогенным процессам, происходящим на суше, он писал: «посвятив несколько глав явлениям литогенезиса и орогенезиса... мы теперь должны остановиться на работе внешних динамических агентов, изменяющих формы рельефа земной поверхности, т. е. явлений *глиптогенезиса*» (там же, стр. 344). И далее, описывая эти «явления глиптогенезиса», он касается вовсе не только их морфогенетических, но и литогенетических последствий — формирования элювиальных образований, накопления продуктов склонового смыва, эоловых, речных, ледниковых отложений и т. п., рассматривая их лишь как один из эпизодов глиптогенеза. Именно столь широкое понимание этого, с нашей точки зрения, незаслуженно забытого у нас термина — самим его автором делает целесообразным его использование в указанном выше смысле, ограничив понимание морфогенеза лишь внешним выражением глиптогенеза в изменении форм рельефа. Тем самым достигается большая гибкость, четкость и определенность терминологии, позволяющая одним словом охватить всю совокупность экзогенного преобразования суши³.

Приведенный выше пример сравнения аллювия и приледниковых флювиогляциальных отложений весьма ярко иллюстрирует наше положение о первостепенном значении общей историко-геологической и глиптоге-

¹ Следует подчеркнуть, что, говоря о частных формах аккумуляции, мы имеем в виду становление всего парагенеза осадочных образований данного генетического типа, взятого в целом, а не отдельных типов осадков, входящих в его состав. Иными словами, аккумуляция понимается как накопление толщи отложений, а не как процесс формирования определенного конкретного осадка, т. е. не как синоним осадконакопления в строгом смысле этого слова

² От γλυφτή — глиптике или глифике, т. е. резьба, ваение.

³ Это вовсе не значит, что мы склоняемся к оговскому ограничительному пониманию литогенеза как только морского осадкообразования или что мы являемся сторонниками его односторонней концепции геологических циклов, выражаемой знаменитой триадой орогенез-глиптогенез-литогенез.

нетической характеристики при выделении и противопоставлении разных генетических типов континентальных осадочных образований. Но оно в равной мере касается и других генетических типов, само обособление которых при ином подходе становится часто крайне условным и неуверенным. В самом деле, обратимся хотя бы к делювию. По первоначальному павловскому определению он объединяет все отложения, отмываемые струями талых и дождевых вод, стекающих со склонов, т. е. являющиеся литогенетическим итогом работы склонового стока. Но наряду с классической формой — равномерным плоскостным смывом, склоновый смыв может проявляться и существенно иначе. В горных странах склоновый сток обуславливает нередко образование сети склоновых оврагов, иногда довольно значительной глубины. По дну таких оврагов в сезоны дождей и снеготаяния текут не маленькие струйки воды и тем более не сплошная ее тонкая пелена, как на многих пологих склонах равнинных областей, а настоящие турбулентные водные потоки, с гидродинамической точки зрения не отличающиеся принципиально от ручьев и рек. Создаваемые ими формы овражного размыва также весьма сходны с эрозионными долинами. Против устья каждого склонового оврага образуются четко оформленные конусы выноса, сложенные нередко грубым щебнистым материалом, лишь в нижней части сливающиеся иногда в единый шлейф. Поэтому динамико-геологически склоновый овражный размыв весьма близок по своей природе к речной эрозии, что выражается в большом внешнем сходстве возникающих в обоих случаях форм рельефа, отличающихся друг от друга в основном только размерами. С точки зрения чисто литогенетической среди отложений устьевых конусов крупных эрозионных долин также нетрудно подыскать весьма близкие аналоги осадков, слагающих выносы склоновых оврагов, которые и геоморфологически выражены сходно, образуя лишь конусы меньших размеров и большей крутизны. Иными словами, хотя склоновый овражный размыв и является итогом работы склонового стока, но отложения, которые при этом возникают, обнаруживают ряд черт, сближающих их с пролювием, если под этим последним понимать, следуя большинству геологов, весь комплекс осадков субаэральных устьевых выносов эрозионных долин, взятый в целом. Однако отнесение их к пролювию, а не к делювию не является удовлетворительным решением вопроса по двум причинам.

Во-первых, между склоновым овражным размывом и плоскостным смывом в природе наблюдается вся гамма постепенных переходов, которой соответствует непрерывный ряд постепенно изменяющихся отложений, ведущий от щебнистых накоплений мелких конусов выноса к суглинистым толщам типичных делювиальных шлейфов пологих склонов равнинных областей суши. Ближайшее изучение показывает, однако, что и в вершинной части последних очень часто хорошо выделяется зона морфологически обособленных мелких конусов выноса, сложенных относительно грубым материалом, вынесенным из промоин и небольших овражков, прорезающих выше расположенную денудационную часть склона. Сам делювиальный шлейф является, по сути дела, результатом постепенного слияния подобных конусов, четко выраженных на ранних стадиях переработки еще сравнительно крутого склона и постепенно сглаживающихся по мере выполаживания профиля склона процессами смыва. И если выносы склоновых овражков считать пролювием, то логика требует признать, что среди отложений, образующихся в результате работы склонового стока, вообще нет чисто делювиальных образований, а имеются только пролювиальные или смешанные пролювиально-делювиальные. Ясно, что в таком случае стираются и становятся расплывчатыми границы делювия и пролювия и теряется сам смысл их противопоставления.

Во-вторых, относя к пролювию как выносы склоновых овражков, так и отложения устьевых конусов крупных эрозионных долин, мы объединяем образования, занимающие принципиально различное место в комплексе континентальных отложений. Все осадки, связанные непосредственно с работой склонового стока, являются итогом ближнего переотложения продуктов выветривания материнских горных пород. Они возникают на самой начальной стадии миграции продуктов выветривания по поверхности суши вдоль того сложного пути, который ведет от водораздельных пространств через склоны и далее по тальвегам главных долин эрозионной сети к морскому побережью или внутренним бессточным областям континентов. Эта стадия, таким образом, предшествует основному звену миграции — речному транспорту и связанному с ним аллювиальному переотложению. Наоборот, устьевые выносы крупных эрозионных долин и оврагов являются накоплениями материала, частично или полностью прошедшего уже через это основное звено. Они не предшествуют, а следуют за аллювиальным переотложением, всегда в той или иной степени осуществляющимся вдоль дна вышележащей долины. Поэтому ни чисто внешние формально-морфологические, ни литогенетические аналогии между обеими группами отложений не могут оправдать их объединения в один генетический тип. Слишком различна их роль в формировании осадочного покрова суши.

В совершенно ином свете предстает перед нами эта проблема, если мы подойдем к ее решению с историко-геологических позиций. Мелко-овражный размыв предстанет тогда перед нами лишь как характерная черта начальной стадии длительного процесса преобразования первоначально крутых склонов стекающими с них водами. Только в горах, где преобладают твердые скальные коренные породы, да в аридных областях, где склоновый сток крайне непостоянен, склоновые мелко-овражные формы отличаются относительной устойчивостью. Но даже и в этих условиях они постепенно сглаживаются, если рассматривать развитие склонов в длительной геологической перспективе. Конечным же историческим итогом всех форм проявления склонового смыва является общая нивелировка поверхности склонов, преобразование их профилей в плавно вогнутые или выпукло-вогнутые и постепенное выравнивание рельефа вплоть до возникновения денудационного пенепплена. По мере развития этого процесса меняются как состав образующихся отложений, так и облик тех частных форм рельефа, которые связаны с их аккумуляцией. Щебнистые конусы выноса, формирующиеся против каждого индивидуального склонового овражка, шаг за шагом замещаются все более пологим общим шлейфом, сложенным однородными мелкоземистыми толщами, приобретающими мало-помалу полное сходство с тем эталонным супесчаного или суглинистого равнинного делювия, с которым обычно ассоциируется это понятие у большинства геологов. Но на всех стадиях от начала до конца и во всех формах своего проявления эти отложения остаются отложениями склоновыми, отвечающими начальным стадиям миграции продуктов разрушения материнских пород, итогом их ближнего переотложения склоновым стоком. Независимо от некоторых различий в динамике накопления и литологическом составе они связаны с развитием по существу одного и того же экзогенного историко-геологического процесса, ведущего к строго определенным преобразованиям облика Земли. Это лишь несколько различные, но взаимно замещающие друг друга литогенетические проявления одной и той же частной формы глиптогенеза. Следовательно, это и представители одного и того же генетического типа делювиальных отложений или делювия, лишь его исторические и географические варианты, подобные разным вариантам аллювия — горному, равнинному и т. п. Только при таком решении вопроса само понимание делювия становится вполне цельным, а границы

между ним и другими генетическими типами достаточно четкими, хотя, конечно, и не абсолютно определенными во всех конкретных случаях, ибо в природе всегда имеются переходные и смешанные типы отложений.

Все сказанное выше достаточно разъясняет сущность понятия генетический тип, какой она рисуется, если последовательно развивать основные идеи, изложенные А. П. Павловым в его работах. При таком понимании генетический тип лишается тех черт неопределенного и допускающего разные толкования термина свободного пользования, которые, к сожалению, он сохраняет еще у многих авторов до самого последнего времени (см., например, Лукашев, 1955, 1960). Наоборот, он становится строго определенной и четко отграниченной научной категорией, имеющей вполне самостоятельное значение. Для того чтобы это последнее стало вполне ясным, необходимо, однако, специально остановиться на соотношении этого понятия с другими генетическими категориями, используемыми в геологии осадочных образований.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ И ФАЦИИ

Выделение генетических типов, как ни своеобразна сущность этого понятия, в конечном счете необходимо для выяснения обстановки формирования составляющих их осадочных образований. Сходные цели преследует и выделение фаций. Поэтому для нас весьма важно понять прежде всего соотношение именно этих двух научных категорий, тем более, что термин фация является в наше время едва ли не наиболее широко применяемым из геологических терминов вообще. Принципиальное различие между генетическими типами и фациями для очень многих до сих пор остается полностью не осознанным, и их нередко даже просто путают друг с другом. Ранее этим недостатком страдал, в известной мере, и автор настоящих строк (Шанцер, 1948), за что он подвергся справедливой критике в печати (Николаев, 1952). Разъяснению данного вопроса придется уделить большое место, поскольку он, к сожалению, оказывается достаточно запутанным.

Дело в том, что, несмотря на весьма широкое распространение этого термина в геологии, в понимании фации нет единства, даже если ограничиться его применением только к осадочным толщам¹. Наоборот, по этому вопросу имеется множество индивидуальных точек зрения, так или иначе отличающихся друг от друга. Чаще же всего этот широко распространенный термин применяется достаточно произвольно, и в него вообще не вкладывается строго определенного содержания. Все же можно различить три основных варианта его истолкования.

Первое, самое раннее толкование термина фация принадлежит А. Грессли (Gressly, 1838), впервые введшему его в науку². Поэтому его толкование можно с полным правом назвать классическим. По А. Грессли, фация — это «внешность отложений» (*aspects de terrain*), «совокупность видоизменений отложений, выражающаяся в том или ином петрографическом, геогностическом или собственно палеонтологическом их отличии» (цитируется по Маркевичу, 1957, стр. 5), которое придает индивидуальный облик различным частям одного и того же стратиграфического горизонта или слоя³. Вслед за А. Грессли такого

¹ Далее мы будем касаться лишь осадочных фаций. Такие термины, как «магматическая фация», «фация метаморфизма», «рудная фация» и т. п. обозначают иные понятия, не имеющие отношения к теме настоящей работы.

² Правда, Н. Стено еще в 1669 г., т. е. за 169 лет до А. Грессли, пользовался словом фация, но применял его в совершенно ином смысле, как синоним наших теперешних стратиграфических подразделений — серий и свит.

³ Отсюда вытекает и сама семантика латинского слова, примененного А. Грессли для обозначения этого понятия: *facies* — это внешний образ, наружность, облик, лик.

понимания фации придерживалось подавляющее большинство геологов вплоть до начала XX в. включительно. Из них наиболее четкую формулировку дал, пожалуй, Э. Ог (1924, стр. 121): «под фацией мы понимаем совокупность литологических и палеонтологических особенностей слоя в определенном месте». Иными словами, согласно этой классической точке зрения, фация прежде всего конкретное геологическое тело, реальный объем отложений, выделяемый геологом внутри данного горизонта или слоя путем непосредственного прослеживания изменений его состава и строения по простиранию. Фация — это не просто абстрактное понятие, но одновременно материальный объект исследования, всегда мыслящийся как совокупность реально существующих индивидуальных горных пород. В то же время ни А. Грессли, ни его последователи никогда не рассматривали фацию как категорию чисто петрографическую или тем более как синоним горной породы. Уже сам принцип выделения фаций, который ими принимался, противоречит подобному узкому их пониманию. Любая конкретная фация — это участок стратиграфического горизонта или слоя, часто сложенный не одной, а целым комплексом горных пород, находящихся в определенных соотношениях друг с другом, которые не менее важны для выделения фаций, чем состав и структура каждой горной породы, взятой в отдельности¹. Для любой фации не менее важным признаком является качественная характеристика специфически ей свойственного комплекса ископаемых организмов, часто являющаяся даже основным критерием ее выделения. Наконец, для выделения фаций важны не столько все детали литологии и палеонтологии слагающих ее пород, сколько те из них, которые ясно отличают ее от других фаций и могут считаться ее характерными *фациальными признаками*². Самое основное, однако, не в этих формальных критериях выделения фаций, а в том научном смысле, который вкладывается в это понятие. Изучение состава и свойств горных пород является одной из важных самостоятельных задач литологии и само по себе может быть целью научного исследования. Изучение фаций в их классическом понимании, наоборот, никогда не рассматривается как цель, но лишь как метод исследования, как прием *фациального анализа*. Выделение фаций — это только *начало* исследования. За ним следует второй этап — восстановление условий накопления отложений данной фации или, иными словами, *фациальной обстановки*, т. е. физико-географической среды (или отдельных сторон и особенностей этой среды) для того участка земной поверхности, в пределах которого формировался данный фациальный комплекс горных пород в геологическом прошлом. Однако было бы неверным сводить к этому задачи фациального анализа, как это иногда делают. Это только промежуточный этап исследования, на котором решаются преимущественно *литогенетические* вопросы. Он служит лишь средством достижения конечной цели — выяснения закономерности *изменений* условий осадконакопления в пространстве и во времени. Именно это и превращает фациальный анализ из метода литологического в один из основных методов *палеогеографии* и *исторической геологии*. Не случайно поэтому А. Грессли и определял саму фацию прежде всего как «изменение», а не как раз и навсегда данный конкретный тип литологического комплекса осадков³. Выделение

¹ Это и есть те «геогностические отличия», о которых говорил А. Грессли.

² Нередко встречающееся, особенно в литературе по региональной геологии, смешение понятий фация и горная порода является исключительно результатом неверного восприятия сути этих понятий, а вовсе не дефектности классического толкования фации, как это пытаются представить некоторые авторы.

³ В этой связи полезно привести слова самого Грессли (Gressly, 1838): «Я пришел к заключению, что каждое отложение в пределах своего горизонтального протяжения обнаруживает довольно определенные изменения; они представляют постоянные особенности как в своем петрографическом составе, так и в палеонтологических призна-

фаций при таком их понимании мыслится только как средство фиксации *изменений состава толщи по простираанию*, а сами фации рассматриваются как условно разграничиваемые *члены единого фациального ряда*, вне которого, в изолированном виде, их существование вообще не мыслится.

Таким образом, понятие фации приобретает значение *генетико-палеогеографической категории*, мыслящейся как материальное выражение изменений обстановки осадкообразования. Отсюда вытекают и принципы классификации фаций, которые применяли как сам А. Грессли, так и все последующие сторонники классического их понимания. Конкретные фации выделяются по литолого-палеонтологическим признакам слагающих их горных пород (карбонатные, глинистые, коралловые, брахиоподовые фации и т. п.). Но группируются они по генетико-палеогеографическим признакам, по основным особенностям среды накопления слагающих их пород и условий обитания собственных им сообществ организмов (субаэральные, пресноводные, морские, литоральные, батимальные фации и т. п.)¹.

Подводя итоги, можно так сформулировать сущность классического понимания фации. Фация — это реальное геологическое тело, часть определенного горизонта или слоя. Но выделяются эти фации с целью восстановления условий образования осадков и закономерностей их изменения в пространстве и времени. Само их выделение является лишь методическим приемом фациального анализа, материальным объектом которого служат конкретные фации, а целью — восстановление элементов физико-географической среды и их исторической эволюции. Это и превращает понятие фация в *категорию палеогеографическую*.

Несколько отличается от этой классической точки зрения то понимание фации, которое впервые было четко сформулировано А. А. Борисяком (1922) и полнее всего развито в последнее время Д. В. Наливкиным (1955). Д. В. Наливкин различает современные и ископаемые фации. Современную фацию он понимает как *участок поверхности земли*, характеризующийся на всей площади относительной однородностью физико-географической обстановки, близкими формами проявления экзогенных геологических процессов (в первую очередь процессов осадконакопления) и более или менее одинаковым составом населяющих его биоценозов, но отличающийся по этим признакам от других внутренне однородных участков или фаций. В этом понимании фация приближается, таким образом, к географическому ландшафту. Лишь в ископаемом состоянии фации материализуются как части оп-

как комплекса ископаемых, причем эти изменения подчинены особым и постоянным законам». Приводя эти слова, Э. Ог (1924, стр. 121) совершенно верно указывает, что «эти изменения (выделено нами.— Е. Ш.) Грессли называет фациями или отличиями отложений».

¹ Столь тесная взаимосвязь двух аспектов классического понимания фации — как реального геологического тела и в то же время как палеогеографической категории — привело некоторых авторов (Маркевич, 1957) к поискам мнимой непоследовательности в применении этого термина самим А. Грессли и мнимых же противоречий между данными им определениями этого понятия, определениями Э. Ога и других геологов конца XIX и начала XX в. Между тем в действительности непоследовательности и противоречий здесь нет. В этом отношении можно привести много аналогий. Так, например, биоценозы выделяются и именуется по их конкретному видовому составу, а группируются по условиям обитания. Минеральные парагенезы выделяются по сочетанию составляющих их конкретных видов минералов, а группируются обычно по их происхождению (парагенезы пегматитов, гидротермальных жил, определенных фаций метаморфизма и т. п.). В обоих случаях выделяются эти объекты по присущим им эмпирически устанавливаемым признакам, а классифицируются по генетическому истолкованию этих признаков, что отражает разные аспекты соответствующих им научных понятий, но никому не приходит в голову видеть в этом непоследовательность или противоречие. Это лишь неизбежная внутренняя диалектика большинства научных категорий.

ределенных стратиграфических горизонтов или слоев со специфически им свойственными литологическими и палеонтологическими признаками. Именно эти *ископаемые фации* и являются непосредственными объектами исследования геолога. В таком случае, очевидно, задачей фациального анализа должно быть не только восстановление фациальной обстановки накопления осадков, но и реконструкция по ископаемой фации, если можно так выразиться, «живой» фации геологического прошлого как определенного участка поверхности Земли со свойственным ему типом географического ландшафта. Это придает пониманию фации еще более резко подчеркнутый палеогеографический смысл и в то же время расширяет его, включая в его состав одновременно как реальный объем горных пород (ископаемая фация), так и обстановку или, точнее, область их накопления. Однако при таком подходе понятие ископаемой фации абсолютизируется; в него включаются виды или комплексы пород, адекватно отражающих строго определенный тип обстановки осадконакопления, сохраняющий свои основные черты в течение всей геологической истории Земли. Поэтому перед геологом ставится не задача *выделения* фаций в соответствии с особенностями изменений данной конкретной толщи по простиранию, а задача *определения* ископаемых фаций по установленному комплексу признаков и подыскания их возможных современных аналогов, вне прямой связи с анализом реальных фациальных рядов. Иными словами, главной основой фациального анализа становится формально-логическая систематика фаций как заранее данных в природе индивидуальных объектов по постоянно присущим им признакам.

Принципиально иное толкование фации было в свое время сформулировано Н. М. Страховым (1948, стр. 6). По его мнению, фацией следует считать «среду отложения пород со всеми ее особенностями (рельефом, химическим режимом, органическим миром)». Иными словами, фация приравнивается к фациальной обстановке в изложенном выше понимании. Тогда задачей фациального анализа становится, очевидно, не изучение фаций как конкретных комплексов горных пород, а, наоборот, воссоздание фаций на основании литологических и палеонтологических особенностей этих комплексов. Фация понимается не как объект, а как цель исследования, а сам этот термин превращается в значительной мере в некоторое отвлеченное понятие, выражающее наши представления об одной из возможных комбинаций факторов среды осадконакопления, которая находит свое отражение в литологических особенностях пород, слагающих изучаемую толщу.

Ю. А. Жемчужников особенно резко подчеркивал, что фазию надо рассматривать именно как такое отвлеченное палеогеографическое понятие. Он прямо писал, что «фация — это не пласт и не порода, которые можно пощупать и взять в руки, а некоторое представление, которое не может быть ископаемым» (Жемчужников, 1948, стр. 56). Правда, этот исследователь, в отличие от Н. М. Страхова, понимал под фацией не просто среду отложения пород, но «совокупность признаков осадков и условий их образования». В итоге содержание этого понятия приобретало у него не вполне четкие контуры. Он считал, что «следует под фацией подразумевать и фациальные признаки, наблюдаемые в породе, и условия, которым они, по мнению автора, соответствуют, и общую картину образования осадка, если для восстановления ее имеется достаточно данных» (стр. 55). Тем самым в представлении о фации им вносился известный субъективизм, поскольку оно ставилось в зависимость от «мнения автора», и некоторый дуализм, поскольку в нем объединялись одновременно и признаки горной породы и условия ее образования. Поэтому, несмотря на категорическое заявление Ю. А. Жемчужникова, что фация не может быть ископаемой, в его позиции можно

усмотреть некоторые точки соприкосновения с позицией Д. В. Наливкина, как раз утверждающего существование ископаемых фаций.

Однако, если внимательно вдуматься в ход рассуждений Ю. А. Жемчужникова, станет ясным, что, в принципе, его позиция очень близка к точке зрения Н. М. Страхова, поскольку в обоих случаях фация рисуется не как материальный объект исследования в виде совокупности горных пород, а как итог генетического истолкования их свойств. Из этих свойств Ю. А. Жемчужников включал в понятие фации лишь «фациальные признаки», т. е. только те особенности породы, которые можно рассматривать как показатели генезиса первоначального осадка. «Совокупность этих особенностей, в той или иной мере расшифрованных, и составляет фацию» — так он формулировал эту мысль. Иными словами, «фациальные признаки» — это даже не сами особенности пород как таковые, а их истолкование, которое только и превращает их из признаков породы в признаки фации. Фация выступает тогда действительно лишь как представление, являющееся логическим итогом фациального анализа, а отнюдь не его объектом. Это дает нам право рассматривать точки зрения Н. М. Страхова и Ю. А. Жемчужникова, несмотря на их различия, лишь как варианты одной и той же принципиальной позиции в толковании термина фация¹.

На какую из изложенных выше трех принципиальных позиций ни стать, понятие фации останется, как мы видим, категорией палеогеографической, а не историко-генетической, как мы охарактеризовали выше генетический тип. Иными словами, в любом случае понятие фация одинаково четко противостоит понятию генетического типа отложений в принятом нами толковании. Однако из этого не следует, что для нас может остаться безразличным, какое понимание фации следует принять. С нашей точки зрения², более правильным является классическое толкование этого термина в духе А. Грессли, и не просто потому, что ему принадлежит право приоритета. На практике любой геолог, независимо от его теоретической позиции, всегда идет именно этим путем. Фации отложений выделяются им в поле на основании специфических особенностей литологического состава, текстуры, типа напластования, фаунистической и флористической характеристики пород, если даже однозначного генетического истолкования этих признаков при современном состоянии знаний достичь невозможно. Именно поэтому и на фациальные и на палеогеографические карты они наносятся не по типам фациальных обстановок, а по литолого-палеонтологическим особенностям как фации «глауконитовых песков», «мергелистых глин», «коралловых известняков», «песчано-глинистого флиша», «водорослевых доломитов» и т. п. И оттого, например, что обстановка отложения белого мела до сих пор остается еще не во всем ясной, а обстановка накопления докембрийских джеспилитов и вообще почти неизвестной, слагаемые ими части стратиграфических горизонтов не перестают с полным основанием толковаться как весьма характерные фации отложений данного геологического возраста.

Из предшествующего изложения, по-моему, достаточно отчетливо выступает глубокое принципиальное различие между понятием генетический тип и понятием фация как *категорией генетико-палеогеографической*. Их никак нельзя рассматривать просто в качестве соподчиненных таксономических единиц единой генетической классификации осадочных горных пород и их комплексов. Подобную ошибку, к сожалению, мы

¹ В этой связи укажем, что определение фации, близкое к данному Ю. А. Жемчужниковым, приведено в статье Л. Н. Ботвинкиной, включенной в коллективное руководство по методам изучения осадочных пород под редакцией Н. М. Страхова, без каких-либо примечаний с его стороны (Ботвинкина, 1957).

² В этом отношении мы вполне согласны с высказываниями Н. С. Шатского (1955, 1960).

находим, например, в статье Г. Ф. Крашенинникова (1962), где генетический тип рассматривается как «геологическое тело, представляющее собой комплекс генетически связанных фаций, возникших в одной ландшафтной обстановке (на суше или на дне моря) и большей частью под влиянием одного ведущего процесса» (стр. 8). Если учесть все сказанное выше, то станет очевидным, что, вопреки мнению Г. Ф. Крашенинникова, это определение отнюдь не отвечает содержанию термина «генетический тип» А. П. Павлова. Прежде всего, в этом определении исчезла самая существенная сторона павловского понимания — глиптогенетическая характеристика. «Ведущий процесс» отнесен здесь на последнее место и превратился из основного во второстепенный факультативный признак, да и само понятие «ведущего процесса» потеряло свою конкретность и определенность. Но даже если отвлечься от этого, то простое сравнение с существующей практикой выделения генетических типов показывает явную несостоятельность определения Г. Ф. Крашенинникова. В самом деле, о какой единой ландшафтной обстановке может идти речь, скажем, в приложении к аллювию, если к нему равным образом относят и отложения бурных горных потоков, стремительно несущихся по дну ущелий высокогорных областей суши, и отложения величественных равнинных рек влажно-умеренной и тропической зон, вроде Лены, Енисея или Амазонки, и осадки пересыхающих речек и ручьев степей и полупустынь Казахстана или аридных областей Африки? Или разве дюны Балтийского побережья, барханы и грядовые пески Каракумов и Сахары образуются в одной ландшафтной обстановке? А ведь слагающие их отложения тоже относятся к одному и тому же генетическому типу эоловых песков! Фации, выделяемые нами среди ископаемых осадков, какой бы из первичных признаков пород мы ни избрали за основной критерий их выделения, конечно, всегда будут отвечать тем или иным своеобразным чертам физико-географической обстановки их образования, т. е. в известной мере географическому ландшафту прошлого. И группировать их по этому признаку вполне целесообразно. Но подобные группы фаций в подавляющем большинстве случаев не будут соответствовать генетическим типам в павловском понимании, так как сами принципы выделения тех и других совершенно различны.

Эти принципиальные отличия обуславливают весьма сложное соотношение обоих понятий. С одной стороны, многие генетические типы поддаются расчленению на фации и с этой точки зрения действительно рисуются как группы последних. Так, Г. Ф. Крашенинников совершенно прав, когда в полном согласии с автором настоящей работы (Шанцер, 1951) рассматривает русловые, пойменные и старичные отложения в качестве фаций единого генетического типа — аллювия. Однако к этому вопросу можно подойти и с другой стороны. Отложения одного генетического типа, взятые в целом, образуясь в существенно различной физико-географической обстановке, нередко приобретают настолько разный облик, что их географические варианты с полным правом можно противопоставить друг другу как разные фации. Примером подобного рода являются уже упоминавшиеся выше аллювиальные отложения горных и равнинных рек. По характеру соотношения, относительной роли, составу и строению как русловых, так и в равной мере пойменных и старичных осадков оба эти вида аллювия настолько резко противостоят друг другу, что их в целом нельзя рассматривать иначе, как разные фации континентальных отложений, характеризующие принципиально различную обстановку осадконакопления. При этом оба эти вида аллювия, очевидно, должны быть включены в качестве закономерных членов и в разные группировки фаций, соответствующие каждой особой ландшафтно-географической области поверхности суши. Наконец, на земном шаре отнюдь не редки и такие обстановки, в которых отложения разных

генетических типов возникают в очень тесной взаимосвязи, сложно чередуясь на площади и во времени, так что именно это чередование становится наиболее ярким выражением особенностей среды осадконакопления, а тем самым и важнейшей фациальной характеристикой образующейся осадочной толщи. В этом случае осадки каждого отдельно взятого генетического типа сами по себе не могут сколько-нибудь полно и однозначно характеризовать фациальную обстановку и их приходится рассматривать лишь как составные элементы единой сложной фации, как ее дробные подразделения. Примером подобного рода может служить аллювий многих малых рек степных равнин, отличающийся резкой редукцией русловых осадков и мощным развитием пойменных, обычно сложенных суглинками. Последние, подвергаясь диагенезу в условиях засушливого степного климата в субэаральной обстановке, становятся столь сходными с делювиальными отложениями соседних склонов, что литологически их почти невозможно отличить друг от друга. Мало того, аллювиальное и делювиальное осадконакопление нередко приобретает практически равнозначную роль в формировании толщ, выполняющих малые эрозионные долины степных пространств. Поэтому в данном случае только весь комплекс аллювиальных и делювиальных отложений, прихотливо чередующихся в разрезе, полно отражает обстановку седиментации, и было бы бессмысленным противопоставлять друг другу аллювиальные и делювиальные компоненты подобной сложной толщи, если иметь в виду общую задачу фациального анализа — реконструкцию палеогеографической среды. Наоборот, в этом отношении гораздо правильнее рассматривать их в качестве членов единой фации.

Итак, мы убедились, что генетический тип и фация — понятия различные и что их нельзя ни сводить одно к другому, ни рассматривать в качестве соподчиненных единиц единой генетической классификации комплексов осадочных горных пород, как это попытался сделать Г. Ф. Крашенинников. Этим, однако, еще не решается проблема принципов классификации фаций, к которой другие исследователи, например Д. В. Наливкин (1955), подходят совершенно иначе. Для того чтобы внести полную ясность в этот вопрос, нам следует вначале остановиться еще на одной важной стороне понятия фация как научной категории.

Выше подчеркивалось, что, с нашей точки зрения, фация — это прежде всего реально существующий комплекс горных пород, слагающий совершенно конкретный и выделяемый непосредственно в поле отрезок данного стратиграфического горизонта или слоя. Однако это, конечно, не значит, что фация заранее дана нам природой в виде вполне обособленного физического тела, в виде какого-то монолита, ограниченного четкими поверхностями раздела, монолита, который можно вынуть из слоя и изучить вне связи с ним, наподобие кристалла кварца или какого-либо иного минерала. Выделение фаций — это лишь методический прием, всегда в известной мере условный. В зависимости от степени детальности и целевой установки исследования то одни, то другие признаки приобретают ведущее, определяющее значение, превращаясь в «руководящие» критерии выделения и разграничения фаций. А тем самым могут существенно меняться число, размеры и границы фаций, на которые расчленяется одна и та же толща, один и тот же стратиграфический горизонт. Подобного расхождения в подходе к выделению фаций избежать нельзя, поскольку фациальный анализ может и должен применяться как метод решения весьма различных задач: восстановления физико-географической обстановки прошлого в целом, воссоздания отдельных ее элементов, исследования изменений процессов осадконакопления, диагенеза и осадочного рудообразования, протекавших в геологическом прошлом, и закономерностей их пространственной и временной локализации, разработки палеоэкологических вопросов и пр. Было

бы ошибочным требовать во всех этих случаях строго одинакового подхода к выделению и классификации фаций.

Кроме того, фациальный анализ, как уже было указано, отнюдь не сводится к изучению и истолкованию каждой фации в отдельности. Мало того, как раз не в этом состоит его основное содержание. Он призван прежде всего служить исследованию закономерностей изменения состава осадочной толщи по простираанию, исследованию фациальных переходов как выражения пространственных изменений обстановки и типов осадконакопления в прошлом. Поскольку выделение фаций — это, в первую очередь, прием выражения изменений, претерпеваемых данной толщей по простираанию, то правильно подойти к изучению данной фации и дать ее верную палеогеографическую интерпретацию в подавляющем большинстве случаев невозможно вне ее связи с соседними фациями, без осмысливания того места, которое она занимает во всем фациальном ряду отложений изучаемого стратиграфического горизонта. Как правило, без этого невозможен даже сознательный подбор фациальных признаков, отличающих одну фацию от другой. Размеры, положение границ и качественная характеристика фаций отражают скорость, степень резкости и тип изменений состава толщи как показателей соответствующих изменений хода осадконакопления в пределах данной территории в избранный нами момент геологической истории, а сама фация — это как бы производная таких изменений. Поэтому выделение фаций как основной прием фациального анализа с известным правом можно сравнить с приемом дифференцирования в математическом анализе. Изучая ход изменения функции, заданной данным уравнением, мы можем, в зависимости от цели исследования, дифференцировать ее, избирая в качестве основания то или другое из независимых переменных, входящих в уравнение. При этом мы получим, конечно, различные частные производные и дифференциалы. Но вряд ли придет кому-либо в голову утверждать, что лишь один из этих частных дифференциалов или что только полный дифференциал истинен и что лишь он может применяться во всех случаях жизни, а остальные вообще не соответствуют даже самому понятию дифференциала. Так же точно и в фациальном анализе, в зависимости от цели исследования, в основу выделения фаций кладутся разные признаки или комплексы признаков горных пород, как бы разные «независимые переменные». В итоге выделяются и фации, отличающиеся по числу, объему и содержанию. Но отсюда совершенно не следует, что лишь одна из подобных частных систем фациального расчленения принципиально правильна, а все остальные неприемлемы и не отвечают сути понятия фация. Наоборот, все эти системы имеют право на существование и каждая из них может оказаться наилучшей для решения одного круга задач и неудачной или вовсе непригодной для решения другого круга задач. Только при подобном понимании сути фациального анализа этот метод может стать достаточно гибким и эффективным, а сфера его применения достаточно широкой, чтобы удовлетворить запросы современной геологии¹.

Из сказанного вытекает, что фацию как общее понятие нельзя рассматривать в качестве таксономической единицы какой-либо классификации. Она принципиально не может иметь строго определенного таксономического ранга и находиться в жестком иерархическом соподчинении с высшими и низшими по отношению к ней таксономическими единицами. Даже при сходной целевой установке исследования, но при разной степени его детальности подход к выделению фаций должен быть

¹ Необходимо подчеркнуть, что указанные особенности понятия фации как научной категории полностью сохраняются и при ином ее толковании как синонима фациальной обстановки, т. е. в духе Н. М. Страхова, ибо все, что говорилось о выделении фаций, сохраняет свое значение и для фациальных обстановок.

несколько различным. Если задача состоит в реконструкции основных, главных особенностей физико-географической обстановки прошлого, что преследуется широкими общими палеогеографическими исследованиями, то самостоятельное значение могут иметь только достаточно крупные фациальные подразделения, отличающиеся друг от друга достаточно яркими чертами. Это и будут фации, а более дробные подразделения, различающиеся деталями, не дающими возможности выявить различия обстановки в ее главных чертах, должны рассматриваться как части фации (субфации, микрофации и т. п.). Если целью является именно восстановление детальных различий среды и хода осадконакопления, то как раз эти дробные подразделения приобретают вполне самостоятельное значение и с полным правом могут рассматриваться как особые фации, а прежняя, более крупная фация, начинает играть роль группы фаций. Иными словами, все фациальные подразделения, независимо от степени их дробности, это фации, но только разного порядка. То же относится и к группам фаций. Поэтому мы в дальнейшем не будем придерживаться какой-либо строго определенной иерархической системы наименований, понимая термины фация, субфация и т. п. лишь как относительные понятия, реальный объем которых может изменяться в зависимости от поставленной задачи.

Второе логическое следствие из всего вышеизложенного состоит в полной равноправности различных систем фациального расчленения — чисто литологической, чисто палеонтологической, общепалеогеографической и т. д. Отсюда вытекает и право на существование разных систем группировки и классификации фаций по всем этим различным признакам. Поэтому мы считаем вполне возможным говорить на равных правах о фациях песчаных, глинистых, карбонатных, мелководных, глубоководных, аллювиальных, озерных, коралловых, брахиоподовых и т. д. и т. п., не видя в этом никакой непоследовательности и никакого пренебрежения точностью научной терминологии.

Наконец из всех наших рассуждений вытекает, что вообще классификация фаций, построенная по строго иерархическому принципу, не имеет большого научного значения. Это, в частности, касается и классификации Д. В. Наливкина (1955). Ведь совершенно очевидно, что введенные им термины «сервия», «нимия» и т. п., по существу говоря, обозначают те же фации, но более высокого порядка, более крупные. Кроме того, введение подобных терминов мало целесообразно и по другим соображениям. Последовательно построенные иерархические классификации с большим числом соподчиненных таксономических единиц очень важны для таких областей знания, которые имеют дело с точным описанием и определением групп объектов, состоящих из большого числа независимых материальных неделимых, тождественных друг другу во всех своих морфологических признаках и деталях внутреннего строения и состава. Именно такими объектами являются виды животных, растений и минералов. Для познания их родственных связей и истории развития большое самостоятельное значение имеет точное установление систематического положения, опирающееся на подробное формально-морфологическое описание, на их полное или частичное подобие друг другу. Для изучения фаций эта сторона дела имеет несравненно меньшее значение. Здесь гораздо более важно знать не положение фации в принятой системе классификации, а ее индивидуальные особенности и характер связей с соседними фациями, независимо от групповой принадлежности последних. Диагностика фаций, как уже подчеркивалось выше, основывается прежде всего именно на анализе этих связей, на месте, занимаемом фацией в данном конкретном фациальном ряду. И если пренебречь этим обстоятельством, то неизбежными станут весьма досадные ошибки. Так, например, по минералогическому

и гранулометрическому составу, типу слоистости и всем существенным индивидуальным признакам эоловые пески береговых дюн озерных и морских побережий гумидно-умеренной зоны часто практически неотличимы от барханных песков пустынь, и лишь то место, которое они занимают среди соседних с ними отложений, служит безошибочным критерием отнесения их к принципиально различным фациям. То же касается во многих случаях соотношения отложений крупных пресноводных озер и устьевых заливов больших рек, ледниковых морен и внешне сходных с ними селевых и солифлюкционных накоплений и т. д. Заметим, что поэтому диагностика животных, растительных и минеральных видов с успехом может производиться по определителям дихотомического типа, но диагностика фаций с помощью аналогичного приема принципиально недопустима. Поэтому, отдавая должное труду Д. В. Наливкина как ценному опыту систематизации наших представлений о природных обстановках осадконакопления, мы в то же время не склонны прусувеличивать пользу созданной им классификации фаций и следовать ей. Подчеркнем еще раз, что фация, с нашей точки зрения, не столько объект исследования, подлежащий точному формальному определению, сколько средство исследования, в связи с чем конкретное содержание, вкладываемое в это понятие, во многом зависит от специфики задач, подлежащих решению в каждом данном случае. В чисто таксономическом аспекте фация должна поэтому рассматриваться до известной степени как термин свободного пользования, а не как наименование систематической единицы строго определенного ранга. В этом заключается существенное отличие понятий фация и генетический тип как научных категорий. Генетический тип всегда соответствует одной из строго определенных динамических форм аккумуляции, объективно существующих в природе вне зависимости от постановки задач исследования. Поэтому вполне возможно и рационально построение единой последовательной иерархической классификации генетических типов, которой далее будет посвящен специальный раздел.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ И ФОРМАЦИИ

Представление о формациях как крупных естественных парагенезах осадочных пород, впервые обоснованное Н. С. Шатским (1939), получило в настоящее время широкое распространение и почти всеобщее признание среди советских геологов. Оно начинает играть все большую роль как основа целого научного направления — учения о формациях, которое постепенно превращается в важную методическую базу историко-тектонических и литогенетических исследований. Поскольку мы целиком разделяем именно такое толкование термина формация, возникает необходимость специально остановиться на соотношении этого понятия и понятия генетический тип, как мы видели, также прилагаемого к определенному роду парагенезам осадков и осадочных пород¹.

Эта задача оказывается, однако, далеко не простой по той причине, что одно лишь признание формации как парагенеза пород не исключает весьма существенных расхождений в понимании сущности этой научной категории и различий в оценке ее значения как средства научного анализа. В настоящее время по этому вопросу существуют две основные концепции — Н. С. Шатского и Н. М. Страхова, серьезно

¹ Иное понимание формации как высшей таксономической единицы иерархической классификации фаций по уже изложенным выше соображениям нам кажется гораздо менее удачным и ценным в научном отношении. Его в известной степени придерживался Э. Ог, от которого это понимание было заимствовано и развито далее А. А. Борисяком (1922), Г. Ф. Мирчинком (1935) и Д. В. Наливкиным (1955). В нашей отечественной геологии оно не получило, однако, широкого признания.

отличающиеся друг от друга. Поэтому нам волей-неволей придется в начале критически разобраться в позициях их сторонников, хотя это неизбежно усложнит изложение и отвлечет нас от основной темы настоящей работы.

Первая из двух упомянутых концепций (Шатский, 1939, 1945, 1955, 1960; Херасков, 1952, 1963, и др.) рассматривает *формацию как эмпирически, на основании прямых полевых наблюдений, выделяемые парагенезы* (сообщества, ассоциации) *горных пород*, которые лишь с несущественными видоизменениями закономерно повторяются в отложениях разного геологического возраста в сходной геологической и прежде всего структурно-тектонической обстановке. При этом под парагенезом понимается *сочетание любых совместно залегающих горных пород, образовавшихся, по тем или иным причинам, рядом друг с другом*¹. Каждая формация представляет собой единое геологическое тело, ограниченное четкими контактами или зонами фациальных переходов как по простирацию, так и в стратиграфическом разрезе и поддающееся поэтому оконтуриванию методами геологической съемки. Иными словами, это, если можно так выразиться, фактически констатируемый морфологический элемент анатомии осадочной оболочки земной коры, элемент ее макроструктуры. По принципу своего выделения она аналогична крупным, морфологически обособленным тектоническим структурам и может, сама по себе или в сочетании с группой тесно связанных с ней примыкающих формаций, рассматриваться как своего рода вещественное содержание этих структур, поскольку распространение формаций чаще всего более или менее совпадает с последними пространственно. В то же время одни формации сменяются другими по простирацию при переходе от одной структуры или части крупной структуры к другой, а также по вертикали, в разрезе осадочной толщи, слагающей данную структуру. Это позволяет строить эмпирически устанавливаемые *латеральные и вертикальные формационные ряды*, особенности которых являются отражением в осадочных и эффузивно-осадочных толщах отдельных этапов индивидуального развития данной структуры и ее меняющихся во времени соотношений с примыкающими структурами. Эмпирическое выделение формаций и построение формационных рядов первоначально и мыслилось Н. С. Шатским как исходный прием формационного метода изучения истории развития тектонических структур. Однако возможности этого метода или *формационного анализа* значительно шире. Изучение формаций как парагенеза пород требует, естественно, применения литологической методики, в том числе углубленного минералого-петрографического исследования и фациального анализа. Только этим путем можно выяснить существо причинных связей между ходом тектонических процессов и аккумуляцией толщ осадков, слагающих формацию. Но итогом этих исследований является также вскрытие генетических и исторических взаимосвязей между породами, составляющими данный парагенез, его историко-генетическое истолкование как формы проявления литогенеза. А тем самым формационный анализ становится уже не только *историко-тектоническим*, но и *историко-литогенетическим* методом. Поскольку литологический спектр формации во многом зависит от физико-географической среды осадконакопления и, в первую очередь, от *климата*, то формационный анализ дает прежде всего возможность оценить относительную роль тектонических и климатических факторов

¹ Например, парагенез может выражаться чередованием нормально осадочных и эффузивных пород, генетически не имеющих ничего общего. Заметим, что такое понимание парагенеза точно соответствует семантике слова, которое в переводе на русский язык буквально означает «рядом — происхождение».

в эволюции литогенеза в разной тектонической обстановке. Эта его роль особенно резко выступает при изучении формаций тектонически стабильных областей, где климат как действующий фактор выступает на первый план. Но при всем том формация в понимании Н. С. Шатского остается все же, в основе своей, *категорией историко-тектонической* и, что особенно важно подчеркнуть, категорией, приспособленной преимущественно к задачам анализа *индивидуальной* истории крупных тектонических структур, таких, как геосинклинальные трюги, краевые прогибы, платформенные синеклизы и т. п., и главных составляющих их элементов.

Совершенно иной концепции придерживается Н. М. Страхов (1956, 1957, 1960). Он понимает формацию тоже как парагенез пород, особенности которого обусловлены климатической и тектонической обстановкой. Однако само это понятие строится им не в связи с задачей решения конкретных историко-тектонических вопросов, а в связи с разработкой общей теории литогенеза. Отсюда, собственно, и проистекают все его расхождения со сторонниками точки зрения Н. С. Шатского.

Для Н. М. Страхова важно не выделение формаций как реальных морфологических элементов развивающейся структуры земной коры, а объяснение характерного для них сочетания осадочных пород как *материального выражения закономерностей одной из частных форм проявления осадочного процесса*. Этого можно достигнуть только путем выяснения генетических связей между породами, составляющими данный осадочный комплекс, при помощи фациального анализа. Поэтому и сам *формационный анализ* рисуется ему просто *прямым продолжением фациального анализа*, лишь его более высокой ступенью, основным содержанием которой как раз и является *задача выделения естественных сообществ горных пород или формаций* как некоторых генетически цельных единств. Иными словами, для Н. М. Страхова формация представляется, в первую очередь, *не исходным пунктом и объектом, а конечным результатом и целью исследования*.

Именно из этой установки, особенно четко сформулированной в заключительной фразе статьи 1956 г., вытекает и то содержание, которое вкладывается Н. М. Страховым в понятие парагенеза. С его точки зрения, чисто эмпирическое выделение парагенезов научно мало эффективно и теоретически бесплодно, так как из простой констатации факта сонахождения пород никаких серьезных выводов о ходе осадочного процесса сделать невозможно. *Парагенезами* должны называться поэтому лишь такого рода *сообщества горных пород, все члены которых генетически связаны друг с другом* общностью или сходством основных особенностей среды осадконакопления. Поэтому *уже само выделение таких парагенезов должно быть следствием фациально-генетического изучения* осадочных толщ, осуществленного хотя бы в предварительной стадии. И только такие, можно сказать, истинные парагенезы могут рассматриваться как формации.

Далее, существенной особенностью страховской концепции является громадный физический объем выделяемых формаций и их большая внутренняя литологическая неоднородность. Формации рассматриваются как комплексы осадочных толщ, выражающие итоги проявления всех звеньев той региональной модификации одного из различаемых Н. М. Страховым общих типов осадочного процесса, которая реализуется в пределах определенной конкретной области седиментации. Поэтому в их состав включаются осадочные образования, возникающие на всем пути миграции минерального вещества от областей сноса питающего водосбора до внутренних частей аккумулярующего водоема или внутриконтинентальной впадины. В составе такого обширного осадочного комплекса выделяются лишь отдельные фациальные зоны, соответствующие

разным отрезкам миграционного пути и нередко сложенные резко различными по составу толщами — от грубоконгломератовых до тонкоглинистых и карбонатных включительно. Весь этот сложно построенный осадочный комплекс генетически связанных, но литологически разнородных толщ нередко протягивается на сотни и даже тысячи километров вк'рест простирания тектонических структур. Поэтому, хотя Н. М. Страхов и неоднократно говорит о большом значении тектоники как причины различий в составе формаций, при выделении и характеристике последних тектонический фактор отступает далеко на задний план и *на первое место выступает фактор климатический*, а еще точнее — принадлежность формации к одной из трех главных климатических зон седиментации и одному из трех соответствующих им общих типов осадочного процесса — ледовому, гумидному и аридному. Четвертый, эффузивно-осадочный тип как климатически аazonальный рассматривается совершенно отдельно, и соответствующие ему формации оказываются как бы чужеродными пятнами, наложенными на общую картину литогенеза Земли и нарушающими ее стройную закономерность. Поэтому и эффузивные породы, подчиненные нормально-осадочным формациям, фактически исключаются из состава их парагенезов как генетически не связанные с ними образования.

Н. М. Страхов указывает, что фациальные зоны его формаций слагаются теми самыми сочетаниями пород или толщами, которые обычно выделяются в качестве эмпирически устанавливаемых парагенезов, т. е. являются формациями в понимании Н. С. Шатского¹. Таким образом, вся формация Н. М. Страхова в целом рисуется как эквивалент целого латерального формационного ряда Н. С. Шатского. Если бы это соответствие было вполне точным, то разница обеих точек зрения сводилась бы фактически только к чисто таксономическим разногласиям. На деле, однако, такого полного соответствия нет. Фациальные зоны Н. М. Страхова различаются только по комплексу слагающих их осадочных пород и образуют вместе единый седиментационный ряд, отражающий присутствие данному типу осадочного процесса стадии миграции вещества от области сноса к области аккумуляции. Формации Н. С. Шатского противопоставляются друг другу по всему составляющему их комплексу пород, включая как осадочные, так равно вулканические и вулканогенно-осадочные. И в состав одного латерального формационного ряда включаются все формации, сменяющие друг друга по горизонтали, независимо от того, каков тип создавшего их осадочного процесса и отвечают они последовательным его звеньям или нет. Такие ряды, следовательно, могут быть составлены, с точки зрения Н. М. Страхова, из осколков разных формаций и их фациальных зон.

Наконец, Н. М. Страхов объединяет в единую формацию осадочные толщи, накопление которых в пределах данной области седиментации протекало в течение всего отрезка времени, пока осадочный процесс сохранял неизменным свой общий тип, а тектонические движения отлича-

¹ Н. М. Страхов ошибочно отождествляет их с сериями и свитами местных стратиграфических шкал, понимая последние как чисто литостратиграфические подразделения. Это, однако, явное заблуждение, в чем нетрудно убедиться даже просто из принятой и закрепленной решением Межведомственного стратиграфического комитета формулировки понятий серия и свита. Здесь не место подробно останавливаться на этом вопросе. Укажем лишь, что серии и свиты выделяются не только по литологическим, но и по палеонтологическим признакам, и очень многие из них оказываются полиформационными или, наоборот, составляющими лишь часть одной формации в понимании Н. С. Шатского, а нередко их формационная характеристика даже существенно меняется по простиранию. Поэтому, отказывая подобным комплексам пород в праве называться формациями, Н. М. Страхов должен был бы предложить для них какой-либо иной термин, но не отождествлять их с сериями и свитами, что вносит лишь путаницу понятий.

лись сходным общим режимом. Поэтому такие формации, как он сам подчеркивает, могут отвечать хронологически двум-трем геологическим периодам и состоять из ряда налегающих друг на друга толщ существенно различного литологического состава и строения. Эти толщи, очевидно, опять-таки более или менее соответствуют особым формациям в понимании Н. С. Шатского. Отсюда ясно, что формации Н. М. Страхова можно рассматривать также как аналоги вертикальных формационных рядов Н. С. Шатского с теми оговорками, которые были сделаны при сопоставлении с латеральными формационными рядами.

Плодотворность принципиального подхода Н. М. Страхова к изучению комплексов осадочных пород не вызывает сомнения постольку, поскольку речь идет о выяснении общих закономерностей осадочного процесса. В частности, если оставить в стороне терминологическую сторону дела, несомненно оправдано и выделение тех крупных осадочных комплексов, которые он называет формациями. Но это отнюдь не означает научной неполноценности понимания формации в духе Н. С. Шатского. Вообще, нет никаких оснований противопоставлять обе концепции как взаимно исключающие друг друга, ибо, как мы видели, они выражают разные аспекты научного исследования и имеют в виду разные цели. В этой связи следует специально остановиться на сущности понятия парагенез.

Н. М. Страхов категорически утверждает, что выделение парагенезов пород может иметь серьезное научно-познавательное значение, только если рассматривать их как генетически единые комплексы, состоящие из горных пород, как он выражается, как бы «пригнанных» друг к другу объединяющими их фациально-генетическими связями, общностью давшего им начало типа осадочного процесса. Но фациально-генетическими, в строгом смысле слова, могут быть названы лишь связи между членами единого непрерывного фациального ряда осадков, формирующихся вдоль миграционного пути от области сноса к области аккумуляции. Лишь в таком случае эти связи действительно выражают причинно-следственные зависимости, вытекающие из внутренних закономерностей данного типа осадочного процесса и могут быть, следовательно, целиком объяснены именно этими закономерностями. Взаимоотношения между последовательно налегающими друг на друга слоями даже чисто осадочной толщи, как правило, значительно сложнее. Различия их литологического состава, порой очень резкие и контрастные, в решающей степени обусловлены ходом движений земной коры и изменением климатической обстановки во времени. А это причины, отнюдь не вытекающие из внутренних закономерностей осадочного процесса как такового, а независимые от него и воздействующие на него. Если можно так выразиться, извне, со стороны. Они всегда в той или иной мере *нарушают* сложившийся ход этого процесса, и подобные нарушения не могут быть ни полностью объяснены, ни тем более предсказаны, исходя только из фациально-генетических предпосылок. Наоборот, с точки зрения внутренних закономерностей осадочного процесса фактически наблюдаемая смена слоев горных пород всегда оказывается более или менее случайной, не выводимой из них непосредственно. Поэтому и связи, объединяющие последовательно пластуемые породы, с этой точки зрения нельзя называть просто фациально-генетическими. Они всегда оказываются значительно *более сложными и менее явными историческими связями*¹. Чем более неоднородна толща, чем резче и внезап-

¹ Отсюда вытекает справедливость определения фации именно как участка определенного слоя или горизонта, а отнюдь не как литолого-стратиграфического интервала осадочной толщи. Иногда употребляемое понятие вертикального фациального ряда, строго говоря, не совсем верно выражает сущность явления и принципиально отлично от понятия горизонтального фациального ряда.

нее происходят литологические изменения пород в ее разрезе, чем чаще и сильнее были, следовательно, нарушения обстановки осадкообразования, тем менее взаимно «пригнанными» оказываются слагающие ее породы в фациально-генетическом отношении. Ярким примером могут служить паралические угленосные толщи, признаваемые Н. М. Страховым за единые формации, т. е. истинные парагенезы пород в его понимании (1960). В основании ритмов, на которые они распадаются, очень часто залегают русловые аллювиальные отложения, выраженные грубыми песчаниками и даже конгломератами, которые по резкому контакту, обычно сопровождаемому следами более или менее глубокого размыва, налегают на верхние слои предшествующего ритма, нередко сложенные морскими известняками. Между обстановкой накопления тех и других существуют столь глубокие различия, что фациально-генетический подход к ее оценке скорее требует решительного противопоставления, чем объединения этих гетерогенных образований, ибо налицо явный разрыв нормальных фациальных связей. То обстоятельство, что как русловые песчаники и конгломераты, так и морские известняки возникли в пределах одной и той же гумидной зоны осадкообразования, сближает их в данном случае почти в столь же слабой степени, в какой близки друг к другу осадочные породы вообще, поскольку они все образуются в общей для них обстановке поверхности Земли. Все решающие черты строения паралических толщ, выражающиеся в их ритмике и в характере чередования пород вообще, определяются все же не самими закономерностями гумидного типа осадочного процесса, а историко-тектонической обстановкой времени и места их накопления. И хотя мы, так же как Н. М. Страхов, считаем паралические угленосные свиты едиными формациями, это отнюдь не генетическое единство, а единства исторические; фациально-генетическое исследование, само по себе, не может рассматриваться как метод обоснования их целостности¹.

В еще большей степени сказанное относится к таким толщам, которые слагаются чередованием нормально осадочных, эффузивных и пирокластических пород. Между составными частями подобных сложных сочетаний вообще уже невозможно установить не только непосредственных, но даже и самых отдаленных фациально-генетических связей. С позиции Н. М. Страхова это, следовательно, и не парагенезы, и не формации, а своего рода случайное переплетение отдельных элементов разных парагенезов и формаций. Между тем опыт показывает, что они также далеко не случайны и могут быть сгруппированы в некоторое число типов, отличающихся определенными особенностями строения и состава и закономерно повторяющихся в сходной историко-тектонической обстановке. Это и позволяет рассматривать подобные типы смешанных вулканогенно-осадочных толщ так же как самостоятельные парагенезы, хотя и не объединяемые прямыми генетическими связями составляющих их горных пород, но являющиеся все же цельными сообществами, выделение которых имеет очень большое значение для познания особенностей исторической обстановки времени их образования, взятой в целом, и особенно для понимания хода развития земной коры и ее отдельных структурных элементов. При установлении такого рода *исторически единых, но генетически разнородных парагенезов* фациально-генетический подход, конечно, не может играть почти никакой роли и всё сводится к *чисто эмпирическому* обобщению наблюдаемых данных, но от этого ни важность, ни научная ценность их выделения ничуть не уменьшаются.

¹ Если, конечно, не называть все вообще взаимоотношения между осадочными породами, наблюдаемые в природе, фациально-генетическими взаимоотношениями. Но в таком случае этот термин теряет определенное содержание и превращается из строгого научного понятия в весьма расплывчатое «вольное» выражение.

Надо заметить, что противопоставление фациально-генетического и эмпирического подхода к выделению формаций является, в значительной степени, преувеличением. Мы уже убедились, что даже те сообщества осадочных горных пород, которые в максимальной степени приближаются к идеальному парагенезу Н. М. Страхова, фактически являются не столько генетическими, сколько историческими единствами. Поскольку чередование составляющих их слоев есть в основном следствие тектонических движений и изменений климата, то конкретные особенности и тип этого чередования не могут, очевидно, быть выведенными из фациально-генетических закономерностей à priori. Их можно установить только прямым наблюдением, как всякий эмпирически устанавливаемый исторический факт. Фациально-генетическое исследование в состоянии только уточнить характер смены горных пород в разрезе, выявить детали этой смены, дать возможность более верно подойти к оценке ее исторической значимости и сознательно наметить возможные причины. Однако само установление существования реально наблюдаемых в природе парагенезов все же может быть *только следствием эмпирической констатации*, а отнюдь не теоретического построения, на какой бы стадии их изучения ни был введен в действие фациально-генетический метод исследования¹.

Сказанное целиком относится к формациям в понимании Н. М. Страхова. Конечно, взятые в целом, они не могут быть непосредственными объектами полевых наблюдений, поскольку представляют собой громадные и сложные осадочные комплексы, нередко целиком занимающие всю территорию больших регионов. В поле геологами описываются только части этих формаций, представленные порою настолько резко литологически различными толщами, что они воспринимаются как четко противопоставляющиеся друг другу гетерогенные комплексы со своими сугубо индивидуальными особенностями состава и соотношения слагающих горных пород. Их объединение в один более сложный комплекс может быть только следствием основанного на фациальном анализе сопоставления, в ходе которого они и приобретают значение фациальных зон единой формации. Формация в этом ее понимании действительно представляется в качестве итога фациально-генетического исследования. Но само это последнее является не чем иным, как составной частью процесса *эмпирического обобщения*, а поэтому и формация как результат этого обобщения в конечном счете оказывается все же не более как *эмпирически установленным парагенезом пород*.

Таким образом, критические замечания, направленные Н. М. Стреховым в адрес последователей Н. С. Шатского, невозможно рассматривать в качестве выражения его отрицательной оценки эмпирического подхода к изучению осадочных толщ вообще. Речь идет, очевидно, лишь о недооценке значения фациально-генетического метода как предпосылки выделения формаций, метода, который также является, в сущности говоря, эмпирическим. Однако и в этом смысле критика Н. М. Страхова оказывается неосновательной, если иметь в виду принципиальную сторону дела, а не достоинства и недостатки какого-либо конкретного научного исследования.

¹ Необходимо подчеркнуть, что эмпирический подход нельзя сводить к простому бездумному описанию фактов. Как правильно указывает Н. М. Стрехов, при современном уровне геологии достаточно уже одного полевого наблюдения, чтобы можно было сделать достоверные или, по крайней мере, достаточно обоснованные фациально-генетические выводы или даже отнести ту или иную толщу к образованиям, возникшим в итоге определенного типа осадочного процесса. И, будучи вооруженным современным теоретическими представлениями, ни один геолог, будь он самым заядлым «эмпириком», конечно, не преминет воспользоваться такой возможностью. Но если сделанные им выводы не выйдут за рамки констатации исторического факта, они окажутся выводами эмпирическими, сколь бы тонкие методы фациального анализа ни потребовались для их обоснования.

Прежде всего, как мы только что убедились, формации в понимании Н. М. Страхова, если можно так выразиться, конструируются из фактически наблюдаемых геологом в поле реальных толщ, отличающихся по составу и взаимоотношениям составляющих их горных пород, т. е. из таких осадочных комплексов, которые вполне соответствуют формациям в понимании Н. С. Шатского. Иными словами, эмпирическое выделение этого рода комплексов оказывается начальным звеном исследования, без которого оно вообще невозможно. Мало того, именно эти комплексы, т. е. формации в понимании Н. С. Шатского, остаются также непосредственными объектами сравнительного изучения на всех его последующих этапах и, следовательно, без их выделения все равно нельзя обойтись¹.

Но, кроме того, необходимо подчеркнуть, что и после завершения фациально-генетического исследования формации Н. С. Шатского сохраняют свое самостоятельное значение, отнюдь не сводящееся к роли фациальных зон более крупных формаций Н. М. Страхова. Выше было показано, что подобного рода толщи являются прежде всего историческими единствами, индивидуальные черты которых отражают не только и даже не столько закономерности данного типа осадочного процесса, сколько особенности тектонического развития земной коры и эволюции климата в определенную геологическую эпоху. Речь идет при этом не просто об общей историко-геологической обстановке, но всегда и о конкретной истории того структурно-тектонического элемента, на площади которого формировалась данная толща. Этого не следует забывать даже, когда речь идет о чисто осадочных комплексах. В этом отношении особенно ярким примером может служить типичный песчано-глинистый флиш, специфичная мелкая ритмичность которого в настоящее время с большим основанием рассматривается как так называемая «градационная слоистость» (graded bedding) отложений подводных мутночных потоков. Появление флиша² в последовательном ряду сменяющих друг друга осадочных толщ целиком обязано тектоническим факторам и прежде всего особенностям морфологии (крутизна склонов) выполняемого им геосинклинального трога и его высокой сейсмичности. Таким образом, оно не имеет никакого отношения к нормальной смене фаций, соответствующей какому-либо климатическому типу осадочного процесса. Поэтому нельзя согласиться с Н. М. Страховым, считающим флишевые зоны фациальными зонами определенного рода гумидных формаций, ибо их возникновение ничем не обязано гумидности климатической обстановки. Замещение обычных осадочных толщ флишем, очевидно, вообще нельзя считать случаем нормальных фациально-генетических связей, вытекающих из закономерностей самого осадочного процесса. Это скорее случай распада таких нормальных связей. Вклиниваясь в обычную последовательность осадочных толщ, флиш определенно нарушает ее правильность и тем самым разрывает генетическое единство того сложного комплекса, который формируется в пределах данной области седиментации. Следовательно, его с полным основанием можно считать относительно самостоятельным и независимым парагенезом пород, отражающим местные особенности истории развития той особой тектонической зоны, внутри которой он образуется.

То же самое, в той или иной степени, относится и к соотношению любых осадочных толщ, отлагающихся в тектонически неоднородном районе. В их взаимопереходах можно, конечно, усмотреть то более, то менее резко выраженные черты фациально-генетических связей, вытека-

¹ Совершенно очевидно, что дело ничуть не изменится, если мы не будем называть их формациями, а примиримся с ошибочным отождествлением их с «сериями» и «свитами», как поступает Н. М. Страхов.

² Мы не имеем в виду карбонатный флиш, природа которого может быть иной.

ющих из внутренних закономерностей осадочного процесса. Но невозможно абстрагироваться и от всегда имеющихся признаков нарушения этих связей, вызываемого индивидуальными различиями истории тектонических структур, на площади которых протекала аккумуляция той или иной толщи. Поэтому объединение этих толщ в качестве фациальных зон в единую большую формацию неизбежно является несколько односторонним логическим построением, при котором всегда вольно или невольно отбрасываются факты, с ним не согласующиеся. И если учесть эти последние, то не менее обоснованным становится толкование тех же самых осадочных толщ как вполне самостоятельных, противопоставляющихся друг другу парагенезов или формаций в понимании Н. С. Шатского. В зависимости от поставленной цели оказывается более правильным либо тот, либо другой подход, ибо оба они правильно отображают два реально существующих аспекта одного и того же явления.

Когда речь идет о смене по простиранию или в разрезе явно гетерогенных комплексов — нормально осадочных, эффузивно-осадочных и вулканогенных, то вопрос об их самостоятельности как принципиально различных парагенезов вообще не возникает. Генетические связи между ними оказываются либо крайне отдаленными, либо отсутствуют вовсе, и их принадлежность к разным формациям очевидна с любой точки зрения. Однако если вдуматься глубже, то этот случай представится лишь крайней формой проявления тех же самых исторически обусловленных нарушений нормальных фациальных взаимосвязей, которые в менее резком выражении всегда присущи соотношениям и обычным осадочным толщ, как было показано выше. Между обоими крайними случаями можно без труда найти целую гамму переходов, соответствующих разной степени вмешательства дифференциальных тектонических движений и вулканизма в ход осадочного процесса. И все эти переходы целиком заполняют ту логическую пропасть, которая отделяет, на первый взгляд, генетически единые формации Н. М. Страхова от самых гетерогенных из формационных рядов Н. С. Шатского, единых лишь в историческом смысле.

Все сказанное, на наш взгляд, достаточно убедительно показывает, что концепция формации, предложенная Н. С. Шатским, не только имеет полное право на существование, но и обладает рядом неоспоримых преимуществ по сравнению с концепцией Н. М. Страхова, если оценивать ее с общих историко-геологических позиций. Концепция Н. С. Шатского продолжила традицию, начавшую стихийно складываться еще до него, и успела уже достаточно глубоко внедриться в сознание и в практику широкого круга геологов, закрепившись в нашедших почти всеобщее признание наименованиях многих вполне конкретных формаций, таких, как зеленочаменные, джеспилитовые, флиш, моласса и т. п. Поэтому нет никаких оснований отказываться от этого понимания формации и заменять его каким-либо иным. Во избежание терминологической путаницы гораздо рациональнее было бы, по-видимому, ввести какой-либо новый термин для обозначения формаций в толковании Н. М. Страхова¹.

Итак, вслед за Н. С. Шатским, формациями мы будем называть эмпирически устанавливаемые крупные естественные парагенезы или сообщества горных пород, закономерно повторяющиеся с незначительными отличиями в толщах напластований разного геологического возраста в сходной историко-тектонической и палеоклиматической обстановке. Каждый такой парагенез характеризуется своим определенным набором петрографических типов и разновидностей горных пород, своим

¹ Можно было бы предложить, например, наименование «сидиментационный комплекс», хотя настаивать на нем мы не считаем себя вправе.

определенным типом их сочетания и замещается в разрезе и по простираю иным по составу и строению парагенезами.

Первый вопрос, который возникает перед нами в связи с этим,— это вопрос о соотношении понятий формация и фация. В самом деле, замещение одной формации другой по горизонтали представляет собой не что иное, как фациальный переход, а сами формации можно поэтому с известным правом рассматривать как фации толщ большого стратиграфического диапазона. Удачный пример такого рода был приведен Н. С. Шатским (1960), справедливо указавшим, что угленосная формация Донбасса и одновозрастные ей карбонатные формации Московской синеклизы с этой точки зрения являются фациями средне- и верхнекаменноугольных отложений вместе взятых. По существу именно так решает вопрос Н. М. Страхов, когда придает формациям в понимании Н. С. Шатского значение фациальных зон своих более сложных и крупных формаций.

Однако в то же время формации резко отличны от фаций в собственном смысле слова. Чтобы уяснить их различия, необходимо прежде всего иметь в виду, что формации отнюдь не соответствуют стратиграфическим подразделениям. Наоборот, стратиграфический диапазон, охватываемый данной конкретной формацией, как правило, непостоянен, и в пределах занимаемой ею площади меняется от места к месту, нередко в широких пределах. В то же время, как мы видели, формации в большинстве случаев эквивалентны крупным отрезкам геохронологической шкалы. Уже эти их особенности резко противопоставляют их фациям в обычном смысле слова. В самом деле, одной из основных и непосредственных задач выделения фаций как методического приема фациального анализа является восстановление физико-географической обстановки для определенных моментов или отрезков геологического времени. В идеале итогом фациального анализа должен быть как бы моментальный палеогеографический снимок земной поверхности. Подобный «снимок» может быть достаточно четким только, если взят по возможности более краткий интервал времени, в течение которого физико-географическая обстановка не успела претерпеть существенных изменений. Отсюда понятно, почему фации стремятся выделить в рамках возможно более дробных стратиграфических подразделений. Только в этом случае в качестве фаций удастся избрать участки стратиграфического горизонта более или менее однородные литологически, т. е. либо целиком сложенные одинаковыми породами, либо комплексом немногих пород, близко родственных по составу и происхождению. Ведь только в этом случае «снимок» палеогеографической обстановки для каждого участка земной поверхности, а следовательно и для всей исследуемой площади в целом, может возможно точнее отобразить те реальные особенности, которые были ей присущи в прошлом. Чем крупнее стратиграфическое подразделение, тем неизбежно более неоднородными оказываются выделяемые в его составе фации, тем расплывчатее и неопределеннее будут и итоги фациального анализа. И в случае невозможности протягивания дробных стратиграфических подразделений при фациальном анализе осадочных толщ приходится хотя бы частично исправлять этот дефект выборочным детальным их расчленением и послойным изучением в отдельных опорных разрезах.

Очевидно, мощные формации сложного строения, состоящие из многократного чередования парагенетически связанных, но генетически иногда крайне различных горных пород, меньше всего подходят для решения таких чисто палеогеографических задач. Смысл их выделения, как мы видели, совершенно иной. Если ограничиться только теоретической стороной дела, то выделение формаций в качестве главной задачи имеет в виду разграничение и сравнительную характеристику основ-

ных отличительных особенностей последовательных этапов развития больших тектонических структур и целых тектонических регионов¹. Поэтому в отличие от фаций, границы, объем и вещественная характеристика которых может видоизменяться в зависимости от целей исследования, формации мыслятся только как совершенно однотипно построенные парагенезы, различающиеся строго определенными чертами петрографического состава, форм напластования и типов сочетания образующих их горных пород². Только при этом условии вполне конкретный историко-тектонический смысл приобретает построение формационных рядов, сравнительное изучение которых позволяет обнаружить как черты различия, так и черты сходства в эволюции разных структурных элементов земной коры и тем самым приблизиться к пониманию общих закономерностей ее развития. В то же время это позволяет понять общие закономерности структурно-тектонической и историко-геологической локализации типичных комплексов горных пород и связанных с ними полезных ископаемых, что крайне важно с точки зрения прогноза их поисков. Иными словами, только при условии достаточно четкого разграничения понятий фация и формация формационный анализ превращается в достаточно определенный и самостоятельный метод исследования с четко ограниченным кругом задач и возможностей³.

Формация в принятом нами понимании является, как правило, крупным и сложным парагенезом пород, охватывающим часто большой хронологический интервал. Поэтому в каждом из слоев или стратиграфических горизонтов, на которые ее можно подразделить, конечно, возможно выделение целого ряда фаций. И с этой точки зрения есть известное основание рассматривать формацию как комплекс фаций. В то же время, являясь парагенезом пород, порою весьма разнообразных по условиям своего образования, формация почти всегда оказывается тем самым и комплексом различных генетических типов отложений. И, однако, ее нельзя рассматривать, подобно Г. Ф. Крашенинникову (1962), как таксономическую единицу высшего ранга в единой генетической классификации комплексов пород. Мы показали уже ошибочность подобной оценки соотношения фаций и генетических типов. Что касается формации, то и она не есть генетически однородная группа фаций. Наоборот, мы приводили уже примеры гетерогенности формаций в этом

¹ Вторая, также важная и иногда приобретающая вполне самостоятельное значение задача выделения формаций — это выделение и сравнительная оценка общих особенностей крупных циклов эволюции климатов для разных районов земного шара. Однако, поскольку понятие формации является категорией преимущественно историко-тектонической, эту задачу приходится все же рассматривать в качестве подчиненной.

² Конечно, в зависимости от детальности исследования можно либо ограничиться противопоставлением только крупных, явно гетерогенных формаций, либо выделить в их составе более дробные и менее резко различные малые формации, или субформации. Но любое формационное подразделение, независимо от его ранга, всегда должно соответствовать одному из реально наблюдаемых в природе типичных естественных парагенезов пород со строго определенными отличительными признаками.

³ Мы не можем специально останавливаться здесь на этом вопросе и вынуждены ограничиться сделанными общими замечаниями. Обратим лишь внимание на то, что с помощью обычного фациального анализа решить указанные выше задачи весьма трудно или даже практически невозможно, ибо он позволяет выяснить лишь обстановку накопления данного конкретного типа осадков или условий формирования данного типа месторождений полезных ископаемых, но не общие закономерности размещения их в земной коре. Этого обстоятельства совершенно не учитывает Н. М. Страхов, понимающий формационный анализ лишь как продолжение фациального анализа и тем самым смазывающий всякие принципиальные различия между ними. Мало того, при такой постановке вопроса исчезает всякий смысл самого термина формационный анализ. В самом деле, задачей последнего, по Н. М. Страхову, является просто объединение литологически различных осадочных толщ в единую формацию. Иными словами, речь идет вообще не об анализе, а скорее о синтезе формаций, являющемся не чем иным, как только одним из результатов обычного фациального анализа.

отношении. Поскольку фация — это категория генетико-палеогеографическая, то с точки зрения единства принципа более правильной кажется позиция Д. В. Наливкина (1955), объединяющего фации также по палеогеографическому или ландшафтному принципу в сервии, нимии и формации. Однако по изложенным уже причинам мы не считаем классификацию Д. В. Наливкина наилучшей основой построения учения о фациях и вместе с большинством геологов не принимаем поэтому и его понятия формации. Точка зрения Н. С. Шатского, которой придерживается и Г. Ф. Крашенинников, исключает толкование формации как генетически единой группы фаций.

Переходя к соотношению понятий генетический тип и формация, надо прежде всего подчеркнуть, что одни и те же генетические типы могут входить в состав весьма различных формаций. Так, аллювиальные отложения составляют важный компонент многих континентальных формаций — красноцветных, угленосных (как лимнических, так и параллических), пестроцветных каолиновых (бокситоносных) и т. п. С другой стороны, в одной из родственных формаций может присутствовать, а в другой отсутствовать какой-либо генетический тип. Например, делювий является не обязательным, а лишь факультативным членом угленосных формаций, озерные отложения — сопутствующим членом группы молассовых формаций и т. д. Отсюда ясно, что формация не является высшей таксономической единицей классификации генетических типов, так же, например, как биоценоз не является высшей таксономической единицей по отношению к виду или роду. Г. Ф. Крашенинников и в этом неправ, ибо принципы выделения формаций и генетических типов существенно различны.

В то же время и характерные черты генетических типов отложений и индивидуальные особенности строения формаций как парагенезов пород в конечном счете определяются одними и теми же главными факторами — тектоникой и климатом. Тем самым обе научные категории оказываются достаточно тесно взаимосвязанными. Наиболее ярко эта связь проявляется у континентальных осадочных формаций, процесс накопления которых является не только прямым результатом, но и составной частью глиптогенеза. Господствующие формы последнего прямо зависят от тектонико-геоморфологической и климатической обстановки. В связи с этим большинству генетических типов присуща более или менее отчетливо выраженная географическая зональность, а потому и различная относительная роль в строении осадочного покрова разных геоморфологических и климатических областей суши. Отсюда проистекает и то, что для каждой континентальной осадочной формации всегда характерен свой набор преобладающих генетических типов отложений. Впервые на зональность распространения генетических типов обратил внимание Н. И. Николаев (1947а, 1952), который предложил поэтому и континентальные формации рассматривать как характерные парагенезы генетических типов. В основу такого определения положена, несомненно, правильная идея, но оно все же не отражает всей сложности действительных соотношений и не может быть признано вполне верным.

В самом деле, ни один из генетических типов отложений не ограничен в своем распространении исключительно пределами только одной, строго определенной климатической зоны или одним, строго определенным типом тектонико-геоморфологической обстановки. Мало того, очень многие из них если не вовсе азональны, то во всяком случае бывают примерно одинаково полно развиты в весьма различных условиях климата и рельефа. И, что особенно важно, это касается как раз тех генетических типов, которые играют наиболее видную роль в строении большинства континентальных осадочных формаций. К ним прежде всего

относится аллювий, широко распространенный и в тропиках, и в умеренном и субполярном поясах, и в горах, и предгорьях, и на равнинах. Достаточно типичны для сильно отличающихся друг от друга климатических обстановок также озерные отложения, элювий и т. п. Поэтому, например, в основном аллювиальными или озерно-аллювиальными могут быть такие принципиально различные формации, как молассы предгорий и межгорных котловин, с одной стороны, и самые разнообразные формации платформ, с другой стороны, возникшие в совершенно разных климатических обстановках,— угленосные, бокситоносные, красноцветные и т. п. Их отличает друг от друга не просто преобладание отложений того или иного генетического типа, а то, каким из возможных географических вариантов этот генетический тип выражен и какие в связи с этим литогенетические типы осадков развиты в его составе. Совершенно очевидно, что грубые полимиктовые русловые галечники аллювия горного типа и тонкозернистые, почти чисто кварцевые аллювиальные же пески, характерные для русловых отложений многих равнинных рек гумидных областей, имеют принципиально различный формационный смысл. Иными словами, формация рисуется не просто как парагенез генетических типов, а как парагенез их определенных географических вариантов или, еще точнее, тех литогенетических типов осадков, которые с ними связаны.

Необходимо указать и еще на одно обстоятельство. Литологический облик осадочных горных пород зависит не только от условий и способа отложения первичного осадка, но и от особенностей процессов гипергенного преобразования минерального вещества, характерных для времени и области накопления данной осадочной толщи. Эти процессы определяют состав элювия и коры выветривания, поставляющих значительную часть или даже весь исходный материал для осадкообразования, а также ход последующего диагенеза и связанного с ним аутигенного минералообразования. В итоге, как мы уже указывали, горные породы, принадлежащие к разным генетическим типам отложений, могут приобретать далеко идущие черты конвергентного сходства, накладывающие чрезвычайно яркую печать на весь облик возникающей осадочной формации и наиболее отчетливо противопоставляющие ее другим формациям. В этих случаях формация предстает перед нами, в первую очередь, именно как парагенез пород, а не генетических типов отложений, ибо ее диагностика и историко-геологическое истолкование требует прежде всего литолого-минералогического, а не общегенетического исследования. Особенно это касается континентальных формаций тектонически стабильных регионов, в течение длительных отрезков геологической истории не испытывающих резкой перестройки рельефа под влиянием движений земной коры. При этих условиях в составе образующихся осадочных толщ постоянно сохраняется преобладание одних и тех же генетических типов отложений, выраженных весьма близкими географическими вариантами, и выделение формаций может основываться преимущественно на учете характерных климатогенных признаков слагающих горных пород. Прекрасным примером могут служить работы К. В. Никифоровой (1960) и В. Н. Разумовой (1961), посвященные континентальному верхнему мезозою, палеогену и неогену Центрального Казахстана. В основу расчленения этих отложений на формации ими было положено изучение глинистых и вообще аутигенных минералов как показателей климата. Такой, можно сказать, чисто литолого-минералогический подход к формационному анализу ни в малейшей степени не помешал авторам прийти к правильным и весьма интересным выводам как в области классификации формаций, так и при объяснении тектонической и климатической обстановок времени их образования. В то же время они практически совершенно не использовали в

своих построениях методику определения генетических типов отложений.

Сказанное достаточно убедительно свидетельствует, что даже чисто осадочные континентальные формации правильнее рассматривать, вслед за Н. С. Шатским, как парагенезы пород, а не генетических типов отложений. Это вовсе не означает, однако, что сугубо литолого-минералогический подход к формационному анализу является принципиально наиболее правильным. Мало того, во многих случаях он оказывается явно недостаточным и мало эффективным. Прежде всего это касается формаций тектонически мобильных регионов, в строении которых отчетливее всего отражается непрерывно идущая или периодически повторяющаяся, тектонически обусловленная перестройка рельефа и хода глиптогенеза в областях сноса и осадконакопления. В этих случаях диагностика генетических типов отложений и привязка к ним различных литогенетических типов осадков становится важнейшим орудием историко-геологического истолкования формационных особенностей изучаемых толщ. Яркой иллюстрацией важности такого подхода является выделение и раздельное изучение генетических типов отложений и прежде всего аллювия в мощных угленосных формациях Донбасса и Кузбасса (Аллювиальные отложения..., 1954; Жемчужников и др., 1959—1960; Ботвинкина, 1953) или в древнем красном песчанике Великобритании (Allen, 1962).

Те комплексы осадков, которые в разрезе формации соответствуют последовательно накладывающимся генерациям отложений определенных географических вариантов того или иного генетического типа, соответствуют своеобразной, тектонически обусловленной геоморфологической обстановке и климатическому режиму, сложившимся в данный, сравнительно краткий отрезок времени на данном участке области накопления формации. С этой точки зрения такие комплексы с известным правом могут рассматриваться в качестве своего рода «малых формаций», из которых слагается тело большой формации. Поэтому выделение генетических типов приобретает тем большее значение для формационного анализа, чем большая детальность требуется от него и, следовательно, чем более дробные этапы в эволюции тектонических движений земной коры и климатической обстановки он призван выявить. И хотя сами понятия формации и генетического типа являются существенно различными и прямо не соподчиненными научными категориями, но в указанном смысле они оказываются действительно теснейшим образом взаимосвязанными и органически дополняющими друг друга.

В особенности важно это учитывать при изучении континентальных антропогенных (четвертичных) отложений. Вся их совокупность соответствует сравнительно очень непродолжительному этапу геологической истории Земли, длительность которого значительно меньше хронологического объема формаций, обычно выделяемых в составе более древних напластований, или, во всяком случае, соизмерима с ним. Обычные методы формационного анализа дают поэтому возможность расчленить антропогенный осадочный покров главным образом лишь на горизонтальные формационные ряды, т. е. выявить общие особенности его строения, взятого в целом, для отдельных регионов, различающихся по своей тектонико-геоморфологической характеристике и суммарным обобщенным особенностям климата за весь антропогенный период. В отдельных случаях в антропогенных отложениях удается, правда, выделить до двух сменяющих друг друга во времени формаций, как это показано К. В. Никифоровой и ее сотрудниками для юго-запада Украины и Молдавии (Никифорова и др., 1965). Но подобное укрупненное расчленение антропогенного разреза, конечно, не может удовлетворять

задачам четвертичной геологии, требующей выделения несравненно более дробных этапов в истории тектонических движений земной коры и изменений климата, многочисленные и резкие колебания которого являются столь характерной чертой антропогенного периода. Поэтому даже для тектонически стабильных регионов оказывается явно недостаточной и та обобщенная литолого-минералогическая характеристика крупных по хронологическому объему формаций, опыт которой был столь успешным в применении к более древним континентальным отложениям Центрального Казахстана, а позже также к кайнозой Горного и Рудного Алтая (Девяткин, 1965; Чумаков, 1965). В приложении к антропогенным отложениям она неизбежно заменяется гораздо более детальным послойным изучением разреза, включающим не только диагностику аутигенных диагенетических минералов, но и подробный анализ микротекстур и структур горных пород. Эту методику под названием фациально-минералогического анализа в последнее время успешно разрабатывает Н. В. Ренгартен (Ренгартен и Константинова, 1965), показавшая ее большую перспективность как средства восстановления деталей климатической обстановки прошлого. Но совершенно естественно, что и этот прием не в состоянии выяснить изменения всей сложной картины глиптогенеза в течение антропогенного периода и связать ее с ходом движений земной коры. Для этого совершенно необходимым является выделение и изучение генетических типов. Это тем более важно, что антропогенные отложения на большей части поверхности суши образуют маломощный и непостоянный покров, сложенный взаимно прислоненными и замещающими друг друга по простиранию гетерогенными комплексами осадочных образований, тесно связанными в своем распространении с отдельными элементами местного рельефа. Строение и состав этих комплексов нередко весьма различны, так что разрезы осадочного покрова в целом на ближайших участках дна речных долин, склонов и водораздельных пространств бывают совершенно непохожими. Между тем по своему значению они вполне соответствуют последовательно пластующимся слоям мощных осадочных толщ или даже фациям отдельных слоев, ибо только все вместе характеризуют обстановку осадконакопления данной единой естественной геоморфологической и климатической области. Вся совокупность подобных чисто локальных комплексов поэтому только и может толковаться как формация, ни выделить, ни разобраться в строении которой совершенно невозможно без разграничения и характеристики входящих в ее состав генетических типов¹. Без этого условия не может быть достаточно надежным и фациально-минералогический анализ подобных формаций, ибо само выделение фаций в данном случае немыслимо без выделения генетических типов, условия и ход диагенеза и аутигенного минералообразования для каждого из которых всегда отличаются рядом специфических особенностей. Можно с полным правом сказать, что при изучении антропогенных отложений выделение формаций не только обязательно включает в себя выделение и изучение генетических типов континентальных осадочных образований, но что оно в значительной мере заменяется последним, играющим в четвертичной геологии роль, во многом аналогичную роли собственно формационного анализа в геологии более древних напластований.

¹ Некоторое исключение составляют только аллювиальные отложения долин больших транзитных рек, берущих начало в совершенно иной тектонико-геоморфологической области и пересекающих данный район. Их литолого-минералогический состав бывает столь резко отличен от всех отложений, образующихся в пределах местных водосборов и столь тесно связанным с тектоникой и климатом области питания, что их с полным основанием можно рассматривать, вслед за И. С. Чумаковым (1965), в качестве самостоятельных, так называемых линейных, или транзитных, формаций.

МЕСТО И РОЛЬ УЧЕНИЯ О ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПАХ В ГЕОЛОГИИ ОСАДОЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Представление о генетических типах в применении к новейшим континентальным отложениям было введено в нашу отечественную науку А. П. Павловым еще восемьдесят лет назад (Павлов, 1888). К настоящему времени оно стало столь же общераспространенным и привычным, как и представление о фациях или горных породах. Буквально ни один геолог, изучающий континентальные отложения, не обходится без него, а для отложений антропогенного возраста выделение генетических типов стало обязательным приемом исследования и положено в основу методики их картирования. Можно с полным правом сказать, что в русской и советской геологии возникло и получило уже достаточно осязаемые контуры целое учение о генетических типах, что выразилось, в частности, и в появлении опытов их классификации (Николаев, 1946, 1952; Шанцер, 1948, 1950а). Однако это учение до сих пор не оформилось во вполне цельную и логически завершенную концепцию, и пока еще не имеется ни одной сводной работы, в которой была бы предпринята попытка более или менее систематично изложить основные его положения. Поэтому место и роль учения о генетических типах в изучении осадочных образований требуют специального рассмотрения.

Каждый генетический тип отложений в принятом нами понимании — это прежде всего вещественное выражение одной из качественно своеобразных динамических форм осадочной аккумуляции. Отсюда следует, что основные теоретические задачи учения о генетических типах осадочных образований должны состоять в сравнительном изучении этих форм, в выяснении конкретной историко-геологической роли каждой из них и их относительного значения в общей картине литогенеза и в истории накопления осадочных формаций. При этом, как уже подчеркивалось, данная частная форма аккумуляции рассматривается не сама по себе, а как закономерная составная часть комплекса сопряженных с нею специфичных форм денудации и морфогенеза, с которыми она образует единую причинно-следственную цепь. Установление генетического типа отложений подразумевает восстановление всей этой причинно-следственной цепи в целом, т. е. общей картины глиптогенеза, а не только особенностей среды осадконакопления как такового и, тем более, не одной только динамики отложения каждого данного конкретного осадка или даже комплекса осадков, который может быть выделен как особая фация. В этом состоит основное принципиальное отличие выделения генетических типов отложений как методического приема исследования от выделения фаций, лежащего в основе обычного фациального анализа. Однако оба эти приема отнюдь не оторваны друг от друга, а, наоборот, тесно связаны и взаимно дополняют друг друга. Вообще учение о генетических типах отложений и учение о фациях никак нельзя противопоставлять друг другу в качестве совершенно различных научных направлений, ибо они, в конце концов, служат единой общей цели — восстановлению физико-географической обстановки прошлого. С этой точки зрения учение о генетических типах представляется лишь как динамико-геологический аспект учения о фациях, что, конечно, не противоречит неоднократно подчеркивавшемуся глубокому отличию генетического типа и фации как научных категорий. В зависимости от особенностей объекта исследования один из этих двух аспектов может приобретать ведущее значение, а другой сводиться, соответственно, к роли вспомогательного. Очень хорошо можно проиллюстрировать это положение на примере сравнения морских и континентальных отложений.

Среди морских отложений, так же как и среди континентальных, могут быть выделены генетические типы, соответствующие разным динамическим формам аккумуляции. К сожалению, морфогенез морского дна и характер протекающих там экзогенных геологических процессов известны пока еще очень слабо и только-только начинают становиться объектами углубленного изучения. За последние два десятилетия и особенно со времени проведения первого Международного геофизического года в этой области стало известно много совершенно новых фактов, в корне изменивших некоторые из существовавших ранее представлений. Поэтому рано еще пытаться дать сколько-нибудь исчерпывающую и стройную схему подразделения всех морских отложений на генетические типы. Но некоторые из них уже сейчас можно выделить с достаточной определенностью. Одним из таких своеобразных генетических типов, несомненно, являются отложения мутных («турбидных») потоков, к которым относится по крайней мере часть разновидностей флиша, столь широко распространенного среди древних геосинклинальных осадочных формаций. Особым генетическим типом или группой близко родственных генетических типов следует, видимо, считать отложения абразионных ступеней морского побережья, обязанные своим происхождением работе прибоя и приливо-отливных течений и тесно связанные с геоморфологической эволюцией береговой полосы. В качестве разных генетических типов противостоят друг другу, очевидно, рифовые постройки, глубоководные пелагические илы океанов, песчаные отложения сублиторальной области шельфа и т. п., поскольку все они являются результатами проявления геологических процессов, существенно отличающихся по своей динамике и морфогенетической роли в развитии рельефа морского дна. Мы ограничимся приведенными примерами, хотя, конечно, число подобного рода генетических типов среди морских отложений значительно больше, и чем лучше мы будем знать динамическую геологию морского дна, тем более четким и обоснованным будет становиться их выделение. И, однако, все же есть основания думать, что учение о генетических типах никогда не приобретет такого большого значения для изучения морских отложений, какое оно имеет для изучения отложений континентальных. Причиной этого является своеобразие общей обстановки морского литогенеза.

Основными регуляторами хода морского осадкоаккумуляции являются динамика и гидрохимический режим толги морской воды. Во всех решающих чертах они определяются общими закономерностями циркуляции вод данного морского водоема или даже Мирового океана в целом. Местные, даже довольно значительные неровности рельефа на большей части площади морей и океанов не оказывают на эти факторы сколько-нибудь существенного прямого воздействия. Тем более это касается различий геологического строения субстрата образующихся отложений, вообще не играющих никакой роли. Поэтому динамическая форма аккумуляции остается, чаще всего, практически неизменной на обширнейших пространствах морского и океанического дна, и иногда площади во многие десятки миллионов квадратных километров оказываются покрытыми осадками одного и того же генетического типа. Особенно ярко это своеобразие морского осадкообразования выражено во внутренних областях обширных океанических впадин. Все образующиеся здесь абиссальные пелагические илы, независимо от их состава, возникают в результате одного и того же ведущего процесса гравитационного оседания вещества, равномерно распределенного в толще морской воды в растворенном или, в гораздо меньшей его части, в механически взвешенном виде. Это вещество, занесенное планетарной системой циркуляции океанических вод из отдаленнейших источников, остается почти неизменным по количеству и составу в течение длительных отрезков

геологического времени. Как хемогенно-органогенная садка растворенных его компонентов, так и медленное оседание механически взвешенных частиц терригенного и вулканогенного происхождения приводят к постепенному и равномерному выпадению осадка, одевающего дно сплошной пеленой, медленно сглаживающей неровности рельефа. В этом отношении пелагические илы любого состава, от глобигериновых до красной глубоководной глины, действительно являются итогом проявления единого процесса, динамико-геологическая и морфогенетическая сущность которого повсюду одинакова. Иными словами, это отложения одного и того же генетического типа. Если и не столь монотонна, то все же весьма однородна с точки зрения динамики аккумуляции и подавляющая часть отложений шельфа вне пределов литорали и наиболее мелководной части сублиторали, в связи с чем выделение среди них различных генетических типов по меньшей мере очень затруднительно. Пожалуй, более четко обособленными и локально развитыми являются упомянутые выше генетические типы отложений абразионных ступеней, рифовых построек и отчасти накопления мутностных потоков. Но они занимают в сумме относительно ничтожную часть морского и океанического дна и не ими определяется общая картина морского осадкообразования в целом.

Значительная динамическая однородность морской аккумуляции на громадных площадях приводит к тому, что установление генетических типов морских отложений в подавляющем большинстве случаев позволяет судить лишь о таких общих особенностях процесса, которые характеризуют большие области морского и океанического дна в целом. Для целей восстановления условий осадкообразования на более ограниченных участках дна и достаточно подробного анализа закономерностей их изменения в пространстве и во времени этот прием оказывается уже слишком грубым. В данном случае обычные методы фациального анализа обладают, если можно так выразиться, гораздо большей разрешающей способностью, поскольку основываются на сравнении литологических разновидностей осадков, которыми морские отложения значительно богаче, чем генетическими типами, и с которыми часто связаны своеобразные танатоценозы ископаемых организмов, допускающие использование палеоэкологической методики.

Совершенно иначе обстоит дело на суше. Для нее характерна сравнительная бедность литологического спектра господствующих осадков, связанная с резким преобладанием обломочных пород, а также бедность большинства отложений органическими остатками. Зато, как подчеркивалось уже выше, именно для суши типично обилие качественно различных динамических форм литогенеза, находящее свое выражение в прихотливом чередовании различных генетических типов. Так, например, на плоских водораздельных пространствах равнинных стран и поверхностях горных плато обычно почти безраздельно господствуют элювиальные образования (почвы и кора выветривания). В то же время рядом, на склонах и днищах густой сети эрозионных долин, элювий практически отсутствует и замещается целой гаммой разнообразных отложений, соответствующих весьма различным динамическим формам аккумуляции, конкретный набор которых зависит от особенностей морфологии данной долины, геологического строения склонов и климата (осыпи, оползневые и солифлюкционные накопления, делювий, пролювий, аллювий и т. д.). В итоге иной раз на протяжении считанных километров мы сталкиваемся с многократным чередованием разнообразных генетических типов. Столь большая динамическая неоднородность литогенеза суши позволяет путем установления генетических типов судить не только об одних общих, крупных его чертах, но и о достаточно тонких деталях. Поэтому учение о генетических типах в данном случае приобретает

ведущую роль в восстановлении условий образования отложений, часто отесняя на задний план фациальный анализ в его классической форме. Мало того, выделение генетических типов превращается в важнейшую предпосылку рационального подхода к разграничению самих фаций континентальных отложений.

Отсюда понятно и то, почему категория генетического типа была введена в науку на основе изучения именно континентальных отложений, и то, почему она до сих пор не нашла себе почти никакого применения в исследовании отложений морских. Учение о генетических типах вплоть до наших дней остается по существу учением о генетических типах континентальных осадочных образований и, по-видимому, долго еще останется таковым. Но и в этой области оно пока еще далеко не заняло того места, которое ему, несомненно, должно принадлежать в будущем. Основной сферой применения этого учения ныне все еще являются геологически наиболее молодые антропогенные отложения, тогда как в практике исследования древних осадочных формаций оно начинает играть заметную роль только в самое последнее время. Это находит свое естественное объяснение прежде всего в том, что, как было отмечено нами в начале монографии, именно среди новейших континентальных отложений наиболее полно сохранились маломощные и геологически недолговечные поверхностные образования, свойственные областям господства денудации и наиболее разнообразные по условиям своего формирования. Именно их изучение дает наиболее ценные результаты с точки зрения понимания самих генетических типов, тем более, что при этом нередко можно непосредственно наблюдать весь ход процесса аккумуляции. Поэтому исследование подобных молодых поверхностных отложений всегда было и останется важнейшей базой всего учения о генетических типах. Да и расшифровать строение и историю накопления антропогенных отложений невозможно без установления их генетических типов, выделение которых к тому же имеет не только теоретическое, но и большое практическое значение. Знание глиптогенетической характеристики накопления отложений разных генетических типов дает возможность верно понять закономерности концентрации и рассеяния терригенных минералов разного удельного веса, а тем самым и закономерности образования и размещения связанных с этими осадками россыпных месторождений. Оно помогает также осмыслить причины отличий физических свойств генетических различных, но нередко сходных литологически покровных отложений, что очень важно при инженерно-геологической оценке их как оснований под различные сооружения. И конечно в будущем, как и в настоящее время, учение о генетических типах будет широко использоваться при изучении новейших континентальных отложений.

Было бы, однако, совершенно неправильным думать, что установление генетических типов более древних отложений имеет меньшее значение. Уже в предыдущем разделе мы стремились показать, что это отнюдь не так. Расчленение континентальных осадочных формаций любого геологического возраста на генетические типы также является важной предпосылкой правильного понимания закономерностей их строения и всестороннего и уверенного решения вопросов их происхождения и истории накопления. Тем самым оно является и важной основой палеогеографических и историко-тектонических исследований и приобретает не меньший практический интерес, чем изучение генетических типов антропогенных отложений. Ведь именно с древними, дочетвертичными континентальными осадочными формациями связаны месторождения таких ценных полезных ископаемых, как бурый и каменный уголь, бокситы, осадочные железные руды, огнеупорные глины и т. п. Учению о генетических типах, несомненно, суждено сыграть немало-

важную роль в совершенствовании методики их прогнозов и поисков. Но для того чтобы успешно решить подобные задачи, необходимо дальнейшее совершенствование самого этого учения и разработка как раз тех его разделов, которые до сих пор разработаны наиболее слабо.

До сих пор к выделению и изучению генетических типов в большинстве случаев подходили в основном лишь с самой общей динамико-геологической точки зрения, почти не продвигаясь в этом отношении дальше первоначальных работ А. П. Павлова. Это выражалось в том, что часто ограничивались просто констатацией факта связи некоторой группы отложений с процессами становления определенных форм рельефа или с определенным типом моделировки этих форм. Сами процессы характеризовались при этом также в весьма общей форме, без детального изучения их динамики и специфических особенностей влияния последней на ход осадконакопления. В приложении к молодым континентальным образованиям этот недостаток до некоторой степени компенсируется четкой связью большинства из них с определенными формами и элементами рельефа. Четкая связь с рельефом как легко поддающийся наблюдению признак чаще всего и используется в практике изучения и картирования антропогенных отложений. Так, например, очень часто о делювиальной природе данных отложений судят исключительно потому, что они перекрывают пологие нижние части склонов, а пролювий выделяют и противопоставляют аллювию и делювию только на том основании, что относимые к нему породы слагают морфологически выраженные конуса выноса и предгорные шлейфы. Специфические литологические особенности осадков разных генетических типов известны еще крайне слабо, исключая разве аллювий, озерные и отчасти ледниковые отложения. Да и для этих последних изучены в основном лишь чисто структурные и текстурные признаки. Поэтому для очень многих генетических типов невозможно с полной определенностью указать наиболее надежные литологические критерии диагностики.

Подобный односторонний, а часто и совершенно формально применяемый геоморфологический подход к выделению генетических типов нередко приводит к ошибкам или неоднозначным решениям даже при изучении самих антропогенных отложений, особенно нижних их горизонтов в закрытых районах, о которых приходится судить по буровым скважинам или очень редким и неполным обнажениям. По отношению же к более древним континентальным формациям, рельеф времени накопления которых сохранился либо частично, в искаженном виде, либо вообще не поддается достоверному восстановлению, геоморфологический анализ оказывается с трудом или вообще не применимым. Выделение в их составе генетических типов отложений возможно только на основе изучения литогенетических признаков слагающих эти формации горных пород и их взаимоотношений в разрезе. Иными словами, наиболее важными становятся не общие динамико-геологические, а специально-литогенетические аспекты учения о генетических типах. И до тех пор, пока они не будут разработаны достаточно полно и всесторонне, диагностика генетических типов, входящих в состав древних формаций, будет весьма часто оставаться неуверенной и малонадежной. К тому же, чем древнее осадочная формация, тем глубже изменены слагающие ее породы процессами диагенеза и эпигенеза, скрадывающими первичные литогенетические признаки и, как мы видели, иногда накладывающие на генетически весьма различные отложения черты конвергентного сходства. К сожалению, континентальный диагенез — область почти не затронутая исследованием, что создает большие дополнительные трудности в диагностике очень многих генетических типов. Все это приводит к тому, что сплошь и рядом фациальный анализ древних континентальных толщ до сих пор часто проводится на весьма узкой, формально

описательной литологической характеристике пород и тем самым остается незавершенным и мало убедительным.

Говоря о необходимости углубленной разработки литогенетических аспектов учения о генетических типах, необходимо уточнить, что при этом имеется в виду и каково отношение этого учения к литологии. Задачами литологии как науки являются в равной мере и изучение состава и свойств всех осадочных горных пород и познание происхождения, т. е. условий и способа образования каждой из них, включая все стадии процесса — от накопления первичного осадка до поздних фаз эпигенетических преобразований. Для учения о генетических типах исследование горных пород служит лишь средством восстановления тех сторон динамики накопления данного осадка или комплекса осадков, составляющей генетический тип, которые являются выражением соответствующей ему формы аккумуляции в изложенном выше понимании. Отсюда проистекает особая важность таких признаков, как текстура и структура породы (ее «литогенетический тип», употребляя терминологию Жемчужникова и др., 1959) и характер взаимоотношения пород в разрезе (формы их залегания, тип напластования толщи и т. п.). Литогенетическая сторона учения о генетических типах и заключается в выяснении взаимосвязи этих признаков пород и их комплексов с литогенетической обстановкой накопления и определяющими ее процессами. Все остальные литологические характеристики пород, особенно возникшие в ходе диагенетического преобразования осадка, конечно, тоже важны, но не являются прямыми объектами исследования для учения о генетических типах как такового. Иными словами, ни литогенетический аспект учения о генетических типах, ни тем более это учение в целом не могут рассматриваться как органическая составная часть литологии, хотя и тесно с нею связаны, подобно учению о фациях. Это важно уяснить для верного понимания того круга вопросов, которые являются предметом нашего внимания. Читатель должен заранее иметь в виду, что нами сознательно не преследуется цель освещения всех проблем континентального литогенеза. Многие из них вовсе не затрагиваются, другие, как, например, проблема континентального диагенеза, затрагиваются лишь вскользь, поскольку это необходимо.

Глава II

КЛАССИФИКАЦИЯ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОСАДОЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

ОБЗОР СУЩЕСТВУЮЩИХ ОПЫТОВ ГЕНЕТИЧЕСКОЙ КЛАССИФИКАЦИИ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Опыты генетической классификации континентальных отложений предпринимались неоднократно многими исследователями. Но в их основу клалась совершенно иные принципы, и поэтому ни одна из предложенных до нас схем не могла удовлетворить требованиям учения о генетических типах (Шанцер, 1948). Постараемся показать это, рассмотрев последовательно три наиболее типичных подхода к решению задачи, выявляющихся из анализа литературы.

Первый подход основан на группировке осадков по общим особенностям внешней среды их образования. Уже при беглом обзоре условий осадконакопления на континенте резко противопоставляются два их типа. Часть площади материков занята водными бассейнами, в которых осадки отлагаются под покровом воды. На несравненно больших территориях новые осадочные породы формируются непосредственно под пологом атмосферы. Это уже давно послужило основанием для выделения двух крупных групп континентальных осадочных образований: субаквальной и субаэральной. Многие авторы и до сих пор кладут его в основу классификации. Так, например, Д. В. Наливкин в первом наброске «Учения о фациях» (1933) различал континентальные фации «пресноводные»¹ и «наземные». До известной степени так же поступал впоследствии и Н. И. Николаев (1946).

В таком двучленном делении заключено не только признание коренного отличия субаквальной среды осадконакопления от субаэральной, но в то же время и некоторое внутреннее единство каждой из них. Однако поскольку в субаэральную группу включаются обычно и ледниковые отложения, то, даже оставаясь на этой принципиальной позиции, нетрудно убедиться в непоследовательности подобного решения. В самом деле, условия накопления осадков под покровом льда столь мало сходны с субаэральной средой в собственном смысле слова, что, несомненно, логичнее было бы выделить третью равноправную группу субгляциальных образований, соответствующую «субгляциальной среде».

Но при ближайшем рассмотрении оказывается, что ни упомянутая двучленная, ни исправленная трехчленная схема не могут удовлетворить требованиям учения о генетических типах. Фактически на континенте нет ни субаквального, ни субаэрального, ни субгляциального типа среды осадконакопления в том смысле, в каком выше был применен этот термин к морской среде. Ибо ни один из этих трех типов среды не

¹ Поскольку в их состав Д. В. Наливкин включал и отложения соленых озер, правильнее было бы именовать их просто «водными».

определяет своей динамикой или своим физико-химическим режимом всего хода литогенеза соответствующей группы осадков в целом. Поэтому не может быть установлено единой закономерности смены фаций для этих групп, не могут быть ясно вскрыты и парагенетические соотношения отдельных групп присущих им типов осадков.

В самом деле, и речные и озерные отложения следует причислить к субаквальной группе. Но динамика и гидрохимия речного потока настолько резко отличны от динамики и гидрохимии озерного водоема, что немыслимо говорить в обоих случаях о едином типе среды. Наоборот, есть все основания выделять два совершенно своеобразных типа водной среды — речной и озерный. Да и по составу, текстуре, условиям залегания, по закономерностям смены фаций озерные отложения и речной аллювий отличаются друг от друга, пожалуй, не менее резко, чем от многих типично субаэральных отложений¹.

Мало того, дальнейший анализ показывает, что многие разновидности даже озерных и речных отложений не могут быть названы в собственном смысле субаквальными. К озерным осадкам, очевидно, следует отнести, например, и отложения частично или полностью пересыхающих летом озер полупустынь и пустынь. Крайним типом последних являются наши среднеазиатские такыры. Однако их осадки находятся в водной среде только в момент выпадения на дно эфемерного водоема. Последующие процессы диагенеза, превращающие их в горную породу, протекают целиком субаэрально. В этом отношении они мало чем отличаются от делювиальных накоплений склонов, т. е. типично субаэральных образований, в первоначальном отложении которых главную роль играет та же вода.

В еще большей степени это относится к речному аллювию. Только наносы, откладывающиеся в старицах и меженных руслах постоянных рек, можно с полным правом назвать субаквальными. Периодический же наилок, осаждающийся в паводок на поверхности заливной поймы, является субаэральным осадком в не меньшей мере, чем упомянутый выше делювий, ибо роль воды в формировании обоих примерно одинакова. Если строго придерживаться этого принципа классификации, то следовало бы русловые и пойменные фации речного аллювия отнести к совершенно различным генетическим группам. Однако такой разрыв был бы совершенно искусственным и резко противоречащим тесной фактической их связи как членов единого генетического типа.

Еще менее едина субаэральная группа. Лишь так называемые золотые отложения (дюнные пески, золотой лёсс) в своем литологическом облике и условиях залегания целиком зависят от динамики воздушной среды. Только они, следовательно, могут быть названы субаэральными в строгом смысле слова. В возникновении подавляющего большинства других субаэральных образований главное значение имеют совершенно иные агенты, либо вовсе не зависящие от динамики атмосферы, либо испытывающие только весьма отдаленное, косвенное ее влияние. Так, в образовании осыпных и обвальных накоплений склонов ведущим фактором является собственный вес скатывающихся под уклон обломков горных пород. Еще чаще главным агентом осадкообразования служит деятельность воды в той или иной форме ее проявления. Это касается делювия, солифлюкционных накоплений, коры выветривания и слагающего ее элювия и т. п. Итак, едва ли не главным признаком сходства подавляющего большинства субаэральных образований

¹ Отсюда ясно, насколько неудачно объединение в один генетический тип — аллювий — обеих этих групп осадков, что еще до сих пор делается рядом геологов. Эту традицию не сумел преодолеть в своих работах даже такой проникательный исследователь, как А. П. Павлов.

оказывается как раз отсутствие прямой причинной связи между ходом литогенеза и динамикой воздушной среды.

Можно привести не менее яркие иллюстрации большой разнородности выделенной выше субгляциальной группы отложений. Однако и этих примеров достаточно, чтобы сделать необходимые выводы.

Очевидно, для нас было бы крайне односторонним сводить все разнообразие обстановки континентального литогенеза к трем типам среды: субаквальному, субаэральному и субгляциальному, поскольку они слишком гетерогенны и недостаточно четко отграничены друг от друга. Если же понимать под «средой осадконакопления» характеристику всей суммы экзогенных факторов, определяющих направление и динамику процесса, то речь будет идти, по сути дела, уже не о среде в обычном смысле слова, а об особой динамической форме осадочной аккумуляции в принятом выше понимании. Такими особыми формами аккумуляции действительно и являются накопления озерных, аллювиальных, делювиальных отложений и т. п. Каждая из них обуславливает свои особые черты литологии, строения и свои особые закономерности фациальной изменчивости соответствующих комплексов осадков. Однако отождествление динамической формы аккумуляции, характерной для каждого генетического типа отложений, со средой их образования лишает четкого содержания само понятие «среда».

Сказанное ни в коем случае не значит, что противопоставление друг другу субаквальных, субаэральных и субгляциальных образований не имеет смысла. Каждая из этих трех групп обладает наряду с внутренней неоднородностью рядом общих признаков. Это прежде всего условия диагенеза. Диагенез под покровом воды, под пологом атмосферы или под толщей глетчерного льда протекает весьма различно. В каждом из трех случаев возникают свои своеобразные вторичные текстурные признаки породы, образуются специфические минеральные новообразования и т. д. Поэтому, например, облик субаэральных образований, независимо от обстановки их первоначального возникновения, часто оказывается во многих отношениях сходным. Такая «конвергенция» свойств под влиянием послеседиментационной фазы жизни осадка уже отмечалась нами. В отношении лёссовидных пород, которые похожи друг на друга несмотря на самый различный генезис, это ярко показал в одной из своих последних работ В. А. Обручев (1948). Это, однако, совершенно иная сторона вопроса. Для нас важно то, что деление континентальных осадочных комплексов на три указанные выше группы не отражает всей сложности и многообразия условий их возникновения, а потому и не дает правильного представления о закономерностях сочетания их генетических типов в природе. Именно поэтому оно не может быть положено в основу классификации, удовлетворяющей нашим требованиям.

Совершенно иначе подошел к группировке континентальных отложений У. Х. Твенхофел, из книги которого она без всяких изменений была заимствована в свое время М. С. Швецовым (1934) и Л. В. Пустоваловым (1940). У. Х. Твенхофел различает на континенте несколько типов обстановок осадкообразования, для каждого из которых характерен свой комплекс осадков. Таким образом он пытается выделить типичные парагенезисы последних, свойственные разным областям суши, т. е. осуществить задачу, более близкую по идее к поставленной нами¹. Однако в ее решении обнаруживается ряд коренных недостатков.

¹ Надо сказать, что слово *обстановка*, соответствующее в русском переводе книги Твенхофела его термину *environment*, не вполне точно передает географический оттенок этого термина, более правильно передаваемый словами «окружение», «ландшафт».

У. Х. Твенхофел (1936) выделяет следующие континентальные обстановки:

- 1) наземные: а) пустынную, б) ледниковую;
- 2) речные: а) предгорную, б) плоскодонную;
- 3) болотные;
- 4) озерные;
- 5) пещерные.

Внимательный разбор его схемы приводит к следующим выводам.

Во-первых, в ней не находит места ряд широко распространенных типов континентальных осадочных образований. Нет элювиальных образований, распространенных на обширнейших пространствах равнинных стран. Отложения склонов лишь частично упоминаются при характеристике пустынной и «предгорной» обстановок; совершенно игнорируются делювиальные шлейфы равнинных областей, солифлюкционные накопления высоких широт и т. п. Иными словами, в группировке У. Х. Твенхофела упущен целый комплекс отложений, ассоциация которых типична для обширнейших территорий суши.

Во-вторых, ряд отложений, свойственных различным обстановкам, одновременно попадает в разные рубрики схемы или объединяется в особые, крайне гетерогенные группы. Например, отложения соленых озер одновременно включены и в пустынную и в озерную обстановки. В то же время отложения болот объединены в единой болотной обстановке, невзирая на то, что часть из них является следствием зарастания озер и в действительности входит неразрывным членом в ряд озерных образований, а часть развивается на речных поймах и не отделима от «плоскодолинной» обстановки, т. е. комплекса аллювиальных отложений. Иными словами, в группировке У. Х. Твенхофела не отражены достаточно верно и полно естественные парагенетические сочетания отложений.

В третьих, не выдержан принцип выделения различных обстановок. Болотная, озерная, пещерная и плоскодолинная обстановки включают осадки, одинаково характерные для самых различных орографических и климатических зон континента. В основном они построены на общности главных факторов или агентов литогенеза. По существу это генетические группировки. Наоборот, пустынная, ледниковая и предгорная обстановки объединяют осадки самого различного генезиса, но свойственные определенной орографической или климатической зоне. Это группировки географические.

Противоречивость и неполнота схемы У. Х. Твенхофела не позволяют, таким образом, считать и ее подходящей основой для классификации, удовлетворяющей требованиям учения о генетических типах.

Сходные недостатки свойственны, с точки зрения учения о генетических типах, и классификации фаций, разработанной позже Д. В. Наливкиным (1955). Эта классификация тоже основана на выделении физико-географических обстановок, получивших лишь новое наименование нимий. Многие нимии Д. В. Наливкина, выделяемые им в составе своей формации «материк», почти точно совпадают с обстановками У. Х. Твенхофела. Так, нимия «пустыня» отвечает пустынной обстановке, нимия «горное подножие» — предгорной обстановке, нимия «доло-склон» — плоскодолинной обстановке. Выделение дополнительных нимий, таких, как «дельта», «прибрежная равнина», «горный хребет», дела не меняет, поскольку и они по динамико-геологической неоднородности свойственных им форм осадконакопления не менее гетерогенны, чем разобранные выше обстановки У. Х. Твенхофела.

С иным подходом к классификации континентальных отложений мы сталкиваемся в работах Н. И. Николаева (1946, 1948). Это по существу первая попытка построить классификацию генетических типов конти-

континентальных образований в павловском их понимании, и в этом отношении ее следует признать существенным шагом вперед. Однако схема Н. И. Николаева страдает явной непоследовательностью, поскольку в основу принятой в ней группировки генетических типов положена физическая природа действующих факторов экзогенных геологических процессов, т. е. принцип, существенно иной, чем тот, который лежит в основе выделения самих генетических типов. В итоге для нее оказывается характерным как раз разрыв тех естественных парагенетических связей разных типов отложений, которые в данном случае должны учитываться в первую очередь. Например, осыпные и обвальные накопления вместе с оползневыми в ней отнесены к иной группе, чем делювий и солифлюкционные накопления. В действительности же все четыре типа осадков необычайно тесно связаны друг с другом как исторически, так и геоморфологически, образуя компактный комплекс отложений склонов, резко противопоставляющийся другим типам континентальных образований. Точно так же флювиогляциальные и ледниковые отложения занесены в две принципиально различные рубрики. На самом деле, отложения талых ледниковых вод, в особенности их интрагляциальные типы (камы, озы и т. п.), обнаруживают столь родственное отношение с ледниковыми и так переплетаются с ними в природе, что разделение их искусственно. Наоборот, к отложениям конусов выноса и сухих дельт пустынных областей, с которыми они объединены в таблице Н. И. Николаева, флювиогляциальные отложения имеют весьма малое отношение. Весьма неудачно также включение в таблицу, и притом дробление по разным ее рубрикам, таких образований, как субкавальные дельты (в том числе и приморские) или отложения приморских озер и болот. Они являются органической составной частью комплекса отложений морского побережья и вместе с типично лагунными осадками образуют группу, как бы переходную от морских осадочных образований к континентальным, группу совершенно своеобразную по закономерностям строения и формирования, которую можно понять скорее на фоне истории моря, чем истории суши.

Итак, и схема Н. И. Николаева не может служить принципиальной основой для классификации континентальных осадочных образований с точки зрения учения о генетических типах. К построению последней вообще нельзя подходить, как он поступает, с меркой классификации простейших геологических процессов, ибо одновременно на одном и том же участке земной поверхности или рядом друг с другом протекает целый ряд таких разнородных процессов и закономерности соотношения генетических типов отложений определяются только их сложным взаимодействием. Выражением последнего и являются различные динамические формы аккумуляции в принятом выше их понимании, т. е. не как чисто динамико-геологические, но прежде всего, как сложные комплексные историко-геологические процессы.

ПРИНЦИПЫ КЛАССИФИКАЦИИ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОСАДОЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Мы видели, что учение о генетических типах рассматривает литогенез суши как нераздельную составную часть перестройки ее лика под совместным воздействием процессов выветривания, денудации и аккумуляции, короче говоря, как литогенетическую сторону глиптогенеза. Поэтому основой построения логически последовательной классификации должна быть группировка отдельных динамических форм аккумуляции и соответствующих им генетических типов по месту, занимаемому ими в общей картине глиптогенеза. Суммарный литогенетический эффект последнего выражается прежде всего в перемещении продуктов

разрушения горных пород от источников сноса к областям аккумуляции, а в конечном итоге от внутренних районов суши к морским побережьям. Сложность рельефа и различия в климатической обстановке приводят к большой неоднородности хода этого процесса в разных областях материков. Мало того, даже в пределах одной и той же небольшой территории наблюдается порою весьма прихотливое и мозаичное чередование участков, служащих источниками исходного материала, с участками, на которых происходит его полная или частичная аккумуляция. Однако несмотря на это можно с достаточной отчетливостью наметить крупные этапы миграции, в несколько различной форме, но всегда в одной и той же последовательности сменяющие друг друга на путях переноса вещества по поверхности суши (рис. 1).

Начальный этап миграции вещества осуществляется в пределах водораздельных пространств. Здесь, особенно на обширных территориях с относительно выровненным рельефом и слабым проявлением денудации, роль ведущего фактора глиптогенеза играет выветривание и обусловленный им элювиальный процесс, формирующий топографически не смещенную кору выветривания. Слагающие кору выветривания рыхлые продукты элювиальной переработки исходных горных пород образуют весьма своеобразную группу осадочных образований, которая и может рассматриваться в качестве первого крупного подразделения нашей классификационной схемы. Его мы назовем *элювиальным парагенетическим рядом*, или *рядом коры выветривания*.

Элювиальный ряд резко противостоит всем остальным континентальным отложениям вместе взятым, поскольку, как уже указывалось, относящиеся к нему образования вообще не являются отложениями в собственном смысле слова. В то же время, как будет показано далее, в составе элювиального процесса содержатся несомненные элементы хемогенного осадкообразования. Поэтому его с полным основанием можно рассматривать как своеобразную разновидность осадочной аккумуляции, как одну из ее динамических форм. Ей соответствует и своеобразная частная форма проявления глиптогенеза. На тех участках суши, в пределах которых идет интенсивное образование коры выветривания, почти не проявляется денудация, что собственно и является решающим условием сохранности элювиальных продуктов на месте их возникновения. В связи с этим отсутствуют и существенные преобразования рельефа под воздействием экзогенных факторов. Глиптогенез проявляется здесь, по сути дела, лишь в своих литогенетических результатах, а его непосредственный морфологический эффект практически сводится почти к нулю.

Элювиальные образования, а там, где они отсутствуют, продукты непосредственного разрушения коренных пород, являются основным источником, из которого черпается материал, разносимый далее агентами денудации по поверхности континентов и дающий начало всем остальным континентальным осадочным образованиям. Для большей его части первым этапом переноса служит этап склоновой денудации, во

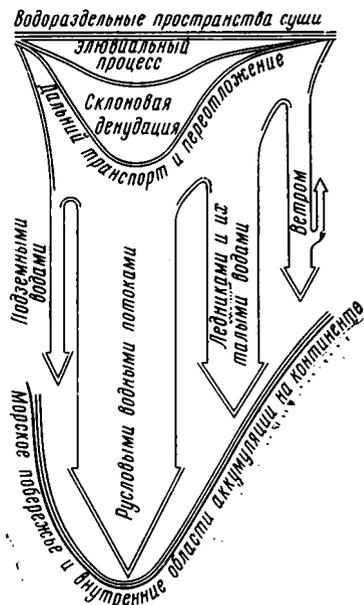


Рис. 1. Схема основных этапов и путей переноса продуктов выветривания и разрушения горных пород по поверхности суши

время которого он смещается от водораздельных участков к днищам долин — главных транспортных артерий суши. Большое или меньшее количество продуктов сноса задерживается при этом на нижних частях и у подножия самих склонов, образуя разнообразные отложения, составляющие второе крупное подразделение классификационной схемы генетических типов — *склоновый, или коллювиальный, парагенетический ряд*. Склоновые отложения несравненно более гетерогенны, чем элювиальные, и среди них насчитывается несколько существенно различных генетических типов. Каждый из этих последних отвечает одной из своеобразных форм склоновой денудации, ведущие, движущие факторы которых порою принципиально различны по своей физической природе. В зависимости от особенностей рельефа, климата и геологического строения местности это либо чисто гравитационное обрушение и осыпание обломков горных пород под влиянием собственного их веса, либо оползневое скольжение блоков пород склона по поверхностям срыва, либо медленное течение поверхностных слоев грунта, переувлажненных до пластичного или текучего состояния, либо, наконец, смыв разрыхленного выветриванием покрова струйками стекающей со склона дождевой или талой снеговой воды. Господство одного из этих основных процессов — обваливания, осыпания, оползания, солифлюкции и склонового смыва — приводит к своему специфическому результату в изменении морфологии склона, с одной стороны, и, с другой стороны, к накоплению своеобразных отложений, сильно отличающихся друг от друга и по составу, и по строению, и по условиям залегания, и по самой динамике накопления. Поэтому каждую из различающихся по этому признаку форм склоновой денудации можно с полным правом рассматривать в качестве агента особой частной формы глиптогенеза, а образующиеся при этом отложения в качестве одного из самостоятельных генетических типов склонового ряда. Крайние члены этого последнего настолько резко отличны друг от друга, что их объединение в одно и то же подразделение классификационной схемы на первый взгляд может показаться даже искусственным. В самом деле, что казалось бы общего существует между крупноглыбовыми несортированными обвальными накоплениями и образующимся в ходе склонового смыва делювием, сложенным нередко тонко отмученными однородными суглинистыми осадками? И, однако, склоновый ряд действительно представляет собой с точки зрения учения о генетических типах неразрывное единство, из состава которого не может быть исключен ни один из типов склоновых отложений.

Несмотря на большое разнообразие частных форм склоновой денудации их объединяет сходная роль в историко-геологической эволюции лика суши. Все они образуют группу явлений так называемой площадной денудации, конечным результатом которой является выравнивание рельефа, сглаживание его контрастов. Все они приводят в то же время к смещению продуктов выветривания и разрушения горных пород лишь на очень небольшое расстояние, к ближнему их переотложению, не сопровождающемуся большой механической дифференциацией материала. Наконец, все возникающие в результате отложения обладают общими особенностями формы залегания, они образуют хотя и несколько различные морфологически, но всегда прислоненные к склонам и частично перекрывающие их нижние части нагромождения и шлейфы. Иными словами, место всех склоновых процессов и отложений в общей картине глиптогенеза суши принципиально одно и то же по их рядовому положению на путях миграции вещества и по значению в истории рельефа и осадкообразования. Да и непосредственные наблюдения в природе убеждают в том, что склоновые отложения действительно образуют тесный естественный парагенез, причем входящие в его состав

генетические типы объединены друг с другом настолько тесными взаимосвязями, что их порою даже трудно разграничить в поле. Недаром при картировании четвертичных отложений столь часто приходится выделять смешанные типы отложений склонов — делювиально-солифлюкционные, обвально-осыпные, обвально-оползневые и т. п. или даже обозначать весь их комплекс одним знаком легенды.

Таким образом, в составе склонового ряда выделяется пять основных генетических типов, соответствующих пяти качественно своеобразным формам склоновой денудации в их, так сказать, чистом проявлении.

1. Обвальные накопления (дерупций).
2. Осыпные накопления (десперсий).
3. Оползневые накопления (деляпсий).
4. Солифлюкционные накопления (дефлюксий или солифлюксий).
5. Делювий¹.

Из них первые четыре типа вместе четко противопоставляются делювию по динамике процесса накопления отложений. Главным фактором, в данном случае, является сила тяжести, точнее вес горных пород, слагающих склон, и продуктов их разрушения. Это позволяет объединить их, вслед за Н. И. Николаевым (1946), в особую *парагенетическую группу гравитационных отложений*, противопоставив ей вторую *делювиальную парагенетическую группу*, включающую один единственный генетический тип — делювий, образующийся в итоге склонового смыва². В свою очередь, гравитационная группа также оказывается неоднородной с точки зрения движущих факторов осадконакопления. Чисто гравитационными по происхождению являются, собственно говоря, только первые два ее генетических типа — обвальные и осыпные накопления, состоящие из обломков горных пород, свалившихся со склона. Поэтому, хотя, как увидим далее, процессы обваливания и осыпания по своей динамике, морфогенетическим и литогенетическим результатам и несколько отличаются друг от друга, мы объединяем оба эти генетических типа в одну подгруппу, включающую большую часть грубообломочных склоновых отложений, вся совокупность которых часто именуется в нашей геологической литературе коллювием. Если понимать этот термин более широко, как обозначение всех склоновых отложений вместе взятых, то подгруппу обвальных и осыпных накоплений можно назвать *подгруппой коллювия обрушения*. Тогда два остальных генетических типа гравитационной группы — оползневые и солифлюкционные накопления — рационально противопоставить ей в качестве *подгруппы коллювия*

¹ Латинские наименования этих генетических типов выражают традицию, начало которой было положено А. П. Павловым (1888, 1890), введшим термин делювий (от *deluere* — смывать). Позже Е. В. Милановский для оползневых накоплений предложил термин деляпсий (от *delapere* — соскальзывать). Термин солифлюксий для обозначения солифлюкционных накоплений был предложен в дальнейшем А. И. Москвитным (от *solum* — почва, *luere* — течь). В целях единства терминологии склонового ряда нам кажется рациональным заменить его на дефлюксий (от *defluere* — стекать). По тем же соображениям мною предлагаются для обвальных и осыпных накоплений, соответственно, термины дерупций (от *deuere* — падать, рушиться) и десперсий (от *desperere* — осыпаться, осыпаться). Все эти термины вводятся для унификации системы индексов, употребляемых на картах четвертичных отложений для обозначения генетических типов склоновых образований (обвальные накопления — dr, осыпные накопления — ds, оползневые накопления — dp, солифлюкционные накопления — df, делювий — dl). В этих индексах буква d является как бы общим символом склонового ряда.

² Отсюда ясно, насколько неправильно довольно широко распространенная практика применения термина делювий для обозначения практически любых склоновых отложений, вплоть до грубообломочных осыпей. К сожалению, этой терминологической путанице немало способствовала известная работа такого авторитетного ученого, как Ю. А. Билибин (1938, 1955). С этой точки зрения неправомерно и употребление выражения «солифлюкционный делювий», применяемого некоторыми авторами для обозначения солифлюкционных накоплений.

сползания. Прочно установившаяся терминологическая традиция делает излишним распространение этой системы номенклатуры на делювиальную группу. Но по существу делювий с полным правом можно было бы назвать коллювием смывания. В таком случае предложенная дробная систематика отложений склонового ряда приобрела бы логически наиболее последовательную форму, яснее всего выразив соотношения отвечающих им форм осадконакопления¹.

Склоновые отложения соответствуют самым начальным фазам перемещения осадочного материала. Это образования наиболее эфемерные с историко-геологической точки зрения и реже всего сохраняющиеся в ископаемом состоянии в составе древних континентальных осадочных формаций. В то же время они являлись наряду с элювием весьма типичными для областей господства выветривания и денудации, т. е. характеризуют весьма типичные для суши формы осадочной аккумуляции. В этом состоит их особый интерес для познания общих закономерностей континентального литогенеза, хотя, к сожалению, с литогенетической точки зрения они как раз и изучены, пожалуй, хуже всего.

Основная масса продуктов выветривания и разрушения горных пород, пройдя этап склоновой денудации или же минуя его, подвергается дальнему переносу и переотложению (см. рис. 1). В зависимости от физико-географической обстановки главными движущими факторами могут быть при этом либо русловые водные потоки (реки, ручьи), либо ледники и их талые воды, либо ветер. Поэтому в схеме можно различить три главных типа миграции вещества по поверхности суши — водный, ледниковый и эоловый. В качестве разновидности водного типа следует рассматривать четко отграниченную форму миграции с помощью подземных вод². Каждый из этих типов переноса сопровождается своими специфическими типами морфогенеза, своими качественно своеобразными динамическими формами аккумуляции, а следовательно, и образованием соответствующих им особых генетических типов отложений и их парагенезов³. Это позволяет выделить и *четыре крупных параллельных парагенетических ряда континентальных осадочных образований*, отвечающих этому главному этапу переноса осадочного материала, — *водный, подземноводный, ледниковый и эоловый*⁴.

¹ Термин коллювий я счел возможным (Шанцер, 1948) распространить на все склоновые отложения в целом, имея при этом в виду, что значения латинского корня допускают его применение и к продуктам склонового смыва и солифлюкции (colluere — промывать, полоскать; colluvium — сток грязной воды, нечистот, скопление, куча, свалка). Такое широкое понимание коллювия отнюдь не противоречит первоначальному его употреблению американскими авторами, в чем нетрудно убедиться хотя бы из книги У. Х. Твенхофела (1936, стр. 43—44), который называет коллювием, по сути дела, весь комплекс склоновых отложений.

² В этом отношении мы следуем за Н. И. Николаевым (1947а), впервые выделившим подземноводные отложения в особую группу.

³ Противопоставление четырех главных типов переноса вещества по поверхности суши в иную, чисто морфогенетическом аспекте, по сути дела, явилось основой разработки В. М. Дэвисом (Davis, 1899, 1924) его знаменитой концепции «географических циклов» — нормального, ледникового, аридного и карстового. Но В. М. Дэвис подошел к вопросу слишком односторонне и в столь абстрактно-дедуктивной форме, что даже в области теории морфогенеза, как это неоднократно было показано многими исследователями, пришел к ряду ошибочных выводов и обобщений. Что касается литогенетической стороны проблемы, то им она и вовсе не была затронута.

Следует оговориться, что на схеме (см. рис. 1) относительное значение разных типов миграции продуктов разрушения горных пород изображено чисто условно, если иметь в виду соотношения, определенные для всей суши в целом. Как совершенно справедливо отметил Н. И. Николаев (1952), в разной климатической обстановке эти соотношения могут существенно изменяться, что вовсе не опочорчивает, однако, общего принципиального значения схемы как базы для построения единой классификации генетических типов.

⁴ Следующей ступенью миграции вещества является образование отложений морского побережья, которые можно было бы также объединить в особый *паралический*

Наиболее широким распространением и наибольшим значением для понимания условий образования большинства континентальных осадочных формаций обладают отложения *водного парагенетического ряда*, основу которого составляет парагенетическая *группа русловых водных потоков, или флювиальная группа*¹. Русловые водные потоки, т. е. постоянные и временные реки и ручьи, являются главными транспортными артериями, вдоль которых перемещается подавляющая часть продуктов разрушения горных пород на суше. С их работой связано, как мы уже подчеркивали выше, расчленение поверхности континента сетью эрозионных долин. Общей глиптогенетической характеристикой их деятельности, таким образом, и является прежде всего эрозия и ее морфогенетические последствия. Но параллельно с нею русловые водные потоки отлагают часть несомого ими материала на самом дне вырабатываемых ими долин, а в пределах обширных депрессий — на создаваемых накоплением их собственных осадков плоских аккумулятивных равнинах. Для всех образующихся таким образом отложений характерны общие особенности динамики осадконакопления, общие закономерности фациальной дифференциации, что позволяет объединить их в единый большой генетический тип — аллювий². Следует особо подчеркнуть, что под этим названием мы понимаем отложения всяких русловых водных потоков, включая и временные, а не только осадки постоянных рек, поскольку с точки зрения места в общей картине глиптогенеза суши и динамико-геологической характеристики процесса осадконакопления они принципиально не отличаются друг от друга. Аллювий — это, пожалуй, генетический тип континентальных отложений, наиболее сложный по своему строению и фациальной неоднородности и наиболее богатый географическими вариантами, свойственными различным орографическим и климатическим областям суши. Но все многочисленные частные формы аллювия настолько тесно связаны взаимопереходами, а их образование подчинено столь близким закономерностям, что в его составе, по сути дела, невозможно выделить даже хорошо обособленные генетические подтипы, если подходить к их разграничению с принятых нами позиций.

Исключение составляют отложения, слагающие приустьевые конуса выноса эрозионных долин, у подножья горных хребтов аридных областей суши часто сливающиеся в обширные предгорные шлейфы. Хотя они также являются результатом аккумулялирующей деятельности русловых водных потоков, их глиптогенетическая характеристика существенно иная, чем у собственно аллювиальных образований. Морфогенетический эффект их накопления, как мы видим, весьма специфичен. Свообразны и закономерности формирования и строения, во многом непохожие на те, которые свойственны обычному аллювию. Поэтому есть все основания выделять подобного рода образования в особый генетический тип, которому, вслед за А. П. Павловым, мы, подобно большинству советских геологов, присвоим название пролювий³, понимая под ним весь комплекс накоплений устьевых выносов долин. В дальнейшем

парагенетический ряд (отложения маршей, приморских озер, эстуариев, лиманов, речных дельт и т. п.). Вместе с близко примыкающими к ним собственно лагунными отложениями они занимают как бы промежуточное положение между собственно континентальными и морскими осадками. Здесь мы их не будем рассматривать, поскольку, как уже было отмечено выше, их нельзя понять вне связи с настоящими морскими отложениями. Что же касается некоторых чисто континентальных отложений, входящих в состав этой группы, то вполне аналогичные им встречаются и в перечисленных четырех парагенетических рядах.

¹ От латинского *fluvium* — река, поток.

² От латинского *alluere* — смывать, намывать; *alluvium* — нанос.

³ От латинского *proluere* — промывать, выносить течением; *proluvium* — истечение.

мы специально остановимся на аргументации именно такого широкого понимания пролювия.

Пролувиальные накопления в аридных областях суши играют роль заключительной стадии переноса продуктов выветривания и разрушения горных пород. Конуса выноса и мощные пролювиальные шлейфы предгорий — это своего рода внутриконтинентальные климатически обусловленные конечные приемники вещества, мигрирующего из областей сноса.

Другим типом подобных конечных приемников являются озерные водоемы. Это касается не только бессточных озер аридной зоны, но в значительной мере и проточных озер гумидных областей, особенно крупных озерных бассейнов, перехватывающих почти все твердые продукты, сносимые с площади их водосбора.

Озерные отложения резко отличаются как от аллювия, так и от пролювия и по динамике и по свойствам среды осадконакопления. Если исключить эфемерные водоемы пустынь, то озерные отложения в остальных случаях являются типичными субаквальными образованиями, по многим чертам динамики осадконакопления сближающимся с морскими осадками. Это заставляет выделить их не только в особый генетический тип, но и в особую парагенетическую группу водного ряда — *лимническую*¹, или *группу озерных отложений*. Как сам процесс накопления озерных отложений, так и остальные стороны геологической деятельности озерных водоемов (озерная абразия и т. п.) приводят к совершенно иным морфогенетическим результатам, чем работа русловых водных потоков, и в сумме могут рассматриваться с полным основанием в качестве особой формы глиптогенеза, что в полной мере оправдывает выделение лимнической группы как особого подразделения водного ряда. В то же время среди озерных отложений имеются осадки, столь резко отличающиеся друг от друга по динамике накопления и морфогенетической роли, что вполне законно поставить вопрос о выделении среди них нескольких генетических типов. Такими типами можно было бы считать, например, осадки озерной литорали, с одной стороны, и органогенные илы озерной профундали, с другой стороны (сапропели, диатомиты и пр.), которые во многом аналогичны по способу осаждения и генезису исходного материала пелагическим илам морей и океанов. Однако противопоставление подобного рода генетических типов, хотя они и соответствуют принятому нами содержанию этого понятия, не представляется задачей, имеющей очень существенное значение. Для изучения самих озерных отложений, подобно тому, как это было подчеркнута выше по отношению к принципиально сходным с ними отложениям морским, наиболее эффективными методами являются фациальный анализ и литологическое исследование в их обычной форме. С точки зрения же сравнения особенностей строения с другими группами континентальных осадочных образований наибольший интерес представляет характеристика основных географических вариантов озерных отложений, рассматриваемых как единый генетический тип.

Необходимо оговориться, что выделяемая нами в составе водного парагенетического ряда группа озерных отложений, как следует из всего предыдущего изложения, объединяет отнюдь не все отложения, образующиеся в любых водоемах озерного типа. Так, отложения приледниковых озер, питающихся талыми водами ледников, включаются нами, как уже было указано, в состав ледникового парагенетического ряда. Осадки старичных озер речных пойм и временных озер — разливов периферической зоны крупных устьевых конусов выноса аридных стран

¹ От греческого λίμνος — озеро.

рассматриваются соответственно в качестве закономерных членов аллювиальных и пролювиальных парагенезов и толкуются поэтому как своеобразные фации аллювия и пролювия. Конечно, подобное ограничение объема озерной группы неизбежно вводит значительную условность в определение ее границ и обуславливает возможность известного субъективизма при отнесении некоторых реально наблюдаемых в природе накоплений озерного типа к той или иной рубрике классификационной схемы. Но это совершенно неизбежно, если подходить к выделению и группировке генетических типов как естественных парагенезов осадков, соответствующих историко-геологически своеобразным сложным формам аккумуляции континентальных отложений. Образования озерного типа в составе аллювия, пролювия или сложного комплекса отложений, связанных с деятельностью ледников, выступают в этом случае либо как закономерно связанные с ними, но подчиненные группы частных литогенетических типов осадков, либо как их особые фации. В этом отношении они занимают принципиально то же положение, что и русловые галечники и пески, входящие одновременно в состав как аллювия, так и пролювия или флювиогляциальных отложений.

С точки зрения нашей классификации значение вполне самостоятельной группы имеют только те озерные отложения, которые формируются в озерных водоемах, играющих роль промежуточных или конечных приемников переносимого аллювиальным путем материала. Это относится не только к бессточным озерам аридных и семиаридных областей суши, в которых оседают как все твердые, так и воднорастворимые продукты разрушения горных пород, сносимые с площади водосбора. Большие и малые проточные озера гумидных областей, преграждающие пути речного стока, также являются весьма совершенными отстойниками, перехватывающими подавляющую часть терригенного материала и тем самым как бы разрывающими единый путь его переноса водными потоками на разобщенные звенья.

Весьма своеобразной формой миграции продуктов выветривания и разрушения горных пород является перенос подземными водами, играющий существенную роль в химической денудации суши. Часть минерального вещества переотлагается при этом еще на подземном отрезке пути своего движения. Однако здесь мы имеем в виду далеко не весь этот процесс в целом. Медленное движение подземных вод по порам и мельчайшим трещинам осадочных и кристаллических горных пород, сопровождающееся лишь переносом и переотложением воднорастворимых и коллоидных веществ, к рассматриваемому нами кругу явлений явно не относится. Те минеральные новообразования, которые при этом возникают, в подавляющем большинстве случаев нельзя называть самостоятельными отложениями. Это лишь проявления диагенетического и эпигенетического преобразования горных пород, не отражающиеся непосредственно в изменении лика суши. Особой формой глиптогенеза, связанной с деятельностью подземных вод, можно поэтому считать только карстовый процесс. И только те отложения, которые возникают в карстовых полостях и пещерах, мы и выделяем в особый *подземно-водный, или субтерральный, парагенетический ряд континентальных осадочных образований*, основным компонентом которого являются пещерные отложения.

Пещерные отложения весьма разнообразны по составу и происхождению. Подробную их классификацию дал в последнее время Д. С. Соколов (1962).

Из выделенных им групп пещерных отложений нас будут непосредственно интересовать следующие три группы.

1. Остаточные образования (terra rossa, доломитовая мука и т. д.), по сути дела являющиеся своеобразным подземным элювием.

2. Обвальные накопления — продукты обрушения сводов крупных карстовых полостей (обвальные карстовые брекчии).

3. Механические водные осадки, среди которых обособляются: а) пещерный аллювий (отложения подземных рек и ручьев), б) отложения пещерных озер, в) кольматационные отложения — накопления мелкоземистых продуктов, замкнутых в карстовые полости дождевыми и снеговыми водами (своеобразный «пещерный делювий», если можно так выразиться) или образовавшихся в ходе суффозионных процессов.

Кроме того, Д. С. Соколов различает еще четыре категории пещерных осадочных образований, которые не могут, однако, быть признанными вполне самостоятельными их группами с точки зрения принципов нашей классификации. Это скорее лишь своеобразные литогенетические типы осадков, могущие входить в состав любой из перечисленных выше групп.

4. Хемогенные отложения — натечные образования (сталактиты, сталагмиты и т. д.) и отложения из водных растворов ниже уровня подземных вод.

5. Пещерный и трещинный лед.

6. Органогенные отложения — гуано, костяные брекчии, пещерные фосфориты и т. п.

7. Антропогенные отложения — пещерный культурный слой.

Если даже исключить их совершенно, то и тогда среди пещерных накоплений оказывается возможным, как мы видим, выделение аналогов почти всех генетических типов элювиального, склонового и водного парагенетического рядов. Однако ни один из них не играет такой самостоятельной роли в континентальном литогенезе, как их наземные прототипы. Ни один из них не является итогом проявления какой-либо особой формы глиптогенеза, т. е. такой суммы процессов, которая имела бы свое ясно выраженное индивидуальное проявление в изменении лика суши. Наоборот, все они вместе взятые представляют собою лишь частные стороны единого процесса карстового осадконакопления. Они образуют настолько тесный парагенез, так прихотливо чередуются друг с другом, а часто и взаимно проникают друг в друга, что понять происхождение каждого из этих видов отложений в отрыве от остальных совершенно невозможно. Несмотря на крайнюю литогенетическую пестроту все они являются поэтому скорее фациями единого генетического типа, чем особыми типами. Именно поэтому, а не только из-за малого значения пещерных отложений в общем комплексе континентальных осадочных образований, мы и рассматриваем их вместе как такой единый сложный генетический тип.

Пещерные отложения образуют наиболее характерную парагенетическую группу подземноводного ряда, *собственно подземную, или субтерральную, группу*. Но генетически с ними можно увязать и еще одну группу — *отложения источников* (туфы и травертины). По отношению к подземноводной форме переноса вещества они играют роль такой же конечной стадии, как, скажем, пролювий по отношению к транспортировке материала русловыми водными потоками. Поэтому, хотя туфы и травертины являются наземными образованиями, их логичнее всего включить именно в состав подземноводного ряда.

Все перечисленные члены подземноводного парагенетического ряда ни по отдельности, ни вместе никогда не приобретают существенного самостоятельного значения. Мало того, если исключить только отложения источников, то все они стоят вообще особняком среди остальных континентальных отложений, не участвуя вместе с ними в строении образующих ими осадочных толщ.

Вообще перенос подземными водами можно с известным правом рассматривать как одну из разновидностей водной транспортировки про-

дуктов разрушения горных пород. По этой причине возможно и некоторое сомнение в целесообразности выделения подземноводного парагенетического ряда как подразделения, вполне равноправного с другими крупными парагенетическими рядами¹.

Следующий *ледниковый, или гляциальный, парагенетический ряд* является одним из наиболее важных подразделений нашей классификационной схемы. Он объединяет отложения, неоднократно приобретающие в истории Земли весьма широкое распространение и играющие особенно большую роль в строении плейстоценовых толщ северного полушария.

В состав гляциального ряда входят *две большие парагенетические группы отложений* — собственно ледниковая (гляциальная) и водно-ледниковая (аквогляциальная). Включение в гляциальный ряд водных отложений частично было уже аргументировано нами выше в связи с обсуждением соотношений аллювия и флювиогляциальных отложений. Эти последние, так же как и озерно-ледниковые отложения, с точки зрения природы главного агента аккумуляции могут рассматриваться как близкие аналоги аллювия и собственно озерных отложений, включаемых нами в водный парагенетический ряд. Но, как было подчеркнуто выше, деятельность талых ледниковых вод столь тесно связана с деятельностью самого ледника, что ее место и роль в литогенезе суши могут быть верно поняты только, если рассматривать их в качестве одной из сторон оледенения, как единого явления природы. И действительно флювиогляциальные и озерно-ледниковые отложения образуют, вместе с собственно ледниковыми, цельный и неразрывный парагенез, давно уже выделяемый в геологии под названием ледникового комплекса. Как закономерные члены этого парагенеза, водно-ледниковые отложения весьма существенно отличаются от обычного аллювия и озерных отложений многими особенностями условий своего залегания и распространения. На равных правах с ледниковыми отложениями они участвуют в строении своеобразного геоморфологического комплекса ледниковых форм рельефа, играющего совершенно особую роль в морфогенезе суши. Иными словами, обе эти группы отложений генетически и исторически связаны с хорошо обособленной единой частной формой глиптогенеза, ведущим фактором которой служит оледенение, рассматриваемое во всей совокупности его проявлений как цельный историко-геологический процесс. Поэтому они и объединяются в единый ледниковый парагенетический ряд, подобно тому, как в склоновый ряд объединяются весьма различные по динамике накопления и составу типы отложений, так как формирование всей их совокупности связано со столь же единой в историко-геологическом смысле группой процессов склоновой денудации.

Единство ледникового парагенетического ряда ясно выступает, если подойти к нему с несколько иной точки зрения. Чисто ледниковый транспорт может, конечно, приводить к перемещению продуктов разрушения горных пород из глубин континента к морскому побережью. Особенно это характерно для высоких широт, где ледники, спускающиеся к самому морю, дают начало многочисленным айсбергам, разносящим обломочный материал далеко во внутренние части океанов. Но в огромном числе случаев перенос самим движущимся льдом безраздельно господствует лишь на первых этапах процесса, с которыми связано образование такого своеобразного генетического типа ледниковых отложений, как *основные морены*². Но уже в периферической части больших

¹ Именно так я и подходил ранее к его оценке (Шанцер, 1948, 1950).

² В данном случае речь идет лишь об отложенных моренах, которые только и являются отложениями в собственном смысле слова. Подвижные морены (поверхностные, внутренние и донные), включенные в толщу движущегося льда, еще не отложения, а лишь материал для образования последних, подобно донным и взвешенным наносам, переносимым реками. Поэтому в нашу классификацию они, конечно, не входят.

материковых оледенений, а на многих горных ледниках даже начиная почти с самых фирновых бассейнов, существенную роль начинают играть ледниковые воды, циркулирующие в толще льда и под его покровом. Размывая на своем пути поверхностные, внутренние и донные морены, они несут захваченный материал к краю ледника. Этот водно-ледниковый транспорт неотделим от собственно ледникового и совершается попеременно с ним. Достаточно напомнить, что второй своеобразный генетический тип собственно ледниковых отложений — *краевые морены* чаще всего являются напорными образованиями, состоящими в значительной мере из деформированных движущимся льдом водно-ледниковых отложений, а не из морен в собственном смысле слова. Чисто насыпные краевые морены, т. е. сложенные нацело материалом, принесенным самим льдом, гораздо менее распространены.

Среди водно-ледниковых отложений можно различить две парагенетические группы — ледниково-речную, или флювиогляциальную, и ледниково-озерную, или лимногляциальную. Флювиогляциальные отложения — это осадки турбулентных потоков талых ледниковых вод. Они в свою очередь хорошо подразделяются на два генетических типа — внутриледниковый, или интрагляциальный, и приледниковый, или перигляциальный. Внутриледниковый тип флювиогляциальных отложений полностью подчинен собственно ледниковым осадкам, образуя с ними совершенно неразрывное единство. Условия накопления этого рода отложений крайне своеобразны и резко отличаются от тех, которые характерны для обычных водных потоков. Двигаясь часто под напором в трещинах и каналах внутри толщи льда или у ее постели, они то врезаются в ложе ледника, образуя своеобразные слепо оканчивающиеся глубокие рытвины подледного стока, то отлагают осадки, давая начало весьма оригинальным аккумулятивным формам ледникового рельефа — озам и камам, камовым террасам и т. п. Менее резко выражены своеобразные черты у флювиогляциальных отложений приледникового типа, слагающих образующиеся перед фронтом льда зандровые конуса, зандровые поля, выполняющие приледниковые ложбины стока и т. п. Как уже подчеркивалось выше, это отложения нормальных русловых водных потоков, течение которых подчинено тем же законам, что и течение обычных рек и ручьев, и отличающихся лишь тем, что они питаются талыми ледниковыми водами. Поэтому естественно возникает вопрос — где же провести грань между приледниковыми флювиогляциальными отложениями и собственно речными (аллювиальными). Очевидно, было бы совершенно неверным считать флювиогляциальными наносы всякой реки, питающейся за счет таяния ледников. В таком случае и современные отложения, например Кубани, Терека или Аму-Дарьи, пришлось бы отнести к совершенно иной генетической группе, чем наносы их притоков, не берущих начало из ледников. А по существу ни в составе, ни в условиях накопления между ними принципиальной разницы нет. Если бы мы приставили их аллювию, то отложения рек с различными главными источниками питания (подземные воды и т. п.) надо было бы принять за особые генетические типы. Существенным признаком речного аллювия служит его приуроченность к дну долины, разработка которой является лишь второй стороной работы водного потока. Поэтому единственно правильным будет отнести к флювиогляциальным только отложения талых ледниковых вод, текущих внутри самой толщи льда или по периферии ледника вне речных долин. Эти потоки действительно могут считаться как бы придатком ледника, неотделимым от него. Но как только воды вступают в оформленную долину, они становятся обычной рекой, а их отложения — одной из разновидностей обычного аллювия.

Точно так же обстоит дело и с озерно-ледниковыми (лимногляциальными) отложениями, играющими по отношению к флювиогляциальным

примерно ту же роль, что и обычные озерные отложения по отношению к аллювию. Они выделяются не только по признаку питания озерных водоемов талыми ледниковыми водами, но и по прямой связи самих озерных ванн с жизнью ледника. Это либо плотинные озера, подпруженные краем льда и существующие лишь постольку, поскольку существует сам ледник, либо заполненные талыми водами замкнутые впадины ледникового аккумулятивного рельефа. Накопление озерно-ледниковых отложений в этих случаях тоже является непосредственным выражением деятельности ледника и без познания всех сторон последней не может быть понято.

Среди озерно-ледниковых отложений, по аналогии с флювиогляциальными, также можно было бы попытаться выделить два генетических типа — приледниковый и внутриледниковый. Однако в данном случае этот последний вряд ли может рассматриваться как вполне самостоятельный. К нему следовало бы, очевидно, отнести накопления озерного типа, входящие главным образом в состав некоторых камов и камовых террас, но они столь тесно связаны с внутриледниковыми флювиогляциальными отложениями, что представляются скорее их озерными фациями, чем независимыми образованиями. Поэтому в нашей классификационной схеме они не показаны в качестве особого подразделения.

Мы видим, таким образом, что ледниковый ряд несмотря на литогенетическое разнообразие входящих в его состав отложений действительно представляет собою единый естественный парагенез отложений, связанный не только тем, что они залегают рядом друг с другом, но и общностью истории своего формирования. Ни один член этого ряда не может быть вырван из него без нарушения этих теснейших историко-геологических взаимосвязей.

Значительно менее монолитным рисуется в этом отношении последний большой парагенетический ряд континентальных осадочных образований, *ветровой, или эоловый*. Роль эолового транспорта в литогенезе суши иная, чем водного или ледникового. Если исключить собственно пустыни, то нигде более на суше он не играет ведущей роли и продукты выветривания горных пород редко выносятся из внутренних частей континентов к их побережьям чисто эоловым путем. Чаще всего эоловый перенос лишь осложняет другие формы миграции вещества на самых разных ступенях. Развеванию могут подвергаться и аллювиальные, и пролювиальные, и озерные, и ледниковые, и водно-ледниковые отложения. Будучи перенесенным на некоторое расстояние ветром, их материал вновь может попасть в сферу деятельности других агентов денудации, так и не образуя по пути самостоятельных накоплений. Особенно это относится к эоловой пыли, выпадающей нередко в большом удалении от источников развевания в совершенно иной климатической и орографической обстановке. Картина осложняется еще и тем, что в отличие от других агентов денудации ветер способен переносить минеральные частицы не только от водораздельных пространств в сторону депрессий рельефа и, в конечном счете, к берегу моря, но и в обратном направлении, против уклона поверхности суши. В частности, это относится к приморским дюнам, нередкодвигающимся от побережья в глубь стран, и в особенности к морской соли, вместе с брызгами воды срываемой с гребней волн, поднимаемой в атмосферу и разносимой иногда очень далеко в глубь континента (см. рис. 1).

Роль ветра в глиптогенезе суши относительно скромна. Правда, аккумулятивные эоловые формы рельефа (дюны, барханы, грядовые пески) довольно широко распространены в природе, а в пустынных областях известны и крупные дефляционные впадины. Но, как известно, даже в наиболее оголенных тропических пустынях, где мощь ветровой эрозии проявляется резче всего, ветер обычно играет роль фактора, модели-

рующего ранее возникшие водно-эрозионные или абразионные формы, не преобразуя их настолько, чтобы стереть полностью признаки их первоначального происхождения.

Золотые отложения распадаются на *две парагенетические группы* — *золотых песков, или перфляционную* (группа перевеянных отложений), и *золотых лёссов, или суперфляционную* (группа навейных отложений), которые некогда не образуют вместе парагенезов, столь же тесно связанных, как отложения других парагенетических рядов. Наоборот, они чаще всего оказываются пространственно более или менее резко разобщенными и, пожалуй, чаще сочетаются в природе с генетически совершенно иными образованиями, чем друг с другом. Это ставит золотой ряд в несколько особое положение, делая его группой в большей мере связанной единством главного действующего фактора осадконакопления, чем признаком естественного парагенетического сочетания входящих в его состав отложений, который выдвигался нами всегда на первый план при характеристике других парагенетических рядов. И, однако, специфичность динамико-геологических форм осадконакопления и морфогенетического эффекта деятельности ветра вполне оправдывает его выделение как равноправного с другими рядами крупного подразделения классификации генетических типов.

О НЕКОТОРЫХ ОСОБЕННОСТЯХ ПРЕДЛАГАЕМОЙ КЛАССИФИКАЦИОННОЙ СХЕМЫ

В целом наша схема классификации представлена в таблице. Оговоримся прежде всего, что эта таблица рассматривается нами именно как принципиальная схема, а отнюдь не как исчерпывающе разработанная и завершенная классификация¹. Неполнота и несовершенство принимаемой нами схемы вытекают уже из того, что не для всех парагенетических рядов и групп можно считать окончательно решенным вопрос о выделении самих генетических типов. Это в первую очередь касается элювиального ряда, крайнее своеобразие которого не позволяет столь же уверенно использовать в приложении к нему те же критерии, что и к другим парагенетическим рядам. Поэтому, как будет показано ниже, даже противопоставление почв собственно элювию, как двух особых генетических типов, не вполне соответствует принятым нами общим принципам. Выделение же среди элювиальных образований большего числа генетических типов несмотря на их большое разнообразие вообще является крайне трудным. В нашей схеме остались также нерасчлененными на генетические типы группы озерных и озерно-ледниковых отложений. Наконец мы не сочли пока возможным ввести в таблицу подразделения, более дробные, чем генетический тип, хотя их необходимость в ряде случаев совершенно несомненна. Выше это было уже показано на примере аллювия и делювия, разные географические варианты которых столь существенно отличаются друг от друга, что их противопоставление приобретает большое значение. Подобные же географические или, точнее, климатические и тектонико-геоморфологические варианты можно выделить и для большинства других генетических типов. Многие из них столь своеобразны и выражают настолько четкие различия в динамике аккумуляции и ходе глиптогенеза вообще, что могут с достаточным основанием рассматриваться как особые генетические подтипы. Однако, во-первых, далеко не все генетические типы изучены настолько полно, чтобы в их составе мож-

¹ Эта таблица лишь немногим отличается от опубликованных мною ранее двух вариантов схемы (Шанцер, 1948, 1950а). Внесенные в нее изменения сводятся к более последовательному и логичному применению положенных в основу классификации общих принципов, которому мешало ранее допускавшееся мною смешение понятий фация и генетический тип.

Схема классификации генетических типов континентальных осадочных образований

Парагенетический ряд	Парагенетическая группа и подгруппа		Генетический тип
I. Элювиальный (ряд коры выветривания)	А. Группа почв		Почвы (с подтипами автоморфных и гидроморфных почв) Автохтонные торфяники (верховые и низинные)
	Б. Группа собственно коры выветривания		Элювий (с подтипами термофракционного, криогенного и хемоморфного элювия)
II. Склоновый (коллювиальный)	А. Гравитационная группа	а. Подгруппа коллювия обрушения	Обвальные накопления (дерупций) Осыпные накопления (десперсий)
		б. Подгруппа коллювия сползания	Оползневые накопления (деляпсий) Солифлюкционные накопления (дефлюксий, солифлюксий)
	Б. Делювиальная группа (коллювий смывания)		Делювий
III. Водный (аквальный)	А. Группа отложений русловых водных потоков (флювиальная)		Аллювий Проллювий
	Б. Группа озерных отложений (лимническая)		Озерные отложения (возможно, не разработано более дробное разделение)
IV. Подземноводный (субтерральный)	А. Группа отложений пещер (субterrальная)		Пещерные отложения (подразделяются на ряд подтипов — см. в тексте)
	Б. Группа отложений источников (фонтанальная)		Туфы и травертины
V. Ледниковый (гляциальный)	А. Группа собственно ледниковых отложений (гляциальная)		Основные морены Краевые морены
	Б. Группа водноледниковых отложений (аквогляциальная)	а. Подгруппа ледниково-речная (флювиогляциальная)	Внутриледниковый (интрагляциальный) тип Приледниковый (перигляциальный) тип
		б. Подгруппа ледниково-озерная (лимногляциальная)	Озерно-ледниковые (лимногляциальные) отложения
VI. Эоловый (ветровой)	А. Группа эоловых песков (перфляционная)		Эоловые пески
	Б. Группа эоловых лёссов (суперфляционная)		Эоловые лёссы

но было вполне уверенно выделить подобные варианты. Пока столь дробное классификационное расчленение остается весьма фрагментарным. Во-вторых, и это главное, сами принципы выделения вариантов и подтипов генетических типов далеко не во всем еще ясны, и в ряде случаев возможен разный подход к их разграничению и противопоставлению. Данный вопрос, несомненно, требует еще всестороннего анализа на основе

изучения фактического материала, прежде чем то или иное его решение можно будет отразить в общей классификационной схеме.

Наша схема не включает также континентальных вулканогенных образований. Для части их это вполне понятно без особых пояснений. Такие образования, как лавы, агломераты, туфобрекчии, туфы, не являются осадочными, и по одному этому их незачем включать в классификационную схему. Иначе обстоит дело с вулканогенно-осадочными образованиями. Частично это вулканогенный аллювий, делювий, озерные и прочие отложения, отличающиеся от обычных одноименных им осадков только своеобразием исходного материала. Такие вулканогенные образования, очевидно, в скрытом виде предусмотрены нашей классификацией. В случае, если они возникли за счет перемива свежевывавших пеплов, а не образовались путем переотложения продуктов разрушения уже достаточно древних вулканических пород, их можно рассматривать и как особые подтипы обычных генетических типов континентальных отложений. Существуют, однако, и такие качественно своеобразные вулканогенно-осадочные образования, которые не уместаются в рамки выделенных нами парагенетических рядов. К ним относятся, например, отложения вулканических грязевых потоков, подобных тем, какой затопил в свое время Помпею, или отложения гейзеров. Для них, по-видимому, можно было бы выделить особый парагенетический ряд. Но, поскольку классификация подобного рода осадков с динамико-геологической точки зрения еще почти не разработана, а их границы с обычными генетическими типами континентальных осадочных образований во многом неясны, мы предпочли воздержаться от включения их в классификационную схему, считая это задачей будущего.

При рассмотрении нашей классификационной таблицы она может также на первый взгляд показаться неполной в том отношении, что в ней вовсе не нашли себе места органогенные и хемогенные образования, если не считать элювия и почв. Надо, однако, подчеркнуть, что это вполне закономерно вытекает из самого принципа классификации, принятого нами. Ни органогенные, ни хемогенные отложения не подходят под определение генетического типа, ибо обеим группам не соответствует какая-либо единая форма глиптогенеза с присущей ей особой динамико-геологической формой осадконакопления в нашем понимании. Ни те, ни другие осадки не образуют на континенте особых парагенезов, но входят закономерными членами в те естественные сочетания отложений, которые выделены нами как парагенетические группы и генетические типы. С этой точки зрения и органогенные и хемогенные отложения представляются лишь особыми литогенетическими типами осадков, равноправными с литогенетическими типами терригенных осадков, входящими в комплекс отложений данного генетического типа. Это совершенно очевидно для большинства хемогенных и органогенных осадков пресноводных и солонатоводных водоемов суши. Так, самосадочные соли и гипсы являются закономерными членами парагенеза озерных отложений аридных областей, озерные железные руды, диатомовые трепела, строматолитовые известняки — членами парагенеза озерных отложений гумидных областей. Точно так же натечные формы хемогенных карбонатных образований карстовых полостей являются нераздельной составной частью парагенеза пещерных отложений, а железисто-глиноземистые панцири латеритных почв тропиков — членами парагенеза элювиальных образований и т. п.¹ Менее ясно с этой точки зрения положение в классификационной схеме

¹ По той же причине в классификационной схеме не нашли себе места наледные и трещинные льды субполярной зоны или натечные льды ледяных пещер, специально выделенные в классификации Н. И. Николаева (1946). Эти геологически эфемерные образования закономерным образом входят в парагенезы аллювиальных, элювиальных и пещерных отложений.

торфяников, на первый взгляд представляющих собою весьма своеобразную генетическую группу континентальных органогенных образований, по способу своего накопления не находящую места ни в одном из выделенных нами генетических типов отложений. Однако внимательное рассмотрение вопроса показывает, что и они не являются исключением среди других органогенных накоплений.

В самом деле, торфяники по условиям своего образования и причинам возникновения далеко не однородны. Те из них, которые являются итогом зарастания озерных водоемов, теснейшим образом связаны со всей серией озерных отложений, выполняющих впадину водоема. В характерных случаях они постепенно переходят вниз по разрезу сначала в типично озерные органогенные осадки — гиттии, сапропелиты или диатомиты, а затем в минеральные озерные отложения. Таким образом, эти торфяники входят в качестве закономерного члена в единый парагенез озерных отложений, знаменуя заключительную стадию эволюции водоема. Следуя принятому нами принципу выделения генетических типов и парагенетических групп осадочных образований, их следует, очевидно, рассматривать как нераздельную составную часть группы озерных отложений.

Совершенно иную позицию занимают аллювиальные торфяники, связанные со старичными ложбинами и понижениями рельефа речных пойм. Депрессии, в пределах которых они возникают, являются непосредственным результатом деятельности речного потока и, в первую очередь, накопления аллювия. Поэтому понять причины их образования, условия залегания и морфологию можно только, рассматривая их как закономерные члены единого парагенеза аллювиальных отложений, одну из сторон процесса аккумуляции которых выражает само их возникновение. К тому же и по составу аллювиальные торфяники достаточно своеобразны, являясь в значительной степени аллохтонными и чаще всего отличаясь большой примесью терригенного, собственно аллювиального материала.

Третью группу внутриконтинентальных торфяников образуют низовые и верховые торфяники поверхностного грунтового и атмосферного заболачивания, развивающиеся вне сферы проявления аллювиальной и озерной аккумуляции. Эти торфяники, как будет специально показано ниже, следует рассматривать как составную часть элювиального парагенетического ряда. Ибо, как мы увидим, хотя они не являются ни элювиальными образованиями, ни почвами в собственном смысле слова, их образование связано столь постепенными переходами с почвообразованием как таковым, что с историко-генетической точки зрения они находят свое естественное место только в составе почвенного покрова.

Таким образом, мы видим, что все органогенные континентальные осадки находят свое естественное место в составе выделенных нами генетических типов и парагенетических групп. То же касается и континентальных отложений, связанных с деятельностью человека (отвалы горных выработок, эфеля, ирригационные наносы, дамбы, «культурные» наслоения городов и т. п.). Эта своеобразная группа, несомненно, заслуживает обособления и с полным основанием выделяется рядом авторов под именем *антропогенных*, или *техногенных*, отложений¹. Однако, ни какой-либо единой формы техногенного глиптогенеза, ни единой техногенной формы осадконакопления установить невозможно. В этом

¹ Нам кажется более удачным последний термин. Наименование «антропогенные» путается с синонимом четвертичных отложений — антропогеновые (от антропогеновой системы и периода). В то же время название «техногенные», т. е. искусственные отложения (от греческого *τεχνη* — искусство), звучит в строгом соответствии с сущностью явления.

отношении техногенные отложения необычайно разнородны и, как правило, не образуют каких-либо закономерных парагенезов. Иными словами, они не подходят под определение генетического типа. Наоборот, по способу накопления разные их виды оказываются близкими к весьма различным генетическим типам. Так, ирригационные осадки похожи либо на русловой аллювий (отложения оросительных и осушительных каналов), либо на пойменный аллювий и делювий (отложения поливных полей). Отвалы горных выработок во многом напоминают гравитационные отложения и т. п. К тому же техногенные отложения в существенных масштабах начали создаваться человеком лишь в историческое время и даже среди четвертичных (антропогенных) отложений не играют заметной роли. Поэтому гораздо целесообразнее и принципиально правильнее оставить их вне классификационной схемы генетических типов как совершенно особую группу, выходящую за ее рамки.

Сказанное отнюдь не означает, что органогенные, хемогенные и техногенные отложения не следует вообще выделять при изучении континентальных осадочных образований в качестве особых генетических групп. Наоборот, это совершенно необходимо делать во всех тех случаях, когда они приобретают самостоятельное значение как средство фациально-генетического анализа или как практически важные объекты. В частности, их вполне рационально выносить в особые рубрики легенды карт четвертичных отложений, как это обычно и делается на практике. Это относится, например, к современным торфяникам, являющимся важными месторождениями топливного сырья, или к ископаемым торфяникам, служащим опорными стратиграфическими горизонтами, к залежам самосадочных солей, месторождениям сапропелитов и т. д. Но при этом надо помнить, что речь идет о генетических группах горных пород и литогенетических типах осадков, а не о генетических типах отложений в принятом нами понимании.

В заключение необходимо подчеркнуть, что в нашей классификационной схеме выделяются лишь «чистые» генетические типы. Фактически в природе очень часто встречаются отложения смешанного происхождения, занимающие промежуточное положение не только между соседними генетическими типами одного и того же парагенетического ряда, но и между весьма отдаленными друг от друга образованиями. Подобного рода смешанные типы — делювиально-аллювиальные, делювиально-эоловые, пролювиально-озерные и т. п. — весьма широко распространены, и с ними приходится сталкиваться на практике. О некоторых из них еще будет речь впереди. Однако включение их в классификационную схему было бы совершенно неоправданным.

Можно, правда, возразить, что «чистые» генетические типы в природе вообще встречаются редко, ибо никогда не бывает такого случая, когда действие одного фактора происходит совершенно изолированно от другого. Например, процесс образования осыпей, как правило, сопровождается и смывом мелкоземистых продуктов выветривания с того же самого склона, на котором происходит осыпание. Материал, поставляемый смывом, неизбежно примешивается к скатывающимся со склона обломкам, проникая в тело формирующейся осыпи. Образующиеся отложения, как иногда думают, нельзя поэтому считать чисто осыпными, но лишь делювиально-осыпными. Точно так же к аллювию, образуемому на дне долины, сплошь и рядом примешивается материал пролювиальных выносов из боковых долин и оврагов; ледник при своем движении включает в донную морену и отложения подледниковых потоков талых вод, обогащая ее песком, гравием и окатанной галькой и т. п. Если следовать этим рассуждениям, то вообще пришлось бы отказаться от употребления названий генетических типов в отдельности и практически всегда применять лишь одни двойные или даже тройные наименования.

Однако такой подход был бы в корне порочным. Он привел бы к потере возможности трезвой оценки относительной роли разных факторов в образовании изучаемых отложений, выделения среди них ведущего, определяющего все решающие черты хода процесса и все важнейшие свойства формирующихся осадочных толщ. Если же иметь в виду решение именно этой главной задачи, то станет очевидным, что пользование на каждом шагу смешанной терминологией означает отнюдь не уточнение сути дела, не «комплексный» подход к исследованию явлений, ссылки на который стали в последнее время столь модными, и не приближение к возможно более полному отображению действительности, а лишь запутывание вопроса, потерю главного за мелочами. Пусть даже к осыпи подмешано некоторое количество продуктов склонового смыва, но если состав слагающих ее отложений определяется во всех своих решающих особенностях именно процессом осыпания, то это будут осыпные накопления, а вовсе не смешанные делювиально-осыпные. И, наоборот, если к делювию, все основные черты состава и строения которого определяются процессом склонового смыва, примешано некоторое количество грубого щебня, осыпавшегося со склона, то это будет делювий, а не смешанные осыпно-делювиальные отложения.

Только соблюдая эти установки, мы действительно сможем по-настоящему разобраться в соотношениях разных типов отложений. В этой связи полезно напомнить слова А. П. Павлова, сказанные им более 70 лет назад, когда идея выделения генетических типов среди материковых отложений только-только начинала им разрабатываться (Павлов, 1890): «Обособление таких типов отложений только тогда принесет пользу в деле разъяснения истории последних геологических эпох, когда мы будем уметь точно распознавать генезис каждого из этих образований, по крайней мере в их типичном развитии, и не будем выдвигать на первый план осложняющих дело смешанных типов» (цитируется по Павлову, 1951, стр. 130). Нашей основной задачей и была характеристика прежде всего именно «чистых» генетических типов, без чего разобраться в пестрой картине континентального осадкообразования вообще невозможно. Смешанные же типы будут затронуты в некоторых последующих разделах работы лишь постольку, поскольку необходимо выяснить закономерные взаимосвязи между разными генетическими типами, парагенетическими группами и рядами. Если пойти по иному пути, то неизбежной станет путаница понятий и потеря ясности общей перспективы.

Глава III

ЭЛЮВИАЛЬНЫЙ ПРОЦЕСС КАК ФОРМА ГИПЕРГЕНЕЗА И ЭЛЮВИАЛЬНЫЙ РЯД КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОСАДОЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

ПОСТАНОВКА ПРОБЛЕМЫ

Облик осадочного покрова суши во многом зависит от тех своеобразных процессов преобразования минерального вещества, которые протекают на всех стадиях его мобилизации, переноса, накопления и последующих изменений в толщах уже возникших осадков и вся совокупность которых была объединена А. Е. Ферсманом (1922, 1934) единым обобщающим термином *гипергенез*. Лишь для одной группы, элювиальных образований, эти процессы играют роль ведущих, определяющих генетических факторов. Для подавляющего же большинства континентальных отложений их влияние существенно сказывается только на составе исходного материала и в стадии вторичных гипергенных преобразований уже возникших осадков, практически вовсе не проявляясь в динамике самой аккумуляции. Но они сопровождают любую из свойственных континенту форм последней и, как уже указывалось выше, накладывают порою черты большого внешнего сходства на весьма гетерогенные отложения. Поэтому возникает необходимость разобраться в сущности разных форм гипергенеза и их взаимоотношениях друг с другом, хотя бы в той мере, которая требуется для верного понимания генетических и исторических связей между разнородными континентальными осадочными образованиями.

Необходимо оговориться, что при этом отнюдь не имеется в виду полный и всесторонний охват всей проблемы гипергенеза в целом, ибо тогда мы неизбежно ушли бы далеко за пределы целей нашей работы и углубились бы в область чисто геохимических вопросов. Задача, стоящая перед нами, значительно уже и полезно заранее более четко определить ее рамки.

Следуя А. Е. Ферсману, мы понимаем гипергенез как «совокупность химических и минералогических процессов, вызываемых в поверхностных частях земной коры сочетанием факторов атмо-, гидро- и литосферы» (Ферсман, 1934, стр. 286), иными словами, как химико-минералогическую сторону всех экзогенных геологических процессов, взятых в целом. Совершенно естественно, что в данной главе речь будет идти лишь о тех *специфических формах континентального гипергенеза*, которые свойственны исключительно суше и которые либо играют роль главных факторов формирования определенных типов континентальных осадочных образований, либо имеют существенное значение в возникновении их важнейших отличительных черт. По терминологии А. Е. Ферсмана, такими формами являются «собственно гипергенез», т. е. процессы образова-

ния коры выветривания и слагающего ее элювия, «педогенез», т. е. почвообразование, и присущие исключительно суше формы диагенеза¹. Но и рассматривая эти три специфические формы континентального гипергенеза, мы будем подходить к ним лишь под углом зрения стоящей перед нами главной цели — разъяснения принципиальных основ учения о генетических типах.

Так, элювиальные образования и слагаемая ими кора выветривания представляют собой столь специфические объекты исследования, что их изучение выделилось в настоящее время в ясно отграниченную область геологии — учение о коре выветривания — со своей методикой, своим кругом теоретических и практических проблем и своей специальной литературой. Систематическое изложение как общегеологических, так и в особенности теснейшим образом связанных с ними минерало-геохимических аспектов этого учения явно выходит за рамки задач настоящей работы. К тому же подобная попытка неизбежно повлекла бы за собою необходимость углубления в ряд сложных специальных вопросов, многие из которых остаются до сих пор еще далеко не решенными и в области которых автор не чувствует себя достаточно компетентным. В еще большей степени это относится к изучению тех особых, также элювиальных по своей природе образований, которые получили название почв. Будучи итогом взаимодействия растительного покрова суши с минеральным субстратом, они давно уже стали предметом ведения совершенно самостоятельной науки — почвоведения, стоящей на грани между геологией и биологией. Изложение основных проблем почвоведения увело бы нас, конечно, слишком далеко от главной цели. Поэтому мы ограничимся здесь лишь обсуждением тех принципиальных вопросов, которые имеют прямое отношение к оценке места, занимаемого процессами формирования элювиальных образований в континентальном литогенезе и к классификации самих этих образований.

Этим вопросам придется уделить достаточно большое место прежде всего потому, что элювиальные образования резко противостоят всем остальным континентальным осадочным образованиям, вместе взятым, не являясь отложениями в собственном смысле слова. Это — новые горные породы, возникающие путем изменения толщ исходных горных пород на месте их первоначального залегания. В этом отношении они скорее сходны с метаморфическими, чем с осадочными породами. Однако выветривание, лежащее в основе процесса образования элювия, теснейшим образом связано именно с осадочным процессом, являясь его исходным пунктом, начальной стадией мобилизации вещества, как совершенно правильно рассматривает его Н. М. Страхов (Страхов, 1960). Именно в коре выветривания образуются те минеральные компоненты, за счет которых возникает большинство осадков и присутствие которых делает столь сходными породы коры выветривания и собственно осадочные породы. Неразрывная связь выветривания и осадкообразования особенно ярко проявляется на суше. Здесь выветривание выступает одновременно и как ведущий фактор формирования коры выветривания и как важней-

¹ Остальные формы гипергенеза, выделявшиеся А. Е. Ферсманом, либо вовсе не будут нами затронуты как не имеющие прямого отношения к континентальному литогенезу, либо мы коснемся их лишь частично, попутно с рассмотрением трех перечисленных выше основных форм, с которыми они тесно связаны. Напомним, что А. Е. Ферсман различал еще следующие формы гипергенеза — сингенез (т. е. минералообразование в ходе седиментации осадков), катагенез (т. е. эпигенез по более широко распространенной терминологии), галогенез, гидрогенез (минералообразующая деятельность подземных вод), механогенез (минералообразование в ходе переноса вещества агентами денудации), биогенез и техногенез (т. е. минералообразующую деятельность организмов и химико-минералогические результаты технологических процессов в промышленности и сельском хозяйстве). С общегеологической точки зрения далеко не все из них являются вполне самостоятельными, и их противопоставление приобретает смысл только при рассмотрении чисто геохимических вопросов.

ший агент преобразования разнообразных субаэральных и полусубаэральных осадков, и между обеими формами его воздействия наблюдаются всевозможные взаимопереходы. Что же касается отложений, являющихся продуктами ближнего переотложения коры выветривания, то в ископаемом состоянии их часто вообще крайне трудно отличить от последней по одной минерало-петрографической характеристике. Все это заставляет нас, вслед за подавляющим большинством литологов, причислять породы коры выветривания к осадочным образованиям, а само формирование коры выветривания рассматривать как своеобразную форму континентальной осадочной аккумуляции. Именно поэтому нам и необходимо разобраться в природе процессов развития коры выветривания и их месте среди экзогенных процессов преобразования лика суши вообще.

Это необходимо также и потому, что процессы, составляющие основу возникновения коры выветривания, как было только что подчеркнуто, связаны взаимопереходом с явлениями превращения субаэральных осадков в «готовые» континентальные отложения. С общегеологической точки зрения подобное превращение, несомненно, играет роль диагенеза, если понимать под этим термином сумму всех форм преобразования осадков в осадочные горные породы. Действительно, даже геологически очень молодые субаэральные накопления, например различные четвертичные суглинки, лёссы и т. п., всегда принято называть горными породами, а не осадками, и они, на самом деле, по очень многим признакам и свойствам существенно отличны от исходных свежих осадков. С другой стороны, факторами, играющими главную роль в этом случае, как будто бы являются те же самые «выветривание» и «почвообразование», которые принято решительно противопоставлять диагенезу в собственном смысле слова, ибо они стоят на противоположном, исходном конце общей цепи явлений, составляющих осадочный процесс в его широком понимании. Основным итогом выветривания и почвообразования принято считать разрушение и разложение ранее существовавших горных пород, тогда как диагенез понимается как становление горных пород путем консолидации первоначально рыхлых осадков, сопровождаемой не разложением, а синтезом новых минералов. Поэтому некоторые исследователи вообще отказывают субаэральному преобразованию осадков в праве называться диагенезом (Страхов, 1960). Другие же считают его правильной, хотя и своеобразной субаэральной формой диагенеза («экзодиагенез», по М. С. Швецову, 1958, 1960). Именно на этой проблеме субаэрального диагенеза мы и остановимся, поскольку природа субаквального диагенеза принципиально одинакова как на континенте, так и на дне моря, и достаточно полно охарактеризована в литологической литературе, особенно благодаря работам Н. М. Страхова (1953, 1960).

Проблема сущности и взаимоотношения выветривания, формирования элювиальных образований, почвообразования и диагенеза субаэральных осадков является одной из наиболее сложных и во многом запутанных проблем континентального литогенеза. В то же время она имеет весьма существенное значение не только потому, что ее рассмотрение необходимо для верного понимания элювиальных образований — самых своеобразных из континентальных осадочных отложений, занимающих совершенно особое место в строении осадочного покрова суши. Она затрагивает также важные общеметодологические вопросы принципов разграничения и противопоставления различных литогенетических и всех геологических процессов вообще, вопросы, решение которых имеет прямое отношение к выработке принципиальных основ учения о генетических типах в целом. Все это, вместе взятое, объясняет, почему очерченному кругу явлений континентального гипергенеза в настоящем очерке посвящается так много места.

Переходя к вопросу о «собственно гипергенезе», по терминологии А. Е. Ферсмана, т. е. о сущности процесса формирования коры выветривания и слагающего ее элювия, необходимо прежде всего остановиться на чисто терминологической стороне дела, поскольку в понятия элювий и кора выветривания часто вкладывается разное содержание. Хотя, на первый взгляд, эти вопросы могут показаться довольно формальными, им придется уделить достаточное место, ибо без этого нельзя ясно представить себе наше понимание элювиальных образований.

Наиболее широкое толкование коры выветривания принадлежит Б. Б. Полынову (1934). Он обозначал этим термином «те части поверхностной оболочки литосферы, которые в данный геологический момент уже сложены из рыхлых, раздробленных продуктов выветривания — иначе говоря из всякого рода осадков, наносов и не подвергшихся метаморфизму осадочных пород» (стр. 32). С подобным толкованием невозможно согласиться ни с формальной точки зрения, ни по существу.

С формальной стороны оно явно неудачно, поскольку задолго до Полынова поверхностную оболочку литосферы, сложенную осадками и осадочными породами, геологи условились называть осадочной земной корой, или стратисферой. Распространение на весь ее объем названия «кора выветривания», обычно понимаемого в гораздо более узком смысле, не может внести в науку ничего, кроме терминологической путаницы. Да и сам термин «кора выветривания» утрачивает при этом свое значение, превращаясь в излишний синоним.

Гораздо важнее, однако, что позиция Полынова неверна по существу. Осадочные породы — это отнюдь не просто скопления переотложенных продуктов выветривания. Хотя эти последние и служат исходным материалом для накопления осадков, но уже в ходе своего переноса и последующей седиментации испытывают дифференциацию и рекомбинацию первоначальных компонентов. Что же касается диагенеза, преобразующего первичные осадки в горные породы, то он с общегеологической точки зрения прямо противоположен выветриванию. Правда, в самом общем теоретическом плане выветривание можно рассматривать как начальное звено сложного и длительного осадочного процесса, конечным звеном которого является диагенез. Но нельзя забывать глубочайшие качественные различия этих крайних звеньев, относящихся друг к другу буквально как тезис к антитезису. Распространяя понятие коры выветривания и на элювиальные образования, и на толщи нормально осадочных горных пород, Полынов фактически смазывает эти кардинальные различия, что совершенно неправильно. Это настолько очевидно, что нет нужды в более подробной аргументации. Поэтому вслед за подавляющим большинством геологов мы будем понимать под корой выветривания лишь ту часть поверхностного покрова суши, которая сложена топографически не смещенными продуктами гипергенного изменения вещества материнских горных пород¹.

Мы специально остановились на разборе этого, казалось бы довольно ясного вопроса, поскольку до сих пор, особенно среди почвоведов, представления Полынова пользуются довольно широким признанием, и вслед за ним эти исследователи продолжают различать «остаточную» и «отложенную», или «аккумулятивную», кору выветривания, в которую зачис-

¹ В этом определении мы сознательно употребляем выражение «топографически не смещенные» вместо более обычного «сохранившиеся на месте первоначального залегания», поскольку речь идет именно лишь о неизменности топографического положения. Вертикальные перемещения значительной части вещества в толще формирующейся коры выветривания всегда имеют место, и многие компоненты слагающего ее элювия фактически вовсе не находятся на месте своего первоначального образования.

ляют толщи осадков и осадочных горных пород. Близкий, хотя и менее последовательный подход нередко обнаруживается и в работах ряда геологов, занимающихся специально исследованием коры выветривания. Речь идет о достаточно широко распространенном выражении «переотложенная кора выветривания». Правда, обычно оно применяется к так называемым продуктам ближнего переотложения, являющимся, по преимуществу, различного рода склоновыми отложениями, не испытанными интенсивной сортировки и дифференциации, а потому сохранившими большое сходство с «непереотложенной», или «остаточной», корой выветривания (Гинзбург, 1957). Однако это обстоятельство ни в коей мере не делает подобное выражение принципиально правильным. Всякие образования, состоящие из топографически перемещенных, т. е. переотложенных, продуктов выветривания, каким бы способом и на какое бы расстояние это перемещение ни осуществлялось, должны рассматриваться уже как осадки или осадочные горные породы, а следовательно, не могут включаться в состав коры выветривания и элювиальных образований вообще. Без строгого соблюдения этого требования логики невозможно построение сколько-нибудь упорядоченной генетической классификации континентальных осадочных образований¹.

Принятое нами определение коры выветривания совпадает с определением элювия в толковании Б. Б. Полюнова (1934), который называл этим термином именно «остаточную», т. е. непереотложенную, кору выветривания. Поэтому может создаться впечатление, что оба термина в нашем понимании совпадают. И, однако, их все же нельзя считать синонимами. В случае более или менее мощного развития коры выветривания всегда представляет собою закономерно построенную толщу, в разных своих горизонтах состоящую из существенно различных элювиальных образований, отличающихся друг от друга по химико-минералогическому составу, структуре и текстуре. К каждому из них в отдельности применимо название «элювий», но лишь весь элювиальный профиль в целом может быть назван корою выветривания. Кора выветривания — это форма существования любого естественного комплекса элювиальных образований, или элювия, так же как, например, делювиальный шлейф есть форма существования делювиальных отложений, или делювия, интрузия есть форма существования слагающего ее комплекса магматических пород и т. п. *Элювий — это общее наименование всех специфических минеральных ассоциаций, из которых состоит кора выветривания, иными словами, всех элювиальных горных пород. Кора выветривания — это закономерно построенный элювиальный профиль, развивающийся на исходных (или «коренных») породах путем гипергенного преобразования их вещества*².

¹ Конечно, это не исключает использования выражения «переотложенная кора выветривания» как указания на происхождение материала, составляющего осадок, так же как, например, гранитные галечники или грубодресвянистые аркозы можно назвать «переотложенными гранитами». Никто, однако, не относит этого рода отложения к гранитоидам как генетической группе пород или вообще к кристаллическим породам. Так же точно, очевидно, следует поступать и в рассматриваемом нами случае. О тех особых обстоятельствах, когда непереотложенные элювиальные образования действительно бывает трудно отличить от переотложенных, мы скажем в дальнейшем.

² Эти терминологические различия сохраняют свою силу как для мощных кор выветривания с отчетливо выраженной вертикальной зональностью, так и для маломощных, зонально не дифференцированных элювиальных покровов (например, для недоразвитых современных и плейстоценовых). Нет никакого основания, как это иногда имеет место, относить название элювий только к этим последним и не распространять его на мощные коры выветривания. Любая, хотя бы и недоразвитая кора выветривания является таковой, и в то же время, любая, даже самая мощная кора выветривания может быть названа одновременно элювием. Но к отдельному образцу элювия название коры выветривания, конечно, не применимо, независимо от того — из маломощного или полно развитого элювиального покрова он происходит.

Разобравшись в этих терминологических вопросах, мы можем перейти к рассмотрению сущности самих процессов формирования элювия и коры выветривания. Для этого необходимо прежде всего условиться о том, что следует понимать под выветриванием как таковым, ибо в этом отношении господствует полная неопределенность, так что даже одни и те же авторы, в разных случаях, вкладывают в термин «выветривание» весьма различное содержание, часто не замечая или не придавая этому никакого значения. Между тем подобное положение мешает верному пониманию роли и места выветривания в континентальном литогенезе.

Первое, ограничительное толкование выветривания, ближе всего стоящее к первоначальному значению этого понятия, широко используется всеми геологами. Согласно этому толкованию, выветриванием называют сумму процессов механического дробления и химического разложения исходного минерального вещества, протекающих внутри данного минерала или данного ограниченного объема материнской горной породы под воздействием «атмосферных агентов», а точнее — под влиянием термодинамической и физико-химической обстановок земной поверхности. Все образующиеся при этом новые минералы и химические соединения, как неподвижные, так и подвижные (воднорастворимые или коллоидные), рассматриваются как конечные продукты выветривания, возникновением которых последнее и завершается. Иными словами, выветривание рисуется только как разложение и разрушение, как процесс чисто негативный.

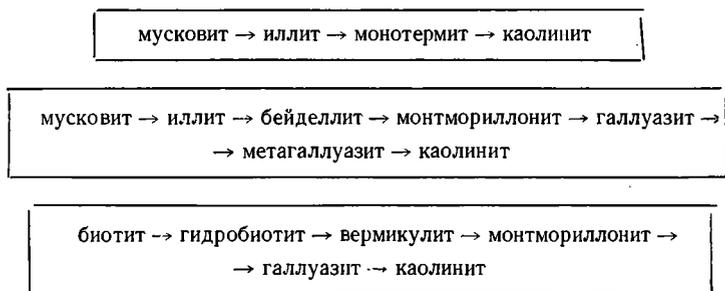
Основным результатом, а тем самым и главным содержанием выветривания, в этом случае считается накопление твердых «остаточных» продуктов на месте их первоначального образования (например, превращение гранита в первичный каолин, сульфидных руд в железняки и т. п.). Подвижные вещества, в большей своей части выносимые за пределы исходного объема породы (сульфаты, карбонаты, гидраты кремнезема и т. п.), по сути дела, относятся к побочным продуктам выветривания. Процессы их выноса и дальнейшей миграции не считаются уже составной частью выветривания как такового, и их рассматривают лишь как необходимое условие его проявления, выражающее динамику той среды, в которой выветривание протекает, и характеризующее свойства коры выветривания как открытой физико-химической системы.

В наиболее последовательной форме такая точка зрения проводится обычно по отношению к выветриванию минералов. При этом содержание этого понятия становится еще более узко ограниченным. Его химическая сторона сводится к простой сумме реакций окисления, карбонатизации, гидролиза и образования мутабильных органико-минеральных соединений, которые протекают при взаимодействии вещества исходного минерала с O_2 , CO_2 , H_2O и органическим веществом окружающей среды. Эти реакции осуществляются повсюду на поверхности Земли — и в ходе формирования коры выветривания, и в ходе переноса продуктов разрушения горных пород агентами денудации, и в ходе осадконакопления как на суше, так и на дне водоемов. Иными словами, выветривание, в этом узком смысле слова, сопровождает почти все экзогенные геологические процессы, то играя роль одного из их движущих факторов, то сводясь к их несущественной детали.

Нетрудно убедиться, что фактически именно с изложенных позиций подходил к выветриванию Б. Б. Полюнов (1934), когда рассматривал его в виде единого, абсолютного необратимого процесса, независимо от обстановки всегда протекающего строго в одном и том же направлении и под влиянием особенностей среды лишь временно задерживающегося на одной из стадий или фаз развития, неизменно следующих друг за

другом в одинаковой последовательности (грубообломочная фаза → карбонатная или «насыщенная» сиаллитная фаза → кислая сиаллитная фаза → аллитная фаза). Действительно, выделенные в этой дедуктивной схеме отдельные фазы процесса толковались Польшовым по существу исключительно как ступени прогрессирующего разложения породы, а вынос растворимых и коллоидных веществ — лишь как условие достижения той или иной из этих ступеней, характеризующееся климатической обстановкой, т. е. средой развигтия процесса. Правда, при обзоре геохимии отдельных элементов в коре выветривания он уделил в своей книге много внимания также миграции подвижных продуктов выветривания и их взаимодействию вне исходного объема материнской породы, вплоть до момента осаждения в водоемах. Но все это рассматривалось лишь как последующие процессы, не входящие в состав выветривания как такового и протекающие за рамками его схемы.

Дальнейшим развитием той же самой точки зрения явилась известная концепция стадийного выветривания минералов, развитая И. И. Гинзбургом (1946). Выветривание и в этом случае понималось именно как разложение исходного материала, каждая последующая стадия которого всегда является ступенью все более далеко зашедшего распада. В частности, выветривание силикатов и алюмосиликатов характеризуется прогрессирующей потерей щелочей, щелочных земель и SiO₂ в ходе углубляющегося гидrolитического расщепления. В этом отношении очень показательны, например, такие ряды стадийного выветривания алюмосиликатов, построенные Гинзбургом, как:



В них тот минерал, который занимает последующую ступень, рассматривается всегда как «более разложенный» по сравнению с занимающей предшествующую ступень. Каолинит во всех случаях толкуется в качестве более глубоко разложенного продукта, чем монтмориллонит, этот последний — чем гидрослюды (иллит и гидробиотит) и т. п. Как и в схеме Б. Б. Польшова, крайними членами стадийного выветривания силикатов и алюмосиликатов всегда оказываются свободные гидроокислы кремния, железа и глинозем, характерные для выделяемой этим последним кокечной аллитной (или, как часто выражаются, ферраллитной) фазы.

Подобная концепция выветривания не может вызвать серьезных принципиальных возражений, пока она ограничивается его пониманием как чисто негативного процесса разложения материнских пород и минералов. Правда, даже при этом условии выветривание невозможно свести к разложению как таковому. Даже простейшие его реакции, с химической точки зрения, — это реакции обмена и соединения, а не разложения. Особенно очевидно это в отношении такой его важнейшей составной части, как образование глинистых минералов из первичных силикатов материнских пород. При этом наряду с выносом оснований и гидроокислов железа и кремния, образующихся в ходе гидролиза, происходит присоединение воды и сложная перестройка кристаллических решеток,

сопровождающаяся существенной рекомбинацией атомов ряда элементов. Поэтому глинистые минералы нельзя рассматривать просто как остаточные продукты разложения, это продукты нового минерального синтеза, замещающие ранее существовавшие исходные минералы очень часто с образованием псевдоморфоз. Подобный процесс замещения, по сути дела, является своеобразным метасоматозом или, лучше сказать, «автометасоматозом», так как в его ходе, кроме воды, не привносятся обычно никаких новых компонентов. Поскольку, однако, в подобном «автометасоматозе» главную роль играет вынос подвижных продуктов выветривания, приводящий к упрощению элементарного химического состава минерального вещества, то его можно все же, пусть несколько условно, считать одним из проявлений «разложения» материнской породы¹.

Дело, однако, существенно меняется, когда ту же концепцию пытаются безоговорочно распространить на весь процесс формирования коры выветривания, практически отождествляя его с выветриванием как таковым. Подобное расширенное понимание выветривания получило весьма широкое распространение, причем ему следуют и те авторы, которые одновременно применяют этот термин в вышеизложенном ограничительном толковании. В этом отношении не составляют исключения также Польшов и Гинзбург, прямо распространившие свои представления о фазах выветривания и стадиях разложения минералов на развитие коры выветривания в целом. Именно из этой установки проистекал взгляд Польшова на элювий как на скопление остатков разрушения и разложения некогда прочных горных пород, как на их своего рода геологические руины. Формирование подобной «остаточной коры выветривания» целиком вкладывалось им в рамки схемы абсолютно необратимого процесса, протекающего в те же четыре последовательные фазы, которым соответствуют определенные типы элювия как выражение стадий его развития: грубообломочный → обызвесткованный или «насыщенный сиаллитный» → собственно сиаллитный или кислый сиаллитный (иначе каолиновый) → латеритный или аллитный. Подавляющее большинство исследователей в той или иной степени продолжает стоять на этой позиции и поныне.

Между тем в приложении к формированию коры выветривания она оказывается явно слишком узкой и односторонней, а потому и во многом неверной. На деле образование элювия является итогом весьма сложного комплекса процессов, позитивная, созидательная сторона которых не менее важна, чем чисто негативная, разрушительная, положенная в основу построения вышеизложенных схем выветривания в ограничительном его понимании. Для того чтобы этот вопрос стал вполне ясным, остановимся специально на его анализе.

В этом отношении важно прежде всего оценить относительную роль в развитии элювиального покрова суши двух обычно противопоставляемых форм выветривания — физической и химической². Основным агентом физического выветривания в обычном понимании являются суточные, и, в меньшей мере, сезонные колебания температуры. Особенно резко сказывается их разрушительное влияние, как известно, в двух формах — так называемого инсоляционного выветривания, свойственного пустыням, и «морозного выветривания», характерного для стран с холодным

¹ Конечно, не только в первоначальные представления Польшова, сформулированные более 30 лет назад, но и в построенные Гинзбургом схемы стадийного выветривания минералов можно и нужно внести ряд поправок в соответствии с прогрессом наших знаний. Но принципиальная их ценность в указанном смысле от этого не уменьшается.

² Мы не рассматриваем отдельно так называемое органическое, или биологическое, выветривание, ибо оно теснейшим образом связано с выветриванием химическим и фактически неотделимо от последнего, протекая в природе всегда совместно с ним и приводя к тем же конечным результатам.

климатом, когда движущим фактором процесса является периодическое замерзание воды в трещинах горных пород и минералов. Поскольку суточные колебания температуры заметно чувствуются лишь до глубины порядка 15—20 см под поверхностью земли, то и физическое выветривание, в этих его формах, может интенсивно проявляться только в очень тонком приповерхностном слое горных пород. Сезонные колебания температуры проникают, правда, значительно глубже, до 10—30 м. Но значительной амплитуды они достигают лишь в самой верхней части этой зоны, а большой период и плавность хода сильно уменьшают их разрушительный эффект. Поэтому за счет подобного рода процессов развитие сколько-нибудь мощного разрыхленного элювиального покрова невозможно. Появление даже маломощной элювиальной покрывки при этом уже играет защитную роль, так как в силу своих теплоизоляционных свойств она уменьшает глубину проникновения температурных колебаний.

Значительно глубже может сказываться влияние иной формы выветривания, на которую обычно не обращается должного внимания. Речь идет об образовании тончайших пленок поверхностно связанной гигроскопической воды, возникающих на стенках микротрещин, вдоль контактов минеральных зерен или даже по плоскостям их спайности. В этих пленках вода при любых положительных температурах, возможных на поверхности земли, приобретает свойства одной из модификаций льда (Шумский, 1955), являясь, по сути дела, уже твердым телом с модулем сдвига до 2 кг/мм^2 . При толщине гигроскопических пленок в 0,1—1 микрон они обладают значительной упругостью и оказывают мощное расклинивающее действие (Дерягин, 1934, 1943; Дерягин и Кусаков, 1948). Важно, что адсорбционные пленки гигроскопической воды могут возникать даже в условиях аридного климата. В частности, на большую роль подобного проявления деятельности воды в десквамации и вообще физическом выветривании кристаллических пород Синайского полуострова обратил внимание И. Шаттнер (Schattner, 1961). Еще большее значение она имеет, по-видимому, в возникновении дресвянистых и пылеватых продуктов выветривания в пустынной и полупустынной обстановке, в том числе в возникновении мелкозема, из которого образуются толщи лёссов и лёссовидных пород нашей Средней Азии, о чем можно судить по исследованиям А. Г. Черняховского (1965). Этот процесс, по-видимому, достаточно интенсивен и поэтому широко распространенное в последнее время мнение об образовании больших масс лёссового мелкозема исключительно как следствии морозного выветривания в «перигляциальной» обстановке является явным преувеличением и требует серьезного пересмотра.

Насколько глубоко способен затрагивать описанный процесс толщи горных пород в своем, так сказать, чистом виде, определить пока трудно. Не исключена возможность, что в основе именно ему обязаны своим происхождением довольно мощные и почти не измененные химически элювиальные гранитные дресвяники, известные из ряда районов Сибири, в частности из Забайкалья. Однако надо иметь в виду, что в данном случае речь идет уже не о чисто физическом, а о физико-химическом явлении, обусловленном деятельностью воды. Поскольку это так, то становятся неизбежными хотя бы небольшие химические изменения первичных минералов, выражающиеся в процессах частичной гидратации и гидролиза. Расклинивающее действие пленок гигроскопической воды проявляется и в условиях влажного климата, где интенсивно протекает химическое выветривание. Его значение при этом сводится лишь к одному из явлений, сопровождающих последнее¹.

¹ Из этого примера ясно видно, что само противопоставление физического и химического выветривания не может быть абсолютным, а в природе они оказываются не только тесно взаимосвязанными, но нередко и взаимообусловленными.

Во всяком случае совершенно несомненно, что именно химическое, а не физическое выветривание играет ведущую роль в развитии элювиального покрова суши и что только при условии его активного проявления возможно формирование мощных и глубоко измененных кор выветривания. Поэтому именно условия его проявления должны особенно интересовать нас в связи с разбираемым вопросом.

С этой точки зрения главным и решающим фактором химического выветривания является вода, которая не только сама активно воздействует на минералы и горные породы, но стимулирует или обуславливает самую возможность действия всех остальных его агентов. В самом деле, даже по отношению к наиболее активному из них — свободному кислороду — вода выступает в роли мощного катализатора, во много раз ускоряя или даже вообще только и делая возможными реакции окисления. В еще большей степени это касается CO_2 , поскольку сухой углекислый газ химически инертен и превращается в угольную кислоту только в водном растворе. Точно так же и большинство органических веществ, в частности все гумусовые кислоты, имеющие наибольшее значение в выветривании, представляют собою коллоиды, способные реагировать с минеральной массой горных пород только в форме гидрозолей. К тому же само существование организмов, а следовательно и образование органического вещества, немислимо при отсутствии воды. Прямое и непосредственное участие воды в выветривании еще более существенно. Оно выражается в таких важнейших процессах, как гидратация и особенно различные формы гидролиза. Особенно большое значение имеет гидролиз, как известно, в выветривании силикатов и алюмосиликатов, без чего эти наиболее широко распространенные первичные породообразующие минералы вообще не могли бы испытывать заметных химических преобразований. Поскольку интенсивность гидролиза прямо зависит от степени диссоциации воды на ионы водорода и гидроксидов, то скорость выветривания сильно возрастает с повышением температуры и наиболее энергично оно протекает во влажном и жарком климате¹. Таким образом, именно роль воды как ведущего агента выветривания определяет резко выраженную климатическую зональность элювиального покрова суши и лежит в основе различий всех существующих типов кор выветривания.

Однако при оценке роли воды в формировании любой достаточно хорошо развитой коры выветривания необходимо учесть, что она отнюдь не сводится просто к одному химическому воздействию на материнские горные породы. Не менее важное значение имеет *движение воды*, происходящее главным образом в форме инфильтрации атмосферных осадков с поверхности земли и просачивания их вниз через образующийся элювий. При этом можно различить по крайней мере три стороны в деятельности просачивающейся воды.

Первая из них состоит в обеспечении возможности *проникновения на глубину всех основных агентов химического выветривания* — O_2 , CO_2 и органического вещества — в виде водных растворов, т. е. в активном состоянии. Только таким путем становится возможным постепенное продвижение фронта выветривания в глубь толщи материнских пород и нарастание мощности коры выветривания в ходе ее развития. Уже эта сторона деятельности воды не может быть вложена в рамки выветривания как такового. В самом деле, вода выполняет в данном случае двойную функцию — и как фактора, *транспортирующего* необходимые реагенты к

¹ Напомним, что концентрация водородных ионов в воде увеличивается втрое при нагревании от 0 до 25°С и в 5,3 раза при нагревании до 40°С. Учитывая короткость теплового сезона в арктическом климате, М. С. Швецов (1958) при оценке возможной скорости выветривания в этих условиях показал, что она в 20 раз меньше, чем в обстановке влажных тропиков.

пунктам их химического воздействия, и как прямого участника самого процесса преобразования минералов. Иными словами, она выступает не только в качестве агента самого выветривания, но прежде всего в качестве фактора, определяющего динамику среды, в которой выветривание протекает.

Вторая сторона деятельности просачивающейся воды заключается в *выносе всех или части подвижных продуктов выветривания за пределы непосредственной сферы проявления его реакций*. Это исключает или затрудняет установление состояния химического равновесия между взаимодействующими реагентами и продуктами реакции, что является, как уже указывалось, необходимым условием беспрепятственного хода выветривания. И, однако, эту функцию воды в еще большей степени, чем предыдущую, невозможно включать в состав выветривания как такового. Если вдуматься в сущность дела, то станет ясным, что в данном случае речь идет о химической денудации суши. Иными словами, эта функция воды входит уже в состав того круга явлений, который всегда принято ставить *после* выветривания в цепи экзогенных процессов, преобразующих поверхность Земли¹.

Третья сторона деятельности подвижной воды в коре выветривания — это *переотложение* части продуктов выветривания внутри самой элювиальной толщи. Последнее может протекать в разных формах — простого *осаждения* из истинных и коллоидных растворов, *синтеза* новых минералов при взаимодействии растворенных в воде коллоидов и электролитов и, наконец, *метасоматического замещения* при воздействии растворов на твердую фазу, т. е. на минералы материнской породы и продукты их элювиального преобразования. Эта сторона деятельности воды не только не уместается в рамки выветривания в вышеизложенном ограниченном его понимании, но во многом прямо ему противоположна. Прежде всего она направлена уже не на разложение, а на созидание новых минералов, иногда более сложных, чем первичные продукты выветривания, из которых они синтезируются. Так обстоит дело, например, с образованием комплексных коагелей типа аллофана из коллоидов гидроокисей кремния, алюминия и железа или с несомненно имеющим место синтезом из тех же компонентов колломорфных агрегатов новообразованных глинистых минералов. С другой стороны, итогом процесса является уже не сохранение остаточных продуктов распада первичных минералов, а как раз обратное явление привноса вещества в данный объем материнской породы со стороны и частичного или полного замещения им ранее существовавшей минеральной массы. Так обстоит дело, в частности, с такими формами метасоматоза, осуществляющимися в коре выветривания, как, например, карбонатизация, ожелезнение, замещение вторичными глинистыми минералами, опализация, окремнение и т. п. По существу говоря, все эти процессы являются уже аналогами либо *хемогенного осадкообразования*, либо *диагенетических преобразований*, совершающихся в осадках при превращении их в горные породы. Иными словами, они оказываются родственными той группе явлений, которая не только никогда не рассматривается в качестве составной части выветривания, но всегда мыслится отделенной от него в общем ходе осадочного процесса целым длительным этапом переноса вещества агентами денудации.

¹ Это касается не только случаев удаления продуктов выветривания за пределы коры выветривания в подземные воды, а через них в реки и ручьи. Вынос части вещества из одной зоны коры выветривания в другую также с полным правом можно рассматривать как местное проявление химической денудации, ибо важен именно сам факт выноса, а не последующая судьба его продуктов. Хорошей аналогией может служить смыв с площади водосбора любой бессточной впадины. Его, без сомнения, следует считать нераздельной частью общей денудации суши, хотя продукты смыва и не удаляются за пределы последней.

Итак, мы убеждаемся, что формирование коры выветривания действительно является настолько сложным процессом, что он далеко выходит за рамки выветривания в его обычном ограничительном понимании. Мало того, термин «выветривание» вообще к нему не приложим, если учитывать то место, которое этот последний занимает в прочно сложившейся системе общих геологических представлений. Ибо, как мы видели, развитие коры выветривания включает кроме выветривания в собственном смысле слова еще и такие явления, которые представляют собою прямые аналоги явлений, обычно резко противопоставляемых выветриванию, а именно денудации, осадконакопления и диагенеза¹. К тому же присущая развитию коры выветривания миграция и перераспределение вещества в воднорастворенном состоянии и в форме гидрозолей отнюдь не являются специфической особенностью зоны выветривания, а широко распространены и в гораздо более глубоких частях земной коры. Охватывая и их термином «выветривание» в расширенном его понимании, мы невольно лишаем этот последний четких границ и делаем его содержание достаточно расплывчатым.

Все изложенное приводит нас к выводу о необходимости четкого противопоставления собственно выветриванию сложного и многообразного процесса формирования коры выветривания, который мы будем называть *элювиальным процессом*, или *элювиогенезом*. Это отнюдь не является нашим собственным нововведением, если не считать чисто терминологической стороны дела. Еще А. Е. Ферсман (1922, 1934), вполне отчетливо сознавая непригодность выражения «выветривание» как обозначения элювиального процесса, употреблял его в этом смысле не иначе, как в кавычках. Взамен им был предложен, как уже было сказано, термин «собственно гипергенез», который нельзя признать, однако, удачным, ибо он неизбежно путается с более широким пониманием гипергенеза, введенным в науку тем же автором².

В составе сложного элювиального процесса можно различить по крайней мере четыре тесно взаимосвязанные группы явлений.

1. Собственно выветривание в его обычном понимании, т. е. разрушение и «разложение» исходного вещества материнских горных пород с образованием продуктов выветривания.

2. Частичный вынос и перераспределение подвижных продуктов выветривания в формирующейся элювиальной толще с образованием зон выщелачивания и зон инфильтрации или вывывания, сопровождаемое частичной цементацией последних, возникновением различных стяжений, конкреций, кристаллических новообразований и т. п.

3. Взаимодействие продуктов выветривания друг с другом в ходе их миграции, сопровождающееся синтезом новых минералов.

4. Метасоматическое замещение первичных минералов материнских пород и вторичных элювиальных образований продуктами выветривания.

¹ Конечно, было бы бессмысленным пытаться расчленить единый процесс формирования коры выветривания на эти три компонента и изучать каждый из них в отдельности. В данном случае они слишком тесно взаимосвязаны и взаимообусловлены не только в причинно-следственном отношении, но и пространственно, чтобы можно было это сделать. Впрочем, заметим мимоходом, что при решении некоторых конкретных вопросов, возможно, было бы не бесполезным постараться разграничить собственно образование элювия от его последующего «диагенеза».

² Следует, правда, оговориться, что А. Е. Ферсман понимал «собственно гипергенез» только как гипергенное преобразование кристаллических горных пород, т. е. как формирование «ортоэлювия», по Б. Б. Польнову (1934). Таким образом, содержание элювиального процесса в нашей трактовке несколько шире. Не лишне, кроме того, подчеркнуть, что А. Е. Ферсман никогда не отождествлял «собственно гипергенез» с гипергенезом вообще. Поэтому совершенно неправомерно поступают те авторы, которые толкуют термин «гипергенез» просто как синоним элювиального процесса, а тем более как синоним выветривания. Это лишь результат непонимания или неверного использования терминологии А. Е. Ферсмана.

Элювиальный процесс может сводиться почти исключительно к одному выветриванию в собственном смысле слова только в условиях ультрааридного и аридного климата настоящих пустынь, где участие в нем воды минимально и миграция даже весьма подвижных веществ невозможна или крайне ограничена. Более или менее активно она проявляется только локально, приводя к формированию корок пустынного загара, гипсовых кор и солончаков, в образовании которых основную роль играет не обычный процесс нисходящей фильтрации вод атмосферных осадков, а обратное явление вытягивания влаги к поверхности при испарении. Подобные маломощные хемогенные элювиальные образования играют, однако, резко подчиненную роль, и в целом развитие элювиального покрова протекает в обстановке почти безраздельного господства физического выветривания. Этот грубощетиный покров действительно можно с достаточным основанием рассматривать просто как скопление остаточных продуктов разрушения горных пород. Но в данном случае речь идет о возникновении лишь совершенно зачаточных и недоразвитых форм коры выветривания.

Даже в субполярном климате дело обстоит сложнее, ибо здесь уже возможна хотя бы ограниченная циркуляция воды в элювиальном покрове. В еще большей степени это относится к семиаридным областям тропического и умеренного климатических поясов. Наконец в странах с гумидным климатом, где кора выветривания только и может достигнуть полного развития, элювиальный процесс приобретает наиболее характерные черты. Интенсивный вынос большинства подвижных продуктов выветривания способствует энергичному преобразованию первичных силикатов в глинистые минералы и завершается в верхних частях коры выветривания полным выщелачиванием оснований и установлением кислой реакции среды. Именно эти процессы выщелачивания и химического выветривания резче всего бросаются в глаза, определяя важнейшие особенности строения и состава элювиальной толщи. Поскольку они раньше всего начинаются и быстрее всего протекают в поверхностных зонах и лишь постепенно проникают на глубину, неизбежно ослабевая и замедляясь, то верхние части коры выветривания всегда оказываются сложными наиболее выщелоченными и глубже всего измененными элювиальными образованиями, которые книзу последовательно сменяются все менее и менее сильно измененными разностями элювия. Как правильно указывают все исследователи коры выветривания, в частности И. И. Гинзбург (1957), в этом состоит основная причина характерной первичной вертикальной зональности всех мощных кор химического выветривания. Но всегда то в большей, то в меньшей мере сказывается и вертикальное перераспределение первичных продуктов выветривания, часть которых, вымываясь просачивающимися водами атмосферных осадков из верхних зон элювиальной толщи, переоткладывается затем в ее более низких зонах, образуя более или менее выраженные инфильтрационные или иллювиальные горизонты¹. Очень ярким примером может служить описанная тем же Гинзбургом и его сотрудниками мезозойская нонтронитовая кора выветривания на серпентинитовых массивах Южного Урала с ее горизонтами опализации и карбонатизации (Гинзбург и др., 1946; Гинзбург, 1947). Подобные явления возникают уже в

¹ Иллювиальные горизонты в коре выветривания и почвах, или «иллювий», образуются в результате вымывания подвижных продуктов выветривания. Однако это не может служить основанием для противопоставления «иллювия» элювию, как это принято у почвоведов, ибо и сам «иллювий» всегда представляет собой элювий, подвергшийся выщелачиванию и выветриванию и лишь вторично обогащенный внесенными в него продуктами. «Иллювий» — это лишь разновидность элювия, если речь не идет, конечно, о чисто инфильтрационных образованиях в неизмененных материнских породах.

ходе развития элювиального профиля при неизменности климатической обстановки. Однако формирование коры выветривания захватывает на столько длительные сроки, что за это время успевают заметно измениться рельеф земной поверхности и климат. Происходящая при этом перестройка хода выветривания вместе с изменениями в условиях дренажа и циркуляции просачивающихся через элювиальную толщу вод, а также их гидрохимической характеристики приводит часто к значительному преобразованию ранее возникшего элювиального профиля. Как правильно указала В. Н. Разумова (1961, 1963), это является причиной происхождения наложенной вторичной, иногда еще более резко выраженной вертикальной зональности, в образовании которой принимают участие все четыре упомянутые выше группы явлений, составляющих элювиальный процесс. Поскольку их относительная роль в формировании разных зон такого сложно построенного разреза коры выветривания неравноценна, то слагающие эти зоны разности элювия оказываются различающимися не только по минералогическому составу и структуре, но в значительной мере также по генезису. При этом образование многих из них обязано не только разрушению и разложению материнских пород, но и аутигенному минералообразованию за счет продуктов, поступающих в исходный объем породы извне, т. е. чуждых ему по существу. Это уже не просто «остаточные продукты», не просто руины «коренных пород», а новообразования, являющиеся итогом сложной миграции и перераспределения веществ.

Очевидно, именно такие сложные формы элювиального процесса только и можно избрать в качестве эталона для общей его характеристики. А на их примере как раз яснее всего видна неправомочность отождествления этого процесса с выветриванием, за которым мы считаем возможным сохранить только его первоначальный ограничительный смысл совокупности процессов разрушения и разложения минералов и горных пород под влиянием «атмосферных агентов»¹. В этом смысле выветривание является лишь составной частью и ведущим движущим фактором элювиального процесса, но никак не его синонимом. Те исследователи, которые распространяют этот термин на элювиальный процесс в целом, одновременно сохраняя за ним и его более узкое ограничительное значение, вносят этим не только досадную и безобидную путаницу понятий, — подобная путаница влечет за собою стремление уложить всю сложность эволюции и все многообразие конкретных форм коры выветривания в прокрустово ложе полыновской схемы необратимого четырехфазного процесса, а минералогии кор выветривания рассматривать целиком в рамках схемы стадийного выветривания минералов, по Гинзбургу. Неправомочность такого подхода, до сих пор пользующегося широким

¹ Мы стоим за сохранение термина «выветривание» в этом его смысле, исключительно учитывая прочно укоренившуюся традицию, которую вряд ли возможно преодолеть. Сам по себе он, конечно, очень неудачен, являясь искажением также весьма неудачных английского и немецкого образцов (от корня «погода» — *weathering*, *Verwitterung*, т. е. буквально — выгоживание, перепогоживание). Надо, впрочем, заметить, что другой его франко-английский эквивалент — *alteration* — изменение — еще больше неопределенен, а поэтому не менее неудачен. Следует подчеркнуть, что понятие «выветривание» должно быть строго ограничено только лишь разложением и разрушением *минерального* вещества под влиянием *обычно выделяемых агентов выветривания*. Распространение этого понятия на все процессы химического разложения, протекающие на поверхности Земли, вновь лишает его определенности и конкретного научного смысла. В частности, его можно еще применять в приложении к таким органическим образованиям, как торф или каменный уголь, являющимся *отложениями и горными породами*. Но к распаду органического вещества вообще оно вряд ли применимо, ибо тогда всякие его границы неизбежно стираются. Разительным примером может служить статья американского исследователя В. Келлера (1963), который даже пищеварение склонен считать своего рода выветриванием.

признанием среди геологов, как раз побудила и нас столь подробно остановиться на анализе сущности элювиального процесса. Попытаемся теперь конкретно пояснить, в чем заключается его несоответствие реально наблюдаемым фактам.

О СТАДИЯХ И ТИПАХ ЭЛЮВИАЛЬНОГО ПРОЦЕССА

Начнем с вопроса стадийного выветривания минералов. Прежде всего, вопреки толкованию самого И. И. Гинзбурга, некоторые из построенных им схем касаются отнюдь не выветривания минералов в собственном смысле слова, т. е. не прогрессирующего их разложения, а значительно более сложного элювиального преобразования. В особенности ясно это можно показать на примере изученного им развития ниже-мезозойской, нонтронитовой коры выветривания на серпентинитах, столь характерной для Южного Урала (Гинзбург и Рукавишникова, 1951). Как сам процесс нонтронитизации серпентинитов, так и наблюдающееся в ряде случаев преобразование последних в «бейделлит» он рассматривал именно как последовательные ступени стадийного выветривания, хотя совершенно ясно, что в этом последнем случае о простом разложении минералов с выносом части образующихся продуктов говорить уже невозможно. Как впоследствии показала В. Н. Разумова (1961), здесь имеет место вторичный, найденный на древнюю кору выветривания палеогеновый элювиальный процесс, с которым связан привнос Al_2O_3 и SiO_2 (ресилицификация) и за этот счет метасоматическое преобразование нонтронитов в железисто-глиноземистые монтмориллониты. В схемах стадийного «выветривания» минералов Гинзбург невольно перепутал преобразования, несомненно связанные с выветриванием как таковым, с одной стороны, и подобные сложные процессы синтеза и метасоматоза, с другой стороны, которые также составляют нераздельную часть элювиального процесса, но имеют существенно иной смысл и значение.

Особенно важно то, что если учесть влияние этих последних процессов, действительное направление стадийного изменения минералов в коре выветривания может оказаться нередко прямо обратным тому, которое вытекает из представлений Гинзбурга. Так, В. Н. Разумова (1958, 1961) выяснила, что в развитии верхнеолигоценых элювиальных образований Центрального Казахстана в связи с имевшими место в эту эпоху изменениями климата и гидрохимии вод большое значение имел процесс монтмориллонитизации каолинита, т. е. превращение, «попятное», с точки зрения схем И. И. Гинзбурга. Еще более разительным примером подобного преобразования «более разложенного» элювия в «менее разложенный» является обнаруженный той же В. Н. Разумовой процесс замещения гидраргиллита галлузитом. В этом случае свободный гидрат глинозема, т. е. продукт последней из всех возможных, «аллитной» фазы выветривания, по Польшову, сменяется минералом каолинитовой группы, относящимся к предыдущей «кислой сиаллитовой» фазе выветривания, по тому же автору. Иными словами, в отличие от выветривания в собственном смысле слова, процесс формирования коры выветривания оказывается не только более сложным, но притом еще и частично обратимым в историко-геологическом смысле.

Уже эти случаи «попятного» развития с полной очевидностью вскрывают узость и односторонность польшовской концепции выветривания как теоретической базы понимания закономерностей элювиального процесса. Ближайший анализ фактов показывает, что этот последний действительно лишь с очень большой натяжкой можно вложить в ее рамки, и то только при условии пренебрежения рядом весьма существенных индивидуальных различий реально существующих типов коры выветривания.

Мы уже указывали, что Польшов толковал построенный им дедуктивный ряд типов элювия:

грубообломочный → обывесткованный → сиаллитный → аллитный

как последовательность фаз развития «остаточной коры выветривания», в общем действительную для всех форм проявления элювиального процесса, известных в природе, иными словами, как общую формулу единого элювиального процесса (или процесса «выветривания», с которым он отождествлял этот последний)¹. С его точки зрения, климатическая обстановка способна только ускорить или замедлить течение этого единого процесса, но не изменить его хода по существу. Лишь в условиях сухого климата развитие приостанавливается на одной из первых двух фаз и может пойти дальше только в случае гумидизации обстановки. В гумидном же климате, независимо от того, является ли он тропическим, умеренным или холодным, процесс неминуемо дойдет до конца, если только будет продолжаться достаточно долго. Постепенный вынос оснований «промывающей» кору выветривания водою и возникновение в связи с этим кислой среды, по его представлениям, обязательно должны привести, в конце концов, к распаду «сиаллитных» продуктов, т. е. вторичных глинистых минералов, до гидратов окислов с высвобождением свободного глинозема — главного показателя «аллитной» фазы. В тропиках это произойдет только значительно быстрее, в умеренном же и холодном климатах для достижения того же результата потребуются столь длительные сроки, что, хотя его реализация принципиально возможна всегда, фактически по чисто историко-геологическим причинам она возможна лишь в редких случаях. Единственное отступление от общей формулы процесса, которое принималось Польшовым для условий гумидного климата, — это выпадение второй, карбонатной фазы в связи с легкой выщелачиваемостью карбонатов и невозможностью их задержки в непрерывно «промываемой» толще элювия.

Отсюда вытекает истолкование всех известных конкретных форм коры выветривания как стадий ее развития, свидетельствующих прежде всего о различии в геологическом возрасте, а не в климатической обстановке формирования.

С точки зрения Польшова, ни одну из этих форм нельзя считать выражением какого-то особого «типа выветривания» (т. е. элювиального процесса в нашем понимании), присущего лишь определенному климату. Он специально подчеркивал принципиальное несогласие с теми исследователями, которые стоят на подобной позиции и считают, что «между климатом и продуктами выветривания существует известное равновесие и постоянство отношений» (1934, стр. 198). Обратимся к сличению этих представлений с фактически наблюдаемыми явлениями.

Прежде всего следует остановиться в этой связи на грубообломочной фазе элювия, по Польшову, которую он рассматривал как стадию подготовки породы к химическому преобразованию агентами физического выветривания. В такой постановке вопроса, несомненно, заложена правильная мысль. Механическое дробление породы открывает воде свободный доступ на глубину и во много раз увеличивает удельную поверхность минеральной массы, а следовательно, резко активизирует процессы химического выветривания. И, однако, физическое выветривание отнюдь не является не только обязательной подготовительной стадией

¹ По существу говоря, этой же концепции ныне придерживается и Н. М. Страхов (1960).

элювиального процесса, но грубообломочный элювий далеко не всегда вообще можно толковать как итог его проявления.

Мы уже подчеркивали выше, что даже в условиях резко континентального климата физическое выветривание активно протекает только в очень тонком приповерхностном слое, в который проникают суточные колебания температуры. Исключение составляет разве только морозное выветривание в странах с холодным климатом, которое возможно внутри всей зоны сезонного промерзания и протаивания, достигающей иногда 5 м мощности. Но чаще всего и она не превышает 3 м, обычно укладываясь даже в пределах всего 1—2 м. Что же касается влажных субтропиков и тропиков, то сезонные и суточные колебания температуры здесь очень невелики и об обычном физическом выветривании как о скольконибудь существенном факторе элювиального процесса в этих условиях вообще говорить не приходится. Между тем именно в этих климатических зонах коры выветривания достигают наибольшей мощности и отличаются наибольшей скоростью развития.

Наблюдения исследователей, изучавших страны с влажным тропическим климатом, неопровержимо свидетельствуют, что там даже на кристаллических породах не встречаются хотя бы реликты грубообломочного элювия. Здесь в самых поверхностных слоях горных пород процесс прямо начинается с оглинивания, мощно развитого даже на достаточно крутых склонах современных эрозионных долин горных областей, на что указывал в своих работах, например, К. Заппер (Zapper, 1935). То, что в таких условиях развитие элювия сразу вступает в фазу образования «сиаллитных» и даже «аллитных» продуктов, вытекает из строения профилей мощных кор выветривания каолинового и латеритного типа. Еще П. Вагелер (Vageler, 1938) приводил примеры современных кор выветривания влажных тропиков, нижний контакт которых с материнскими породами оказывается резким, ровным или карманообразным, и вообще не сопровождается какой-либо переходной зоной щебнистого состава. Обычно этот переход более постепенен, но и в этих случаях «корни» коры выветривания представлены образованиями, и в отдаленной степени не напоминающими грубообломочный элювий Полынова. Даже тогда, когда в зоне перехода действительно имеются дресвянисто-щебнистые разности элювия, они всегда отличаются полной выщелоченностью, сильной разложенностью, глинистостью и изобилуют такими явно «сиаллитными» продуктами, как глинистые минералы из групп гидрохлоритов, гидрослюд, монтмориллонита, а иногда и каолинита. Совершенно очевидно, что происхождение подобных глубоких горизонтов элювиальной толщи целиком связано с избирательным химическим выветриванием минеральной массы материнской породы, и физическое выветривание при этом не играло никакой роли. Точнее говоря, единственной формой механической дезинтеграции в этой обстановке могло быть только расклинивающее действие пленок гигроскопической воды. Но, как уже было указано, в данном случае и оно не может рассматриваться в качестве особой подготовительной стадии процесса, представляя явление, теснейшим образом связанное с химическим выветриванием, непосредственно сопровождающее это последнее и развивающееся одновременно с ним. Иными словами, в условиях гумидного тропического климата нельзя выделить особую начальную фазу физического выветривания и соответствующую ей форму грубообломочного элювия. Элювиальный процесс начинается здесь прямо с «кислой сиаллитной» фазы, если пользоваться терминологией Б. Б. Полынова.

В гумидном умеренном климате зачаточные формы элювиального покрова на кристаллических породах часто отличаются грубощебнистым и дресвянистым составом. Это связано как с относительно гораздо более медленным ходом химического выветривания, так и, несомненно, в из-

вестной мере с проявлением физического выветривания. Поэтому на первый взгляд выделение грубообломочной фазы элювиального процесса, в трактовке Б. Б. Польшова, здесь вполне оправдано. Ближайший анализ вопроса показывает, однако, что в данном случае зачаточный грубощебнистый покров имеет существенно иное происхождение, чем в аридной зоне и в субполярном или вообще холодном климате с интенсивным проявлением морозного выветривания. В самом деле, при умеренном климате физическое выветривание, как указывалось, активно проявляется лишь в тонком поверхностном слое суточных колебаний температуры. Уже начиная с глубины первых десятков сантиметров трещины, по которым происходит проникновение агентов химического выветривания, в значительной своей части имеют иное происхождение. Их возникновение связано с явлением, к сожалению, обычно недоучитываемым геологами, а именно с разгрузкой пород от тяжести покрывавших их ранее толщ, уничтожаемых в ходе денудации. Как убедительно показал ряд исследователей (Лыкошин, 1953; Kieslinger, 1958, и др.), при этом вследствие реакции упругого последействия неизбежно происходит увеличение объема, сказывающееся на значительную глубину. В итоге прежде всего раскрываются ранее обычно сомкнутые первичные трещины отдельности, кливажа, диаклазы и т. п., которые всегда имеются в породе. Вдоль этих трещин сцепление глыб породы либо совершенно нарушается, либо сильно ослабляется и начинается химическое выветривание, охватывающее каждую глыбу со всех сторон и постепенно концентрически проникающее вглубь. Нередко можно наблюдать тонкие, уже захваченные выветриванием и побуревшие зоны даже по волосным трещинкам, вдоль которых соседние глыбки еще сохранили сцепление друг с другом и откалываются только при сильном ударе молотком. Уже на очень небольшой глубине под поверхностью земли именно это химическое выветривание нередко оказывается главной причиной превращения скальной материнской породы в щебнистый элювий, а роль физического выветривания отступает далеко на задний план или даже вовсе сводится к нулю. В то же время образование и накопление мелкозернистых, химически весьма измененных и полностью выщелоченных от карбонатов «сиаллитных» продуктов начинается здесь с самого начала процесса. Об этом убедительно свидетельствуют наблюдения ряда почвоведов, в том числе самого Б. Б. Польшова, над начальными стадиями формирования почв на кристаллических породах (Ассинг, 1949; Польшов, 1956; Таргульян, 1959; Винокуров и Бухараева, 1961, и др.). В своей основной работе о коре выветривания Б. Б. Польшов (1934) также отмечал большую выщелоченность и богатство глинистыми минералами мало-мощных щебнистых элювиальных образований даже в условиях сурового климата Восточной Сибири. Иными словами, и в данном случае «сиаллитная фаза» начинается, в сущности говоря, с самого начала элювиального процесса, а грубощебнистый элювий является, если не целиком, то во всяком случае в значительной части результатом самого «сиаллитного», т. е. химического, выветривания. Его формирование никак нельзя принять за предпосылку этого последнего, реализующуюся в более раннюю, предшествующую фазу господства физического выветривания.

Итак, мы приходим к следующим выводам. Во-первых, фаза господства физического выветривания вовсе не является типичной начальной фазой всех форм элювиального процесса. Во-вторых, щебнисто-древянистые элювиальные образования в разных случаях имеют существенно различное происхождение и разные их типы не могут рассматриваться как проявление одной и той же «грубообломочной фазы» развития элювия. Наоборот, по крайней мере некоторые из них представляются скорее совершенно специфическими, чисто климатогенными образованиями, воз-

никновение которых свидетельствует о своеобразии хода элювиального процесса с самого начала и которые не повторяются в иной климатической обстановке ни на одной из стадий формирования коры выветривания. Из них генетически ближе всего к «грубообломочной фазе элювия» Польшова стоят зачаточные коры физического выветривания аридных областей, но они как раз не имеют никакого отношения к происхождению «сиаллитного» и «аллитного» элювия.

Перейдем теперь к вопросу о смене «сиаллитной» фазы элювия «аллитной» как неизбежном итоге длительного развития элювиального процесса. В этой связи необходимо прежде всего напомнить, что, формулируя это основное положение всей своей концепции, Б. Б. Польшов (1934) принимал в качестве решающего критерия разграничения обеих фаз начало распада типичных «кислых сиаллитных» минералов каолининовой группы с выносом SiO_2 и накоплением именно за этот счет минералов свободного глинозема. Только такой ход процесса действительно и может означать окончание «сиаллитной фазы» или, что то же, фазы каолинизации и начало фазы аллитизации или латеритизации в том понимании, которое им придавал Польшов. Поэтому, хотя именно для обозначения минералов свободного глинозема им и был введен термин «аллиты», одно присутствие их он отнюдь не считал достаточным основанием для отнесения элювия к «аллитной фазе». Он учитывал, что свободный глинозем может быть и продуктом распада иных, менее стойких в данных условиях, некаолиновых минералов — как первичных, так и вторичных. Тем более это касается случаев появления незначительных количеств свободной Al_2O_3 в подвижных формах. Совершенно очевидно, что только подобная постановка вопроса может считаться принципиально правильной с точки зрения рассматриваемой концепции. В самом деле, например, уже давно установлено, что совершенно свежие полевые шпаты могут терять часть алюминия под воздействием воды как в кислой, так и в щелочной среде, отдавая его в раствор в виде ионов Al^{3+} (Corgens, Engelhardt, 1938). По-видимому, подобное явление может, хотя бы эпизодически, проявляться на самых разных стадиях элювиального процесса. Постоянное присутствие небольших количеств свободной Al_2O_3 констатируется уже в подзолистых почвах, где она обладает подвижностью и выносятся в иллювиальные горизонты, обнаруживаясь, в частности, в ортзандах (Аринушкина, 1939). Многие почвоведы склонны сама кислотность подзолистых почв связывать именно с присутствием иона Al^{3+} в растворах (Чернов, 1956; Алешин, 1956). Однако никто не связывает подзолообразование с «аллитной фазой» элювиального процесса. Наоборот, случаи оподзоливания латеритов, т. е. «аллитного» элювия, сам Б. Б. Польшов (1934) считал как раз признаком его «деградации», так как при этом происходит вынос, а не накопление свободного глинозема. И уже вовсе не имеет прямого отношения к «аллитизации» накопление свободных гидроокислов железа, которые тот же Польшов с полным основанием рассматривал как явление, в равной мере характерное и для типичной «сиаллитной фазы» элювия.

Мы специально уделили так много места рассмотрению сущности понятия «аллитная фаза» в трактовке Польшова, поскольку в этот вопрос вносится много явных искажений. Так, очень часто к «аллитным» или отождествляемым с ними «ферраллитным» типам элювия относят коры выветривания тропиков, сложенные практически почти нацело каолинитовыми глинами и лишь обогащенные маловодными гидратами окиси железа, окрашивающими их в красные тона. Хотя свободный глинозем в них либо вовсе отсутствует, либо содержится только в виде ничтожной примеси, их также принято называть «латеритными» корами выветривания, несмотря на то, что с подлинно «аллитными», т. е. существенно глиноземистыми разностями элювия, они по своему составу не имеют почти ни-

чего общего¹. В дальнейшем мы не будем иметь в виду подобные мнимые «аллиты» и под этим термином будем подразумевать только такие элювиальные образования, в составе которых значительную роль играют минералы свободного глинозема.

Процесс десилицификации каолинита, т. е. его распада с выносом SiO_2 , в настоящее время принимается большинством исследователей за основной механизм «аллитизации» или «латеритизации» коры выветривания. Эта традиция получила особенно широкое распространение после известной работы Харрасовица (Harrasowitz, 1926), и, в той или иной степени, ее продолжают держаться большинство исследователей кор выветривания и тропических почв. С этим процессом связывают часто также вынос глинозема из коры выветривания и образование осадочных бокситов. Вообще говоря, полностью отрицать возможность распада каолинита в кислой среде в ходе гидролиза нет оснований, хотя он и является весьма стойким минералом. Но возможные масштабы этого явления в природе, по сути дела, остаются невыясненными. Мало того, никто из исследователей, придающих ему столь широкое значение, не приводит в пользу этого сколько-нибудь убедительной фактической аргументации, а обычно ограничиваются лишь общими соображениями и косвенными данными, допускающими нередко инотолкования. Между тем вопрос об «аллитизации» каолиновых кор выветривания как массовом процессе даже в условиях тропиков далеко не так ясен, как может показаться.

В самом деле, ни один автор не привел фактов несомненного развития существенно глиноземистых, т. е. латеритных в строгом смысле, кор выветривания на кислых магматических породах за счет прогрессирующего «разложения» связанных с ними каолинитовых кор. Наоборот, на основных породах широко развиты как древние глиноземистые коры выветривания, так и настоящие латеритовые коры современного тропического пояса, обычно связанные с базальтами. Глубокие их зоны имеют, как правило, существенно гидрохлоритовый состав, и за счет разложения гидрохлоритов как раз и происходит появление минералов глинозема, главным образом в виде гиббсита. В то же время плагиоклазы одновременно преобразуются в каолинит, который далее уже не разлагается. Это очень хорошо показано, например, В. Н. Разумовой и А. Г. Черняховским на примере кор выветривания Южного Урала (Разумова, 1963; Разумова и Черняховский, 1963; Черняховский, 1963). На особенно легкий распад гидрохлоритов в сравнении с другими глинистыми минералами прямо указывает и ряд других исследователей, считавших их весьма важными источниками свободного глинозема в коре выветривания. К их числу относятся, в частности, как сам Б. Б. Полюнов (1934), так и И. И. Гинзбург (Гинзбург, Наждакова и Никитина, 1962). При этом Полюнов, вслед за В. И. Вернадским (1927), прямо противопоставлял в этом отношении алюмосиликаты, обладающие, как тогда думали, «каолиновым ядром», т. е. полевые шпаты и слюды, метасиликатам и алюмосиликатам типа хлоритондов и хлоритов. Так, он прямо писал, что в «фазе *сиаллитного ортоэлювия* (выделено нами.— *Е. Ш.*) алюмосиликаты первой группы должны постепенно переходить в остаточные кремнеглиноземистые кислоты, т. е. кислоты типа каолина, но так как другие группы, разрушаясь, не сохраняют связи глинозема с кремнеземом и так как распыленные и растворенные кремнезем и глинозем имеют много случаев к выпадению из растворов, то в большей или меньшей степени здесь возможно и образование аллофанов» (1934, стр. 197). Добавим от себя, что это допущение

¹ В связи с этим необходимо указать, что термин «латерит» сплошь и рядом используется в литературе совершенно произвольно и иногда под этим названием фигурируют чуть ли не все красноцветные глинистые образования, порою даже содержащие карбонаты и гипс, а также и осадочные бокситы. Это создает немалую путаницу в проблеме природы и генезиса латеритов.

влечет за собою, очевидно, и признание возможности выпадения чистых гидратов глинозема. Таким образом, Польшов с полным основанием полагал, что накопление глинозема за счет разложения относительно легко распадающихся минералов не может приниматься за признак «аллитной фазы» развития элювия. Простая логика требует, в таком случае и латеритные коры выветривания на основных породах исключить из состава этой фазы и считать лишь глиноземистым вариантом «сиаллитной фазы», особенности которого связаны со спецификой минералогического состава материнских пород. Поскольку на кислых породах существенно глиноземистых кор выветривания достоверно не установлено, то возникает вопрос — осуществляется ли вообще в сколько-нибудь массовом масштабе процесс «аллитизации» типично «сиаллитных» каолиновых кор даже в условиях влажных тропиков?

Что касается якобы неизбежного перехода этих кор выветривания в «аллитную фазу» в любых условиях при достаточной длительности развития, то в подтверждение этого вообще не имеется каких-либо реальных и достаточно достоверных фактов. Наоборот, все, что нам известно о геологической истории лучше всего изученных древних каолиновых кор выветривания в пределах Урала, Казахстана и Западной Сибири (Разумова, 1956, 1957, 1961, 1963; Казаринов, 1958; Никифорова, 1960, и др.), показывает, что на протяжении более 150 миллионов лет с начала мезозоя и до верхнего олигоцена, несмотря на неоднократное наложение позднейших элювиальных процессов на ранее возникшие элювиальные образования или на толщи переотложенных каолиновых глин, никаких признаков их «аллитизации» не обнаруживается. Правда, почти нигде не сохранилась верхняя часть элювиальных профилей, уничтоженная размывом. Поэтому остается некоторая возможность предполагать, что именно в этих верхних, ныне исчезнувших частях кор выветривания могло происходить разрушение каолинита и что именно оттуда происходит глинозем, давший начало встречающимся здесь месторождениям осадочных бокситов. Но подобное предположение остается только гипотезой и притом вовсе не наиболее вероятной. Действительно, хотя бокситы и развиты в парагенезе с каолинитовыми глинами, в районах их залегания всегда встречаются хлоритизированные основные магматические и метаморфические породы, также являвшиеся субстратом для развития кор выветривания. Поэтому не менее, а даже более вероятным является связь формирования бокситовых залежей, как на то указывала В. Н. Разумова (1961), с выносом глинозема как раз из этих кор выветривания, т. е. с процессом, не имеющим прямого отношения к «аллитной фазе» элювия. В этой связи особенно важными представляются уже упоминавшиеся данные Разумовой, показывающие, что при отсутствии убедительных доказательств «аллитизации» каолиновых кор имеются неоспоримые свидетельства их монтмориллонитизации, т. е. процесса, имеющего, с точки зрения концепции Б. Б. Польшова, прямо обратное значение.

В итоге приходится прийти к выводу, что «сиаллитная» и «аллитная» фазы элювия в качестве последовательных стадий единого необратимого элювиального процесса вызывают большие сомнения. Гораздо больше оснований считать «сиаллитный» и «аллитный» элювий выражением двух разных вариантов развития коры выветривания, различия между которыми связаны с особенностями не только климата, но и состава материнских пород, и которые протекают во многом своеобразно. Четырехфазная схема Польшова оказывается, таким образом, во всех своих частях построением, не находящим прямого фактического подтверждения в действительном ходе элювиального процесса, который обнаруживает несравненно большее богатство и разнообразие частных форм. И во многом, видимо, гораздо более правы как раз те исследователи, которые признают «известное постоянство отношений» между климатом и про-

дуктами выветривания и мнение которых Полюнов столь категорически оспаривал. В богатом научном наследии этого выдающегося ученого концепция элювиального процесса является, пожалуй, наименее удачной, ибо она представляет собой результат недостаточно продуманной экстраполяции принципиально верных представлений о ходе выветривания в его ограничительном понимании на несравненно более сложную и качественно отличную группу явлений природы.

ПОЧВООБРАЗОВАНИЕ И ЕГО СООТНОШЕНИЕ С ЭЛЮВИАЛЬНЫМ ПРОЦЕССОМ

Почвообразование — органическая составная часть формирования коры выветривания. Там, где оно протекает с самого начала в более или менее неизменной обстановке, возникает генетически единый элювиальный профиль, в составе которого почва играет роль лишь самой верхней зоны, закономерно связанной с остальными ее частями не только чисто морфологически, но и общностью истории развития. Главная функция, которую выполняет при этом почва, — образование гумусовых кислот, постоянно образующихся в ней за счет биохимического преобразования отмирающих растительных остатков. Будучи достаточно химически активными и подвижными коллоидно-растворимыми веществами, гумусовые кислоты легко проникают на глубину вместе с инфильтрующимися водами атмосферных осадков, являясь наряду с CO_2 одним из наиболее активных факторов разложения первичных силикатов и алюмосиликатов материнской породы и образования глинистых минералов. Они также способствуют миграции таких относительно мало подвижных коллоидов, как гидраты окиси железа и глинозема, образуя с ними мутабильные органо-минеральные комплексы (Роде, 1937). Химический состав, степень подвижности и количество гумусовых кислот, поступающих в почву, превращаются тем самым в один из регуляторов хода элювиального процесса, существенно влияя на облик формирующейся коры выветривания. Наиболее ярко это проявляется в экваториальной зоне и влажных тропиках, где гумусовые кислоты образуются в больших количествах и в особенно подвижных формах. Здесь почвы столь постепенно переходят в почти одинаковые с ними по облику и окраске нижележащие части элювиального профиля, что их вообще трудно бывает отграничить от последних. Неудивительно поэтому, что многие почвоведы, изучающие почвы тропических стран, просто отождествляют их с корой выветривания в целом (Vageler, 1938), ибо в этой обстановке почва резче всего выступает именно как самая верхняя зона коры выветривания, хотя то же самое можно с полным правом сказать и о всех почвах вообще.

И, однако, несмотря на столь тесное органическое единство развитие почв есть в то же самое время весьма своеобразный процесс, во многом противопоставляющийся развитию более глубоких частей коры выветривания.

Почва непосредственно соприкасается с атмосферой, и на нее в первую очередь воздействуют все неорганические агенты выветривания, деятельность которых именно в ее пределах проявляется особенно резко. Еще более важно, однако, то, что она служит субстратом растительного покрова суши и местообитанием многочисленных почвенных микроорганизмов — бактерий и низших грибов, живущих за счет разложения растительных остатков. Огромная биохимическая активность всех этих форм жизни и большие внутренние запасы потенциальной химической энергии, реализуемые в ходе распада и преобразования обогащающего почву органического вещества, еще более увеличивают интенсивность происходящего в ней выветривания и элювиальных процессов вообще. Это определяет относительно очень большую скорость развития почвы,

резко опережающей развитие более глубоких зон коры выветривания. Если для формирования достаточно мощного и полно дифференцированного элювиального профиля, взятого в целом, требуются в зависимости от обстановки многие десятки, сотни тысячелетий или даже миллионы лет, то почва приобретает наиболее характерные черты своей морфологии уже за одно-два столетия, а вполне «зрелого» облика достигает в сроки, измеряемые не более, чем двумя — пятью тысячелетиями. Особенно резко сказывается это различие там, где элювиальный процесс в целом протекает наиболее медленно. Так обстоит дело уже в областях суши с гумидным умеренным климатом, где почва в течение геологически обозримых отрезков времени остается обычно весьма четко морфологически обособленной от слабо развитых и мало выразительных подпочвенных частей коры выветривания, а чаще всего располагается прямо на почти неизмененных материнских породах. В семиаридном климате формирующаяся элювиальная толща почти никогда не подвергается сквозной «промывке» инфильтрующимися водами атмосферных осадков, а лишь периодически промачивается во влажные сезоны года на очень ограниченную глубину, соизмеримую с мощностью зоны почвообразования. Поэтому и развитие коры выветривания в подобной обстановке вообще бывает ограничено формированием только одного почвенного покрова или лишь только частично выходит за его пределы¹.

Уже указанные особенности почв превращают их развитие в самостоятельную составную часть сложного процесса развития коры выветривания. Однако особенно своеобразные черты, выделяющие его как особую категорию явлений природы, почвообразованию придает характерный только для него биологический круговорот органического и минерального вещества.

Органическое вещество, продуцируемое растительным покровом суши, постоянно поступает в почву при отмирании наземных частей и корневой системы растений. Для большинства типов почв его ежегодный приход, в пересчете на 1 га площади, измеряется многими тоннами. Из всей этой массы большая часть сравнительно быстро разлагается на поверхности и внутри почвы до воды, углекислоты, аммиака и простейших органических и минеральных кислот. Другая, меньшая, часть преобразуется в комплекс относительно более стойких веществ, получивший общее название перегной или гумуса, запас которого расходуется уже более медленно. Большая часть гумуса также разрушается в самой почве путем окисления и в ходе биохимического распада, существеннейшей частью которого является усвоение питательных компонентов гумуса корневой системой растений. Тем самым основной круговорот органического вещества завершается в пределах самой почвы, протекая в виде обмена между нею и атмосферой, из которой растения черпают для построения своего тела такие важные элементы, как углерод и азот, а в конечном счете и всю необходимую им воду. Только относительно небольшая часть гумуса в форме подвижных гумусовых кислот выносятся в подпочвенные зоны коры выветривания в виде сильно разбавленных растворов².

¹ Во многом, несомненно, именно указанные обстоятельства определили, что почвоведение в его современной форме зародилось и развилось в России. Несмотря на все разнообразие климатов ее обширной территории, они в подавляющем большинстве являются умеренными и достаточно континентальными. Это обуславливает четкую морфологическую обособленность почв, ясно подчеркивающую их своеобразие как особой категории геологических образований. В этом отношении страны умеренного пояса существенно отличаются от гумидных областей тропической и экваториальной зон, где, как мы указывали, почва несравненно более тесно связана со всем профилем мощных кор химического выветривания.

² В этой связи уместно обратить внимание на то, что содержание гумуса в почве соответствует лишь относительному динамическому равновесию между приходом и расходом органического вещества, установившемуся в ходе его постоянно возобновляю-

С этим круговоротом органического вещества тесно связан и сопровождающий его биологический круговорот целого ряда элементов, извлекаемых корневой системой растений из минеральной массы почвы и входящих в состав их золы. Среди длинного ряда подобных «зольных» элементов на первом месте стоят Ca, K, Mg, Na, Si, P, Al, Fe, S. По подсчетам почвоведов (Ремезов, Смирнова и Быкова, 1949; Парфенова и Ярилова, 1956, и др.), различные растительные сообщества ежегодно извлекают и вновь возвращают в почву вместе с опадом отмирающих наземных частей от 80 до 620 кг окисей этих элементов на 1 га площади. При этом, черпая из нижних частей почвенного профиля, растения переносят их в поверхностные его горизонты, т. е. создают поток миграции, встречный по отношению к господствующему в коре выветривания направлению переноса сверху вниз, в сторону движения инфильтрующихся вод атмосферных осадков.

Следует оговориться, что восходящая миграция подвижных продуктов выветривания может иногда осуществляться в самых верхних частях элювиальной толщи и без участия растительности. Речь идет о компенсационном поднятии растворов по капиллярным порам, а отчасти и в форме пленочной воды при испарении влаги с поверхности. Но первый из этих двух случаев восходящего движения приобретает значение постоянно идущего процесса только там, где грунтовые воды располагаются очень близко к поверхности, т. е. почти исключительно в заболоченных или занятых солончаками низинах, занимающих в большинстве областей суши лишь очень небольшую часть площади. Да и элювиальный процесс теряет в этих условиях свои типичные черты в связи с затрудненностью поступления с поверхности под уровень грунтовых вод кислорода и вообще всех наиболее активных агентов химического выветривания. В более же обычной обстановке капиллярное поднятие растворов возможно только как временное явление при просыхании почвы после сезонов усиленного увлажнения, во время которых неизбежно вновь наступает господствующее нисходящее движение. Поэтому восходящая миграция заметно не сказывается на развитии элювиального профиля. В еще большей степени это касается крайне медленного и весьма малоэффективного перемещения пленочной влаги, имеющего существенное значение только в образовании тонких корочек пустынного загара на скалах в резко аридной обстановке, роль которых в составе элювиальных образований ничтожна.

Таким образом, встречная восходящая биологическая миграция действительно очень ярко выделяет почвообразование как своеобразную составную часть процесса формирования коры выветривания. Особенно заметно она сказывается на судьбе наиболее легко подвижных щелочных и щелочноземельных элементов, быстрее всего выносимых из толщи элювия. Исключительно только этим путем заметные их количества задерживаются даже в почвах гумидных областей, где элювиальный покров лучше всего промывается и отщипывается наибольшей «разложенностью»

шегоса круговорота. Поэтому, хотя степень гумусности и является одним из важных типоморфных признаков почв, но сама по себе она еще не дает представления о действительном участии органического вещества в данном типе почвообразования. В качестве примера приведем следующую грубую оценку. В лесных подзолистых почвах умеренного пояса содержание гумуса даже в верхних частях профиля (горизонт A₁) обычно не превышает 2—3% по весу. Его валовое количество в метровом слое, по данным И. В. Тюрина (1949), можно оценить в 100—200 т/га. Ежегодно только за счет спада наземных частей лесной растительности на поверхность этих почв поступает до 4—6 т органического вещества на 1 га. Допустим даже, что 2/3 этой массы разлагается, не проникнув в почву, и лишь 1/3 поступает в ее толщу. Если принять 3—5 тысячелетий за наиболее вероятный срок достижения подзолистой почвой вполне зрелой стадии развития, то в течение этого времени на поверхность почвы поступит что-то около 4—10 тыс. т/га органических веществ и лишь 100—200 т/га, т. е. не более 1—5%, из них сохранится в виде гумуса в самой почве.

и резко выраженной кислотностью. Но встречная биологическая миграция отчетливо сказывается и на гораздо менее подвижных соединениях, в частности на полуторных окислах и кремнеземе. В отношении последнего очень интересны, например, данные, приведенные в литературе для подзолистых почв еловых лесов таежной зоны (Крылов, 1873; Новоросова, 1951; Парфенова, 1956). Эти данные показывают, что опад еловой хвои, зола которой особенно богата SiO_2 , обуславливает ежегодно привнос значительных ее масс в верхние горизонты почвенного профиля¹. Что касается миграции таких элементов, как Р, минеральные соединения которых, встречающиеся в коре выветривания, отличаются очень малой растворимостью, то она и вообще почти целиком обусловлена именно деятельностью растений. Это относится и ко многим из так называемых «малых», или рассеянных, элементов, так как растения обладают способностью избирательного извлечения из субстрата необходимых им веществ, даже содержащихся в ничтожных количествах.

Значительная часть минерального вещества, вовлеченного в поток биологической миграции, возвращаясь в почву, опять извлекается из нее растениями, непрерывно участвуя в последовательных циклах возникающего таким образом кругооборота. Этот последний, конечно, не является вполне замкнутым. Некоторая доля вещества постоянно выпадает из него, выносясь инфильтрующимися осадками в подпочвенные горизонты и в грунтовые воды, а взамен в него включаются новые порции, извлекаемые заново из минерального субстрата. Степень этого обновления вещества зависит от климатической обстановки. При относительно сухом климате для почв характерен так называемый непромывной водный режим, при котором элювиальный покров периодически промачивается только до ограниченной глубины, а затем проникшая в него влага испаряется обратно в атмосферу. В подобных условиях затруднен, а то и вовсе невозможен вынос из почвы даже достаточно подвижных веществ. В гумидном климате, наоборот, типичен более или менее постоянный промывной режим, когда сквозной ток просачивающейся воды выносит в грунтовые воды не только легко растворимые, но и часть мало подвижных продуктов выветривания, включая полуторные окислы, а иногда и кремнезем. В этих случаях биологический круговорот оказывается наименее замкнутым. Но даже и тогда он сохраняет характер достаточно четко выраженной циркуляции, имеющей вполне самостоятельное значение.

Прежде всего участвующее в циркуляции минеральное вещество в подавляющей своей части мобилизуется за счет внутренних ресурсов самой почвы. Правда, некоторая его доля черпается наиболее глубоко внедрившимися корнями и из более низких, подпочвенных, горизонтов.

¹ Оподзоливание северных лесных почв, вообще говоря, является результатом чисто элювиального процесса вымывания из верхних их горизонтов всех оснований, включая и полуторные окислы, протекающего в условиях резко кислой среды и интенсивной промывки водами атмосферных осадков. В результате в верхнем элювиальном горизонте почвенного профиля происходит накопление кремнезема, главным образом в виде остаточного кварца, а полуторные окислы вымываются в нижележащий иллювиальный горизонт. Природа подзолообразования в настоящее время подробно выяснена, особенно обстоятельными исследованиями А. А. Роде (1937). Но в описываемом случае особенно сильное развитие подзолистых горизонтов, видимо, связано все же и с их обогащением вторичным биогенным кремнеземом. Действительно, содержание SiO_2 в золе еловой хвои составляет 20,09—44,32%. Л. Е. Новоросова подсчитала, что за 1000 лет опад хвои поставляет на 1 га площади елового леса 53—64 т SiO_2 . Принимая за 10 см среднюю суммарную мощность гумусового и подзолистого горизонтов ($A_1 + A_2$) в почвах, типичных для этого рода растительных ассоциаций, она вычислила, что за указанный срок приход SiO_2 должен достигнуть 4,4—5,4% от общего веса минеральной массы обоих горизонтов. Фактически же в подзолистом горизонте A_2 еловых лесов превышение содержания SiO_2 над ее содержанием в материнских породах как раз и определяется цифрой около 5%.

Но даже в лесу подобные корни единичны, основная же масса корневой системы всегда сосредоточена в самом верхнем слое мощностью всего в 0,5—1 м. Далее надо учесть, что эта корневая система образует весьма густую сеть, служащую своего рода фильтром, который затрудняет утечку из почвы необходимых растениям минеральных веществ, перехватывая их из почвенных растворов. Поэтому значительная часть даже достаточно легко подвижных соединений успевает многократно выпадать из него.

Биологический круговорот вещества создает как бы частичную внутреннюю геохимическую автономию почвы. Именно эта автономия вместе с общей ускоренностью элювиального процесса, отмеченной нами выше, и является признаком, наиболее четко противопоставляющим почву более глубоким зонам коры выветривания (рис. 2). У разных типов почв и на разных стадиях их развития эти особенности выражены неодинаково резко, и поэтому сами эти почвы неодинаково ярко обособляются морфологически в составе элювиального профиля.

Наиболее типичными и наиболее нормально развивающимися следует считать так называемые автоморфные или элювиальные почвы, формирующиеся в условиях относительно глубокого залегания грунтовых вод. Они характеризуются достаточно свободным газообменом с атмосферой, обеспечивающим большую интенсивность биологических процессов и активный ход разложения и гумификации органического вещества. В то же время в этих почвах возможно как беспрепятственное нисходящее движение продуктов выветривания и органических соединений с инфильтрующимися осадками, так и сравнительно большая амплитуда восходящего биологического их перемещения по глубоко проникающей корневой системе. Тем самым создается благоприятная обстановка, с одной стороны, для нормального течения элювиального процесса как необходимой предпосылки почвообразования, с другой стороны, для наиболее полного проявления биологического круговорота вещества. К этой группе относится большинство почв земного шара, и она является главным объектом почвоведения. Ее мы и будем иметь в виду в дальнейшем.

Гораздо менее типичны в этом отношении так называемые гидроморфные почвы, развивающиеся в условиях избыточного увлажнения за счет близко залегающих грунтовых вод и в течение всего или большей части года находящиеся в состоянии, близком к водонасыщенности. В этом случае значительная часть органических остатков вместе с входящими в их состав «зольными» элементами практически выпадает из участия в почвообразовании. В болотных почвах лесной зоны умеренного пояса (так называемые торфяно-глеевые почвы) они дают начало органическим торфянистым накоплениям. В солончаках степной зоны часть

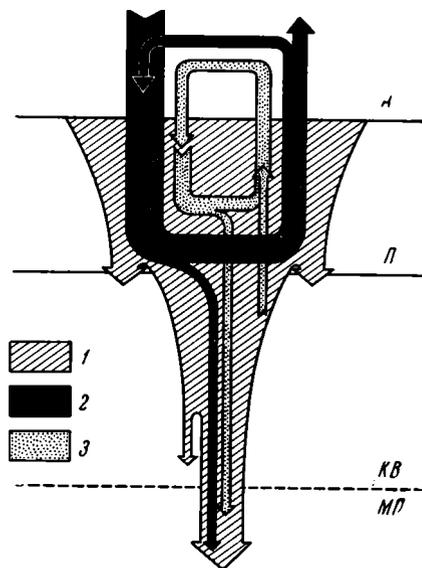


Рис. 2. Схема соотношения нисходящей миграции и биологического круговорота в почвенно-элювиальных процессах.

1 — поток нисходящей миграции минерального вещества; 2 — биологический круговорот органического вещества; 3 — биологический круговорот минерального вещества; А — атмосфера; П — почва; КВ — подпочвенные зоны коры выветривания; МП — материнские породы

органического вещества преобразуется в анаэробной обстановке в химически весьма инертные битумы. Корневая система растений в этих условиях является поверхностной и не вовлекает в сферу своего влияния значительной толщи грунта. В итоге биологический круговорот вещества оказывается неполным и незавершенным. Да и сами минеральные вещества черпаются растениями в значительной мере из водных растворов, приносимых грунтовыми водами со стороны и не являющимися непосредственным итогом выветривания и почвообразования, протекающего на месте формирования самой почвы. Поскольку, как нами уже указывалось, и элювиальный процесс в подобной обстановке в общем подавлен, то почвообразование теряет многие наиболее характерные свои черты. Этой группы почв мы поэтому не будем касаться вообще.

Первые этапы развития автоморфных или элювиальных почв протекают при решительном господстве собственно элювиального процесса, резко ускоренного биологическими и биохимическими факторами. В этот период их эволюции весьма быстро оформляются все наиболее характерные для данного почвенного типа морфологические черты почвенного профиля, дифференцирующегося на два основных генетических горизонта — элювиальный, или горизонт вымывания (А), и иллювиальный, или горизонт вмывания (В). Особенно четко выражена эта дифференциация профиля у почв умеренного климата и отчасти в почвах семиаридных областей тропиков. Это связано с тем, что, как уже указывалось выше, именно в данных климатических обстановках наиболее резко сказывается замедление элювиального процесса и характерной для него нисходящей миграции вещества при переходе от зоны почвообразования к подпочвенным частям коры выветривания. Как следствие здесь происходит задержка значительной части продуктов выветривания, а иногда и гумуса в иллювиальном горизонте, в котором возникают различного рода их накопления, часто в форме конкреций или даже сплошной цементации. Таковы железистые иллювиальные горизонты лесных подзолистых почв, карбонатные и карбонатно-сульфатные иллювиальные горизонты степных черноземных и каштановых почв и т. п. (рис. 3).

Вполне точных оценок скорости формирования хорошо развитых почвенных профилей не имеется. Больше всего надежных данных в этом отношении можно найти в почвоведческой литературе для подзолистых почв, хотя и по этому вопросу имеются некоторые разноречия. Так, Н. П. Ремезов (Ремезов, Смирнова и Быкова, 1949) указывает, что под еловым лесом подзолистый горизонт почвы, заново формирующейся на рыхлых песчано-глинистых материнских породах, становится отчетливо выраженным уже через 100 лет после начала ее образования, а вполне развитый профиль возникает в течение 200—300 лет. С другой стороны, О. Тамм (Иенни, 1948) для Северной Швеции приводит несколько иные данные. Он указывает случай, когда заметный подзолистый горизонт также возник через 100 лет после начала почвообразования, но срок, необходимый для развития полного профиля почвы, оценивает в 1000—1500 лет. Во всяком случае ясно, что для морфологической дифференциации почвы и появления всех ее характерных признаков требуются геологически ничтожные промежутки времени.

После начального периода быстрого развития почва достигает «зрелого» состояния, при котором дальнейшая эволюция ее профиля резко замедляется и уже приобретенные морфологические черты остаются почти неизменными в течение длительного, даже по геологическим масштабам, времени. В этом отношении крайне интересны сравнительные наблюдения над довольно надежно геологически датированными разновозрастными подзолистыми почвами Финляндии, приведенные В. Аальтоненом (Aaltonen, 1939). На рис. 4 мы воспроизводим иллюстрирующий их график. Из него ясно видно, что уже после 500-летнего срока профиль

этих почв достигает предельной мощности и далее больше не нарастает книзу. Эволюция почвы сводится затем лишь к все большему увеличению контрастности возникших ранее генетических горизонтов, границы между которыми по истечении 5000 лет, по-видимому, также занимают более или менее строго фиксированное положение. Все, что нам известно о подзолистых почвах вообще, показывает, что даже геологически наиболее древние из них лишь немногим превышают по мощности эти относительно молодые финляндские почвы и сохраняют примерно то же соотношение генетических горизонтов. Иными словами, в развитии почвы через 3—5 тысячелетий наступает состояние относительного динамического равновесия, когда почвообразовательный процесс в основном сводится к биологическому круговороту вещества, происходящему в более или менее постоянных границах и темпе, соответствующем данной растительно-климатической обстановке, а собственно элювиальное преобразование профиля уже почти не сказывается на его морфологии.

Как справедливо указал А. А. Роде (1947), эта закономерность, по-видимому, действительна и для всех автоморфных почв вообще. Не трудно обнаружить и причины, ее обуславливающие. На первой стадии почвообразования преобладает его собственно элювиальный компонент. В это время происходит интенсивное выветривание наименее стойких минералов и массовый вынос подвижных в данной обстановке веществ. Поскольку благодаря участию биологических и биохимических факторов элювиальный процесс в почве протекает весьма напряженно, то уже через сравнительно короткий срок запас наиболее подвижных и легко выветривающихся составных частей материнской породы резко уменьшается или даже полностью исчерпывается и дальнейшее ее элювиальное преобразование неизбежно должно прогрессивно замедляться. Это приводит и к ослаблению потока нисходящей миграции продуктов выветривания. Его интенсивность становится

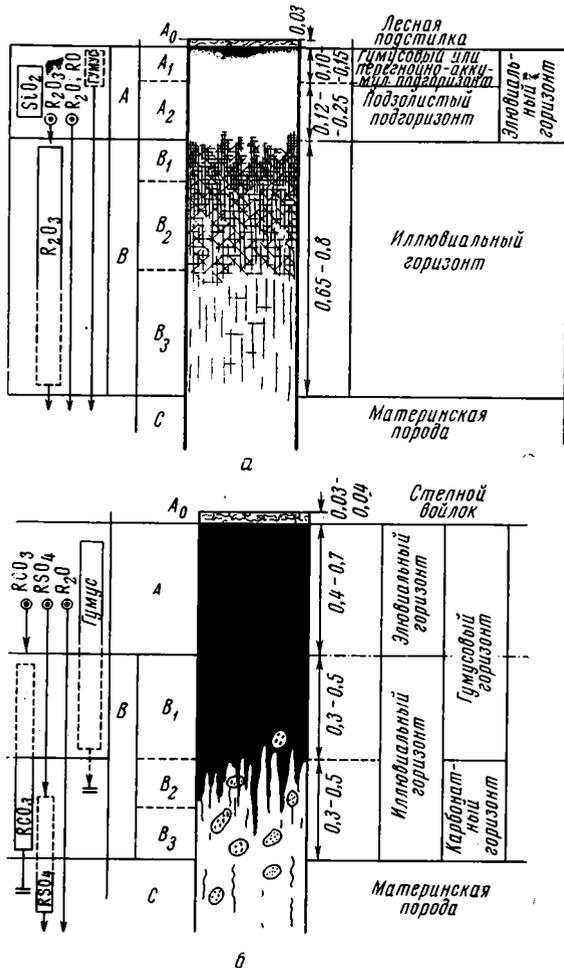


Рис. 3. Схемы строения профилей подзолистой (а) и черноземной (б) почв и нисходящей миграции гумуса и важнейших минеральных веществ при подзолистом и черноземном почвообразовании. В нижней части профиля черноземной почвы неправильными овалами показаны сечения ходов землероев (кратовины)

уже соизмеримой с интенсивностью установившегося в почве биологического круговорота вещества, выступающего теперь в качестве равноправного или даже ведущего компонента почвообразования. При этих условиях тип биологического круговорота вещества становится фактором, определяющим строение почвенного профиля. Морфология последнего и все характерные особенности состава и структуры генетических горизонтов, на которые он подразделяется, должны, очевидно, оставаться поэтому более или менее постоянными, пока растительно-климатическая обстановка сохраняется неизменной в своих наиболее существенных чертах ¹.

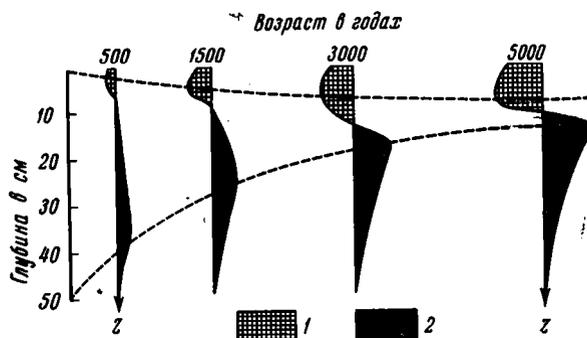


Рис. 4. Развитие горизонтов А (1) и В (2) в профиле подзолистого почвенного горизонта как функция времени, по Аальтомену и Маттсону (Йенни, 1948).

Верхняя пунктирная кривая обозначает положение наиболее глубоко выщелоченной части подзолистого горизонта. Нижняя пунктирная кривая обозначает уровень наибольшего обогащения вымытыми полуторными окислами в пределах иллювиального горизонта

Изложенные особенности почвообразовательного процесса делают, однако, даже вполне «зрелую» почву весьма подвижной физико-химической системой, чутко реагирующей на любые изменения климата и состава растительности. Эти изменения сразу вызывают существенную перестройку темпа и характера биологического круговорота органического и минерального вещества, а следовательно, и всего хода почвообразования. В итоге тип почвы очень быстро, геологически почти мгновенно, видоизменяется, приспосабливаясь к новым условиям, и всегда находится поэтому в более или менее строгом соответствии с ними. Случаи быстрой перестройки типа почвы, вызванной изменениями растительности и климата, хорошо освещены в почвоведческой литературе. Особенно это касается так называемой «деградации» черноземов, т. е. преобразования этих степных почв в почвы, в разной степени оподзоленные под влиянием поселения лесной растительности. Менее определенны, но все же достаточно убедительны и данные о возможности обратного процесса «проградации» лесных почв, приобретающих облик черноземов при смене лесных растительных ассоциаций степными. Сжатый, но довольно всесторонний обзор соответствующих исследований можно найти, например, в уже упоминавшейся работе А. А. Роде (1947). Не менее важным доказательством быстрого преобразования почв в соответствии с изменяю-

¹ Это, конечно, отнюдь не значит, что достигнув «зрелой» стадии, почвы перестают изменяться. Эволюция их, несомненно, продолжается, но столь медленными темпами, что для существенной перестройки профиля требуются сроки, чаще всего превышающие фактическую длительность развития, возможную геологически. Как правило, раньше, чем подобная перестройка успевает осуществиться, почва будет либо размыва или погребена под вновь образовавшимися отложениями, либо растительно-климатическая обстановка изменится.

щейся обстановкой служит и современная их география. Только этим можно объяснить то, что при сходстве климата и растительности всюду на земном шаре оказываются развитыми либо совершенно тождественные типы почв, либо типы, крайне близкие как по морфологическим признакам, так и по ходу процессов почвообразования. И это несмотря на весьма различный геологический возраст почвенного покрова разных областей суши и весьма резкие изменения климата, происходившие в течение четвертичного периода.

Подобная быстрая перестройка почв придает почвообразованию гораздо более отчетливо выраженные черты обратимости, чем те, которыми обладает весь процесс формирования коры выветривания в целом. Несмотря на отмеченные выше случаи частичного «попятного» развития, приспособление нижних, подпочвенных зон элювиальной толщи к изменяющейся климатической обстановке идет во много раз медленнее и никогда не является столь же полным и всесторонним. Чем к более глубоким горизонтам коры выветривания мы переходим, тем дольше и полнее сохраняет слагающий их элювий раз приобретенные признаки, тем он, если можно так выразиться, консервативнее. Благодаря этому почвенный покров иногда оказывается генетически чуждым нижележащей коре выветривания, особенности которой соответствуют порою уже давно минувшим климатическим условиям. Наиболее резко это сказывается тогда, когда почвы развиты на реликтах геологически очень древних кор выветривания. Примером могут служить современные степные почвы, возникшие на мезозойских и палеогеновых влажнотропических корах выветривания Южного Урала и Казахстана. Но с возможностью подобного, хотя и менее резко выраженного генетического несоответствия почв и подпочвенных частей элювиальной толщи необходимо считаться и при гораздо меньшем различии их геологического возраста, например при изучении толщ молодых антропогенных континентальных отложений. Каждый из присутствующих в них погребенных почвенных горизонтов отмечает перерыв в осадкообразовании. Но тип почвы всегда соответствует при этом климатической обстановке, существовавшей в заключительную фазу этого перерыва, непосредственно предшествующую началу накопления вышележащих слоев. И если перерыв был достаточно длительным, то об обстановке, господствовавшей в его более ранние фазы, можно получить иногда представление лишь по минералогическим особенностям подпочвенной части элювиальных образований, если она сохранилась в разрезе.

Изложенные выше своеобразные черты почвообразования заставляют рассматривать его не просто как составную часть элювиального процесса, но и как в значительной степени самостоятельную форму континентального гипергенеза. А соответственно и сами почвы приобретают значение особой группы элювиальных образований, противопоставляемой собственно элювию подпочвенных зон коры выветривания. Конечно, это противопоставление до известной степени условно и не во всех конкретных случаях может быть осуществимо достаточно четко и вполне категорично. Отчасти это касается упоминавшихся уже почв влажных тропиков, особенно тесно связанных со всем профилем нередко очень мощных кор выветривания. В несколько ином смысле условность разграничения почв и собственно элювия выявляется при изучении маломощных и недоразвитых элювиальных покровов.

Рыхлые или слабо сцементированные осадочные породы состоят, по преимуществу, из уже готовых переотложенных элювиальных продуктов, в том числе и достаточно подвижных. Большая пористость, а потому и относительно легкая проницаемость для воды вместе с указанными особенностями состава создают благоприятную обстановку для установления активной нисходящей миграции вещества, облегчая дифференци-

цию генетических горизонтов будущей почвы. В то же время эти породы и сами по себе представляют хороший субстрат для произрастания высшей растительности. Они также богаты необходимыми для питания растений минеральными соединениями в легко усвояемых формах. Это облегчает формирование обычных для данной климатической зоны растительных сообществ и установление нормального для них биологического круговорота веществ, охватывающего сразу достаточно мощную поверхностную часть толщи горных пород. В такой обстановке почвообразование быстро приобретает все свои характерные черты и за короткий срок возникает типичный профиль нормальной зональной автоморфной почвы, как это мы видели на примере новообразующихся подзолистых почв.

Иначе обстоит дело, если материнскими служат твердые скальные горные породы, в частности кристаллические. В условиях умеренного, а тем более холодного или достаточно аридного климата, когда элювиальный процесс протекает весьма замедленными темпами, для образования сколько-нибудь развитого рыхлого элювиального чехла требуются значительные отрезки времени. Между тем без его возникновения невозможна ни отчетливая дифференциация генетических горизонтов автоморфной почвы, ни поселение нормально развитых сообществ высших растений, а следовательно, и установление вполне законченного и типичного для данной зоны биологического круговорота веществ. Поэтому начальная фаза развития затягивается на очень длительный срок и характерные морфологические черты почвенного профиля остаются недоразвитыми или вовсе не возникают даже при сравнительно большом геологическом возрасте элювиального покрова. Подобные, так называемые «скелетные», обычно грубощебнистые почвы, по сути дела, нельзя считать еще почвами в строгом смысле слова и с одинаковым, если не с большим правом можно называть просто элювием. Да и сам процесс формирования такого зачаточного элювиального покрова по указанным причинам не обладает еще многими наиболее яркими отличительными чертами собственно почвообразования, в которое он переходит лишь медленно и постепенно. Особенно это касается тех случаев, когда высшая растительность остается очень бедной и щебнисто-глыбовый покров одет почти исключительно лишайниками, лишенными настоящей корневой системы и не вовлекающими в биологический круговорот вещество самой элювиальной толщи.

Чем беднее растительность, чем более поверхностной или слаборазвитой является ее корневая система, тем в меньшей степени можно говорить и о почвообразовании как таковом. Уже сероземы пустынной зоны и недоразвитые маломощные почвы тундры являются, по сути дела, лишь зачаточными почвами, «полупочвами», если можно так выразиться. В условиях же очень резко аридного или высоко арктического климата о почвообразовании и вообще говорить не приходится, а называть почвой развивающийся здесь элювиальный покров можно лишь в чисто обычном, а не в строго научном смысле.

СУБАЭРАЛЬНЫЙ ДИАГЕНЕЗ

В начале настоящей главы мы отметили, что изменения, претерпеваемые вновь образующимися континентальными осадками в субэральной обстановке, оцениваются разными исследователями неодинаково. Одни из них, рассматривая эти изменения как одну из форм преобразования осадков в горные породы, относят их к группе процессов диагенеза, хотя и отличающихся от диагенеза, испытываемого субаквальными отложениями, но играющих аналогичную им геологическую роль в истории формирования осадочных горных пород. Такой точки зрения держится М. С. Швецов (1958, 1960), который предложил для их обозначения тер-

мин «экзодиагенез», или «диагенез в поверхностных условиях». Другие исследователи вообще не считают возможным называть субаэральные преобразования осадков диагенезом. Такова точка зрения Н. М. Страхова (1960), подчеркивающего глубокие принципиальные отличия физико-химической сущности диагенеза субаквальных осадков от физико-химической сущности этих субаэральных преобразований. Они, по его мнению, «не имеют ничего общего с диагенезом», а «в точности отвечают выветриванию и почвообразованию». Поэтому и в истории формирования осадочных пород начальные фазы изменения континентальных осадков в субаэральной обстановке выделяются им в особую «стадию выветривания», отнюдь не заменяющую собою диагенез или отдельные его фазы, а «более или менее длительно приостанавливающую наступление диагенетической стадии». Последняя может начаться лишь после того, как осадки «будут перекрыты более или менее мощным пластом новых отложений, предохраняющим их от воздействия гипергенных агентов» (Страхов, 1960, стр. 82)¹.

Сравнивая обе изложенные точки зрения, необходимо прежде всего напомнить, что термином *диагенез* в геологии уже давно принято обозначать *всю совокупность процессов преобразования осадков в осадочные горные породы*. В этом смысле диагенез является таким же общим историко-геологическим понятием, как денудация вообще или осадконакопление вообще, объединяющие в этом широком смысле процессы, динамика и физико-химическая природа движущих факторов которых весьма разнообразны. В таком истолковании эти термины представляют собою лишь наименования одного из крупных звеньев длинной цепи событий, в которые минеральное вещество последовательно вовлекается на поверхности Земли под воздействием экзогенных геологических агентов:

«выветривание» → денудация и транспорт → осадконакопление → преобразование осадков в горные породы, т. е. *д и а г е н е з*.

При таком подходе к диагенезу должны быть перечислены, очевидно, любые послеседиментационные преобразования вновь образовавшихся осадков, в том числе и те, которые протекают в субаэральной обстановке.

И действительно, *по своему геологическому результату* эти преобразования есть не что иное, как превращение рыхлых или даже разжиженных первичных осадков в более или менее консолидированные *горные породы*, многие важнейшие признаки и свойства которых приобретены именно в *последседиментационную* стадию. Даже для геологически очень молодых чисто субаэральных отложений эти новоприобретенные признаки настолько ярки и столь многообразны, что часто определяют буквально весь их облик. К ним относятся общая связность и частичная цементация породы, агрегированность глинистых и алевритовых частиц, вертикальная трещиноватость и наличие вертикальных трубчатых макропор, кальцитовые и иного состава инкрустации по стенкам трещин и пор, различного рода конкреции — карбонатные, железистые и т. п., коллоидные выделения аутигенных глинистых минералов, разнообразные формы замещения первичных минералов осадка карбонатным или глинистым веществом и т. п. Большинство из этих признаков отнюдь не является эфемерным, но обладает значительной устойчивостью и длительно сохраняется после погребения под достаточно мощными толщами позднейших отложений, поддаваясь распознаванию даже после общей цементации и окаменения породы. Примером могут служить «каменные

¹ Следует отметить, что в данном случае Н. М. Страхов понимает гипергенез, видимо, как синоним «выветривания и почвообразования», т. е. в ограниченном смысле, не соответствующем, как мы видели, первоначальному толкованию А. Е. Ферсмана. Если следовать последнему, то, очевидно, и факторы субаквального диагенеза следует считать гипергенными агентами.

лёссы» и «окаменевшие суглинки», нередко встречающиеся среди ранне-антропогенных и неогеновых отложений. Мало того, многие из подобных признаков удастся обнаружить даже в еще более древних континентальных толщах мезозоя и палеозоя.

Все это показывает, что как бы ни называть субаэральное преобразование осадков — «экзодиагенезом», вслед за М. С. Швецовым, или «стадией выветривания», вслед за Н. М. Страховым, но с общей историко-геологической точки зрения, да и с точки зрения прямых литогенетических результатов оно не может рассматриваться иначе, чем в качестве одного из актов превращения континентальных осадков в горные породы, т. е. одной из форм или стадий их диагенеза. Поэтому приходится признать принципиально правильной позицию М. С. Швецова, хотя, конечно, этот субаэральная диагенез, как мы будем именовать его в дальнейшем, существенно отличается от субаквального диагенеза, за которым Н. М. Страхов только и признает право называться диагенезом.

Столь решительно исключая субаэральные преобразования осадков из круга процессов диагенеза, Н. М. Страхов допускает определенную непоследовательность с точки зрения своей собственной общей концепции осадочного процесса как планетарного явления. В самом деле, в данном случае он подходит к решению вопроса с чисто физико-химических позиций. В то же время к характеристике предшествующей диагенезу стадии в истории формирования осадочных пород — стадии седиментогенеза — он подходит с совершенно иной меркой. Под этим термином объединяются все формы осадконакопления, независимо от различий в их динамике и физико-химических особенностях. Между тем эти различия часто не менее глубоки, чем те, которые существуют между субаквальным и субаэральным диагенезом. В этом нетрудно убедиться, сравнив хотя бы такие процессы, как осаждение самосадочных солей из пересыщенных растворов пересоленных водоемов, чисто биогенное накопление рифовых известняков, образование пляжевых галечников зоны морского прибоя, отложение ледниковых морен, формирование щебнистых осыпей склонов или нарастание торфа в верховых и низовых болотах. Если к оценке сущности всех этих процессов подойти с чисто физико-химической точки зрения, то можно было бы, очевидно, найти гораздо больше оснований для их решительного противопоставления, чем для объединения в одну группу явлений. Седиментогенез как некое единство выступает перед нами лишь тогда, когда мы рассматриваем его как крупное естественное звено событий, составляющих геологическую историю формирования осадочных пород, и неизбежно включающее весьма разнородные по физико-химическим особенностям процессы и явления. Но в таком случае простая научная логика требует того же принципиального подхода и к выделению следующего диагенетического звена литогенеза. Уже только одно это обстоятельство делает чисто физико-химическую аргументацию в пользу исключения из его состава субаэральные формы преобразования осадков недостаточной и неубедительной даже в устах самого Н. М. Страхова. Ибо геологически и эти процессы и субаквальный диагенез занимают одинаковое рядовое положение в общей цепи событий литогенеза, относясь к одному и тому же послеседиментационному его звену и играя принципиально сходную роль в становлении тех свойств породы, которые отличают ее от осадка.

Если подойти к вопросу с той же историко-геологической точки зрения, то станет очевидной неправомочность простого отождествления субаэральная диагенеза с «выветриванием» (точнее с элювиальным процессом в нашем понимании) и почвообразованием. Конечно, в данном случае речь идет тоже о преобразованиях минерального вещества, протекающих в сфере непосредственного взаимодействия поверхностного покрова суши с атмосферой и наземной растительностью. Поскольку это

так, то вполне естественно, что в ходе этих преобразований участвуют примерно те же элементарные физико-химические и биохимические явления, что и в формировании элювия и почв. Ограничиваясь, как обычно делают, только констатацией этой стороны дела, действительно трудно увидеть в субаэральном диагенезе что-либо, кроме ослабленного и незавершенного проявления тех же самых «выветривания и почвообразования», которые просто не успевают заметным образом переработать непрерывно накапливающийся новый осадочный материал. При таком подходе упускают, однако, из вида, что осадкообразование вносит в процесс далеко не только чисто количественные изменения, но приводит к его качественной перестройке.

В принципе эта перестройка зависит от того, что при достаточной скорости осадконакопления инфильтрующиеся воды в состоянии вынести из новообразующихся слоев лишь малую часть тех подвижных продуктов выветривания, которые входят в их состав уже в готовом виде в ходе самой седиментации или успевают частично образоваться заново до погребения под следующими слоями. Постоянно происходящее вследствие аккумуляции осадочного материала повышение поверхности земли приводит также и к соответствующему повышению той нижней границы, которой достигает основная масса выносимых сверху подвижных продуктов. В итоге, несмотря на то, что в данном случае всегда в той или иной мере осуществляется нисходящая миграция вещества, не возникает характерной вертикальной зональности, свойственной коре выветривания. Наоборот, образуется довольно однородная осадочная толща, по всему разрезу которой более или менее равномерно распределены минеральные продукты, характерные для самых разных зон нормального элювиального или почвенного профиля. Это, во-первых, тормозит развитие процессов выветривания и, во-вторых, создает совершенно своеобразную обстановку сосуществования таких взаимно реакционноспособных веществ, которые в толще элювия обычно разобщены друг от друга. Таким образом, субаэральная диагенез характеризуется потерей наиболее ярких специфических черт элювиального процесса как такового. В еще большей степени это касается почвообразования. Осадконакопление прежде всего приводит к резкому изменению интенсивности биологических и биохимических процессов. Это связано с изреженностью растительного покрова в местах интенсивной субаэральной седиментации, с разбавлением органического вещества массой образующегося осадка, наконец, с быстрым захоронением растительных остатков, уменьшающим скорость их разложения и гумификации. Тем самым биохимический фактор даже в поверхностных слоях формирующейся толщи не играет уже роль существенного ускорителя выветривания и миграции его продуктов. В сочетании с непрерывным накоплением новых слоев осадка это исключает как возможность дифференциации генетических горизонтов почвы, так и возможность установления характерного для нее правительного биологического круговорота вещества. Иными словами, о почвообразовании в собственном смысле слова вряд ли можно вообще говорить при подобной обстановке, если не пользоваться этим термином в крайне широком и неопределенном смысле.

Таким образом, основной причиной, обуславливающей отличие субаэрального диагенеза от элювиального процесса и почвообразования, является *само осадконакопление*, на фоне которого развивается гипергенное преобразование вещества. Осадконакопление в данном случае нельзя рассматривать просто в качестве фактора, созидающего субстрат, на который затем накладываются почвенно-элювиальные процессы. Именно осадкообразование активно вмешивается в ход гипергенеза, существенно его перестраивая и придавая ему новые, качественно отличные черты. Эти отличия ясно бросаются в глаза каждому геологу, поскольку он

легко отличает собственно субаэральные отложения от тех настоящих почвенно-элювиальных горизонтов, которые заключены в их толще.

Совершенно естественно, что, будучи лишь одной из форм континентального гипергенеза, субаэральный диагенез не всегда одинаково ясно может быть отделен от элювиального процесса и почвообразования, с которыми он связан взаимопереходами. Там, где осадконакопление идет очень медленно, он теряет свои многие характерные черты, и образующиеся маломощные отложения приобретают большее или меньшее сходство с элювием или почвой. Так же точно неодинаково ярко выявляются его специфические черты и в разной климатической обстановке. Особенно выпукло они выступают в семиаридном климате, где гипергенное преобразование минерального вещества протекает в достаточно отчетливых формах, по нисходящая миграция его продуктов, являющаяся важнейшей предпосылкой элювиального процесса, выражена слабо из-за малого количества атмосферных осадков. Именно для этой обстановки характерно образование наиболее своеобразного типа субаэральных осадочных горных пород — лёссов и лёссовидных пород. Менее выпукло выражены индивидуальные черты субаэрального диагенеза в условиях гумидного, особенно тропического климата, где вынос подвижных продуктов из всех континентальных осадочных образований идет наиболее интенсивно. Именно в подобных условиях формировались, например, те глинистые отложения мезозоя и палеогена на Южном Урале и в Казахстане, которые часто именуется «переотложенной корой выветривания» и по своему составу и облику, действительно, очень сходны с настоящими элювиальными образованиями из одновозрастных кор химического выветривания. Надо, однако, подчеркнуть, что подобное сходство во многом зависит от того, что эти отложения состоят в значительной мере из уже переотложенных «остаточных» элювиальных продуктов, почти полностью выщелоченных и заранее лишенных наиболее легко подвижных и реакционноспособных компонентов. Поэтому ни элювиальные процессы, наложенные на них впоследствии, ни сингенетичный их накоплению субаэральный диагенез не могли оставить после себя достаточно ярких и легко распознаваемых черт.

К сожалению, явления субаэрального диагенеза специально до сих пор почти не изучались и поэтому пока невозможно дать вполне конкретную характеристику тех его специфических особенностей, которые наиболее четко противопоставляли бы его элювиальному процессу и почвообразанию. Пока на этот счет имеется лишь отрывочный и довольно случайный материал. Поэтому в настоящее время приходится ограничиться лишь принципиальной постановкой вопроса о необходимости выделения этой формы гипергенеза и противопоставления ее «выветриванию и почвообразанию», с которыми она обычно отождествляется. Подобное отождествление приводит к тому, что при генетическом и палеогеографическом истолковании признаков субаэральных отложений ограничиваются, как правило, простым подыскиванием аналогий в строении известных типов элювия или почв, основываясь на отдельных чертах сходства, нередко даже не действительного, а мнимого, и вовсе упуская из виду различия. Между тем вполне достоверно и однозначно решать этого рода вопросы можно только, зная сущность и причины тех специфических особенностей хода субаэрального преобразования осадков, которые превращают их в породы, отличные как от элювия, так и от почв.

Насколько важен подобный принципиальный подход к проблеме, показывает хотя бы следующий пример. Со времени известных работ Л. С. Берга (1916, 1947) широким распространением пользуется взгляд на то, что возникновение характерных особенностей лёссов и лёссовидных пород связано с «облёссованием» первичных осадков под влиянием «степного почвообразования». Немногие исследователи придерживаются

ныне первоначального взгляда на «облессование» как на целиком накопленный эпигенетический почвенно-элювиальный процесс, захватывающий толщу ранее образовавшихся отложений, хотя эту или близкую точку зрения до самого последнего времени все же развивают некоторые авторы (Самодуров, 1957; Минервин, Сергеев, 1964; Морозов, 1961). Для большинства кажется достаточно очевидным, что объяснить таким путем возникновение толщ лёссовидных пород в десятки метров мощностью невозможно уже просто в силу малой мощности зоны, охватываемой степным почвообразованием и обычно укладываемой в 0,5—1,5 м. Поэтому чаще всего имеется в виду почвообразование, шедшее параллельно с накоплением самого первичного осадка. Этой позиции держатся исследователи, разделяющие самые различные гипотезы образования лёсса, начиная с водно-ледниковой и кончая золовой (Обручев, 1948). При этом в качестве фактора «облессования» пытаются привлечь аналоги различных типов почвообразовательного процесса, чаще всего обращаясь либо к «перигляциальной» обстановке, либо к обстановке сухих степей и пустынь. Обычно, однако, подобные аналогии строятся или на весьма общих соображениях, или на привлечении довольно односторонне подобранных, а потому и не вполне убедительных фактов. Так, в одной из своих недавних работ И. П. Герасимов (1962) отождествляет «облессование» с сероземным процессом только на том основании, что микроструктура сероземов Средней Азии очень похожа на микроструктуру тех лёссов, на которых эти сероземы развиты. Подобный вывод явно слишком поспешен. Дело в том, что сероземные почвы пустынной зоны — это очень слабо развитые почвы, не изменяющие заметным образом ни состава, ни структуры материнской породы за исключением самой верхней и очень маломощной части почвенного профиля. Поэтому наблюдающаяся в них микроструктура с не меньшим основанием может рассматриваться как унаследованная от материнской лёссовой породы, а вовсе не как возникшая в итоге самого сероземного процесса.

Особенно интересны в этой связи исключительные по своей ценности наблюдения над современным процессом накопления и субэрального преобразования лёссовидного делювия, которые были произведены А. Г. Черняховским (1966) в некоторых районах зоны высокогорных степей Центрального Тянь-Шаня. Накопление делювия продолжается здесь и поныне, и его ход можно непосредственно наблюдать. Возраст большей части изученной его толщи, несомненно, очень молодой, поскольку в одном из пунктов удалось установить, что под делювием погребены развалины средневекового караван-сарая. Современные почвы носят черноземовидный облик и в тех местах, где успели развиться на молодом делювии, последний потерял в пределах их профиля свой лёссовидный облик. В местах же продолжающейся делювиальной аккумуляции почва практически отсутствует и растительность крайне чахлая и изреженная. Здесь поверхность покрыта корочкой свежего осадка, погребаящего кустики травы и покрытого густой сетью мелких трещинок высыхания.

Детальное изучение разреза современного делювия с подробным исследованием химического состава, минералогии и микроструктуры показало, что в возникновении его лёссовидного облика почвообразование вообще никакой роли не играло. Такие его признаки, как микроагрегаты глинисто-алевритовых частиц, наличие которых во многом определяет гранулометрию породы, в подавляющем своем большинстве генетически связаны еще с доседиментационной стадией, ибо перетолжены склоновым смывом из элювиального чехла вышележащей части склона, в составе которого они играют немаловажную роль. Остальные типично лёссовые признаки возникают под действием гидрокарбонатно-кальциевых вод поверхностного и временного грунтового стока уже на значительной глубине, куда процессы почвообразования не проникают. Здесь обра-

зуются кальцитовые инкрустации по порам, происходит образование более крупных агрегатов, сцементированных карбонатами, частичное разъедание и метасоматическое замещение карбонатом минералов основной массы, прежде всего кварца. В итоге порода приобретает облик, ничем существенным не отличающий ее от настоящего лёсса, если исключить только примесь грубых частиц. Конечно, эти наблюдения еще не дают возможности судить, в каком климатическом диапазоне может происходить подобный «лёссовый» тип субаэрального диагенеза и всегда ли он может быть объяснен влиянием поверхностного и грунтового стока гидрокарбонатно-кальциевых вод. Но ясно одно, что это именно субаэральный диагенез, т. е. процесс, отличный как от элювиогенеза, так и от почвообразования. Если ограничиться подысканием внешних аналогий с какими-либо из известных типов этих последних, то верно понять его сущность невозможно. Столь же целеустремленно проведенных исследований, специально касающихся вопросов субаэрального диагенеза, пока, к сожалению, указать невозможно. Ряд интересных данных по этому поводу содержится в некоторых работах и особенно в недавно завершённых исследованиях Н. В. Ренгартен и Н. А. Константиновой (1965) по фациально-минералогическому анализу четвертичной толщи юго-западной Украины и Молдавии и А. А. Лазаренко (1964), в монографии которого изложены некоторые данные по диагенезу пойменного аллювия рек Русской равнины. Из этих работ также ясно видно, что субаэральный диагенез нельзя отождествлять с «выветриванием и почвообразованием» и что он, несомненно, несет ряд своеобразных черт. Но полной картины процесса они не освещают, и в этом отношении необходимо сделать еще очень многое, чтобы можно было четко сформулировать его конкретные отличительные особенности, несомненно сильно варьирующие в зависимости от климатической обстановки, типа и скорости осадконакопления.

Подытоживая все сказанное, подчеркнем еще раз, что субаэральный диагенез отличается от элювиального процесса и почвообразования не столько по физико-химической сущности тех элементарных явлений преобразования вещества, из которых он складывается, сколько по иной *геологической обстановке*, в которой они протекают, связанной с параллельно идущим осадконакоплением. Те на первый взгляд чисто количественные отличия, которые при этом возникают в степени интенсивности, относительной роли этих элементарных явлений, а также в характере их комбинаций друг с другом, приводят к *качественно иному геологическому результату* процесса — к консолидации осадков и превращению их в новые субаэральные горные породы, резко отличные и от элювия и от почв. Иными словами, в основу выделения субаэрального диагенеза кладутся *историко-геологические* критерии, точно так, как они ставились нами в основу противопоставления разных форм континентальной денудации и аккумуляции. С нашей точки зрения подобный принципиальный подход в геологии является единственно правильными. Для того чтобы верно понять место и роль любых геологических процессов в геологической истории Земли и земной коры, а следовательно, чтобы правильно подойти к самому выделению и противопоставлению этих процессов, совершенно недостаточно знания одной лишь их динамики и физико-химической сущности движущих факторов. Для этого нужно прежде всего отчетливое представление о специфике их исторических результатов. Только при этом условии можно сознательно оценить *геологическое* значение тех различий между ними, которые с чисто физико-химической точки зрения представляются порою несущественными, и, наоборот, обнаружить черты сходства там, где с этой точки зрения их казалось бы меньше всего. Иными словами, только в этом случае можно понять их как *геологические процессы*, выражающие специфические *исторические* за-

кономерности развития Земли как сложной материальной системы, а не свести дело к выяснению одних лишь особенностей проявления общих законов физики и химии в данной конкретной обстановке. Мало того, сами эти физико-химические особенности при таком историческом подходе представляются нередко в существенно ином свете, поскольку внимание исследователя сосредоточивается на тех их сторонах, которые иначе ускользают из поля его зрения. Все это прямо относится и к противопоставлению субаэрального диагенеза элювиальному процессу и почвообразованию. Хотя он является формой континентального гипергенеза, связанной с обоими этими процессами взаимопереходами, но с историко-геологической точки зрения его все же следует относить к той же категории явлений, к которой относится и физико-химически отличный от него субаквальный диагенез. Впрочем, рассматривая проблему в указанном аспекте, можно убедиться, что и эти отличия, по существу говоря, далеко не столь абсолютны, как это рисуется Н. М. Страхову. Попытаемся разобраться в этом подробнее.

Н. М. Страхов (1953, 1960), следуя за Л. В. Пустоваловым (1940), рассматривает диагенез как процесс внутреннего «физико-химического уравнивания сложной и многокомпонентной системы реакционно-способных веществ в термодинамических условиях поверхности земной коры», в котором реализуются «внутренние противоречия в вещественном составе осадка». Движущим фактором является при этом «внутренняя энергия системы», запасы которой расходуются на «преобразования минералогической формы реакционноспособных веществ и их приспособление друг к другу». В итоге из физико-химической неуравновешенной системы, каковой является свежий осадок, возникает порода, представляющая собою уже «систему внутренне уравновешенную или чрезвычайно близкую к равновесию» (Страхов, 1960, стр. 79—81). С подобным толкованием в общем можно согласиться. Однако при этом нельзя забывать, что даже любой субаквальный осадок, в том числе и наименее водопроницаемый глинистый, конечно, не является совершенно замкнутой системой. Наоборот, сам Страхов совершенно справедливо указывает на один из существенных факторов диагенетического преобразования подводных отложений — на, как он выражается, «обмен веществ» между иловым раствором и толщей наддонной воды. Этот «обмен веществ», по крайней мере на ранних этапах диагенеза, может приводить к весьма радикальным изменениям в составе как иловых растворов, так и самого осадка, с которым они взаимодействуют. В частности, ему бывает обязательно обогащение илов сульфатами Са и особенно Mg, обеднение или даже полное исчезновение первоначально присутствующей биогенной SiO_2 . Если присоединить сюда диффузию O_2 из наддонной воды в осадок и обратную диффузию CO_2 , NH_3 , H_2S , CH_4 , Mn^{2+} , P, CaCO_3 , то становится очевидной явная, хотя и ограниченная связь внутренней среды осадка с внешней средой водной толщи водоема.

Но зависимость внутренней среды осадка от внешней не ограничивается только явлениями прямого «обмена веществ». Прежде всего от термического, солевого и газового режимов водоема зависит существование водных организмов, а тем самым степень обогащения осадка органическим веществом и степень развития населяющей его бактериальной флоры. А ведь именно эти факторы являются регуляторами таких важнейших для ранних этапов диагенеза преобразований вещества, как биогенное восстановление гидроокислов металлов с переменной валентностью, в первую очередь железа и марганца, и редукция сульфатов в сульфиды. От материнской среды водоема прямо наследуется и первичный солевой состав иловой воды, определяющий ход обменных реакций между нею и твердыми компонентами осадка, а следовательно, и многие черты ее дальнейшего метаморфизма. Несмотря на то, что, как совер-

шенно верно подчеркивает Н. М. Страхов, «осадкам свойственен свой особый «геохимический мир», резко отличный от мира наддонной воды, хотя и находящийся в ближайшем с ним соседстве» (1960, стр. 80), все же между этими двумя мирами имеются прямые коррелятивные зависимости, определяющиеся как непосредственным «обменом веществ» между ними, так и их исторической преемственностью. Отсюда следует, что, во-первых, физико-химические процессы, совершающиеся в осадке, можно считать процессами внутреннего физико-химического уравнивания только с некоторыми оговорками, ибо они не изолированы полностью от влияния внешней среды. Во-вторых, даже в той мере, в которой эти процессы действительно являются проявлением внутреннего уравнивания, сам ход последнего зависит от тех черт «геохимического мира» осадка, которые во многом определяются особенностями породившего его «геохимического мира» водоема.

Эти прямая и косвенная зависимости внутренней среды осадка от среды водоема определяют и влияние последней на ход диагенеза. Именно поэтому только в морских отложениях встречаются такие специфические диагенетические минералы, как глауконит, фосфориты, цеолиты, которые в пресноводных отложениях неизвестны. Конечно, несмотря на подобные различия субаквальный диагенез повсюду сохраняет общие черты, ибо диапазон возможных изменений свойств водной среды в большинстве случаев ограничен, и на первый план выступают ее общие свойства. Последние выражаются прежде всего в том, что это именно жидкая водная среда, изолирующая осадок от прямого взаимодействия с атмосферой, резко ограничивающая возможные амплитуды и частоту колебаний температуры, а также определяющая малую подвижность иловых растворов, пропитывающих осадок. В этом отношении она резко противопоставляется воздушной среде, не связанной с нею какими-либо взаимопереходами. Тем самым и субаэральный диагенез столь же резко отличается от субаквального¹.

И, однако, несмотря на всю глубину различий между субаэральным и субаквальным диагенезом можно обнаружить весьма существенные аналогии. Прежде всего субаэральные осадки также представляют собою, выражаясь словами Страхова, свой особый «геохимический мир», не менее резко отличный от находящегося в ближайшем с ним соседстве «геохимического мира» покрывающей их атмосферы, чем внутренняя среда субаквальных осадков от среды покрывающей их наддонной воды. В самом деле, атмосферный воздух, проникая в толщу осадка, заметным образом метаморфизуется. В нем резко падает содержание O_2 , сильно возрастает содержание CO_2 , появляются биогенные газы, меняется содержание водяного пара. В еще большей степени это касается воды. В атмосфере она присутствует только в парообразном, капельножидком и твердом состоянии — как снег и изморозь. В осадках все эти формы воды, конечно, тоже есть, но им присущи совершенно иные характеристики. Особенно это относится к жидкой воде, для которой можно выделить четыре принципиально различные формы существования. Первая из них — свободная гравитационная вода — постоянно присутствует только ниже зеркала грунтовых вод. Выше, в пределах зоны аэрации, она появляется исключительно во влажные сезоны года и то главным образом в областях с гумидным климатом. Здесь важнейшую роль фактора гипергенеза играют как раз совершенно не свойственные атмосфере формы воды — капиллярная, пленочная и гигроскопическая, физико-хи-

¹ Сказанному отнюдь не противоречит существование так называемых «полусубаэральных» или «субаэрально-субаквальных» отложений временных пересыхающих водоемов. Они попеременно находятся то в субаквальной, то в субаэральной обстановке, но какой-либо особой, постоянно существующей промежуточной «водно-воздушной» среды и в данном случае не существует.

мическая характеристика которых весьма своеобразна. Кроме того, все формы жидкой воды, взаимодействуя с осадком и содержащимся в нем органическим веществом, всегда в той или иной степени минерализуются, т. е. превращаются в растворы.

Таким образом, ни воздух, ни воду, проникающие в субаэральные осадки, нельзя рассматривать просто как внешние по отношению к ним агенты. Неизбежно метаморфизуясь, они превращаются в факторы внутренней среды, относясь к материнской для них атмосфере так же, как иловые растворы субаквальных осадков к материнской для них наддонной толще воды. И ход гипергенных преобразований, совершающихся в субаэральных осадках, является прежде всего выражением свойств именно этой их внутренней среды, зависящей от среды внешней, но в то же время и коренным образом от нее отличающейся.

Конечно, субаэральные осадки являются гораздо более открытыми физико-химическими системами, чем осадки субаквальные. Это выражается в несравненно более свободном газо- и водообмене между ними, с одной стороны, атмосферой и нижележащими частями земной коры — с другой. Он не сводится в данном случае только к отжиманию илового раствора при гравитационном уплотнении осадка и диффузии газов и растворенных веществ. Толщи субаэральных осадков в определенных условиях могут превращаться в арену транзитного тока просачивающихся атмосферных, почвенных и грунтовых вод. В связи с этим процессы выноса и привноса вещества действительно приобретают иногда большое значение в истории их развития. Н. М. Страхов справедливо указывает на это обстоятельство, которое нельзя, однако, переоценивать при сравнении субаэрального и субаквального диагенеза.

Выше указывалось, что осадконакопление само по себе резко ослабляет вынос подвижных продуктов, сводя его даже в условиях влажного климата в значительной мере к перераспределению вещества в самой толще образующихся субаэральных отложений. Особенно следует подчеркнуть в этой связи значительную неоднородность фильтрационных свойств мелкозернистых глинисто-алевролитовых разностей осадков, связанную с их неравномерной пористостью и с всегда имеющей место агрегированностью тонких частиц. В тончайших порах агрегатов последних практически может присутствовать только пленочная и частично капиллярная вода, почти не участвующая в общем процессе гравитационной фильтрации. В еще большей степени это касается семиаридной, а тем более аридной обстановок, в которых грунтовые воды отделены от капиллярно подвешенных временных почвенных вод так называемой «мертвой зоной», где вертикальное передвижение воды почти невозможно, так как она находится исключительно в виде пара, гигроскопической и отчасти пленочной влаги. Сквозная фильтрация атмосферных вод через эту мертвую зону может осуществляться лишь частично и то только во влажные сезоны года, в отдельных разобщенных очагах или «потушках», главным образом под депрессиями мезо- и отчасти микро-рельефа. Гораздо более общее значение имеет боковая фильтрация грунтовых вод. Но и она может приводить к заметному выносу подвижных продуктов только во влажном климате, причем даже в этом случае вынос сопровождается частичным переотложением первичных составных частей осадка в самой его массе или привносом новых веществ, обуславливающих явления цементации, послонного ожелезнения, образования конкреций и т. п. Это еще в большей степени касается обычно сильно минерализованных почвенно-грунтовых вод семиаридных и аридных областей. Нейтральная или слабощелочная реакция этих вод делает слабо или вовсе неподвижными коллоиды полуторных окислов и гумуса и приводит к резкому подавлению процессов гидролиза силикатов, дающих основную массу подвижной SiO_2 . Поэтому в основном здесь переме-

щаются лишь легкорастворимые соли и карбонаты. Но при этом следует указать, что даже явления «засоления» осадков этими веществами, связанные по преимуществу с капиллярной каймой грунтовых вод и с капиллярно подвешенными верховодками, далеко не всегда являются итогом привноса растворимых веществ извне, из толщи коренных пород, особенно если имеется в виду «засоление» не хлоридное или сульфатное, а карбонатное. Уже в описанном выше случае образования лёссовидного делювия высокогорной зоны Тянь-Шаня (Черняховский, 1965) речь идет, собственно говоря, об обогащении осадков карбонатами, заимствованными склоновым стоком из того же самого элювиального чехла склона, смыв которого дал начало обломочной массе образующихся отложений. Иными словами, это уже не случай привноса совершенно чуждого осадку материала, а скорее раздельное осаждение его компонентов, приносимых водой почти одновременно, но различными способами из одного и того же источника. В еще большей степени сказанное относится к покровам субаэральных отложений, одевающим равнинные, слабо расчлененные эрозией пространства или водораздельные плато, например, к эоловым лёссам. В этой обстановке грунтовые воды формируются в основном за счет атмосферных осадков, выпадающих в пределах площади, на которой идет аккумуляция. Движение их очень медленное, особенно при мелкоземистом составе осадочной толщи, а минерализуются они при растворении компонентов этой толщи. Карбонатное и сульфатное засоление, в частности происхождение кальцитовых инкрустаций по порам и известковых конкреций, выражает в этом случае целиком чисто местное перераспределение первичных компонентов самой массы осадка.

Таким образом, процессы выноса первичных подвижных компонентов и привноса новых, совершенно чуждых осадку веществ, отнюдь не всегда являются господствующими факторами субаэрального преобразования континентальных отложений. Они становятся действительно ведущими лишь при прекращении аккумуляции, когда начинается элювиальное перерождение уже возникшей толщи. В ходе же накопления новых осадков как нисходящая фильтрация атмосферных вод, так и боковая фильтрация грунтовых и почвенных вод приводят в основном к перераспределению подвижных компонентов внутри самой толщи, а их вынос и привнос извне лишь осложняют это явление и могут поэтому рассматриваться как аналоги того «обмена веществ», который происходит и между субаквальными осадками и покрывающей их толщей надлонной воды. Правда, в данном случае этот «обмен» более активен, его баланс оказывается иногда более резко отрицательным или положительным, чем при субаквальном диагенезе, но всегда все же основная масса не только относительно инертных, но и подвижных реакционноспособных компонентов сохраняется в составе самого осадка.

Здесь следует заметить, что вообще степень подвижности и реакционной способности минеральных веществ вовсе не является их абсолютной характеристикой, а зависит от данной конкретной физико-химической обстановки и прежде всего от особенностей внутренней среды самого осадка как физико-химической системы. С этой точки зрения субаэральные осадки являются в целом менее подвижными системами, чем осадки субаквальные, всегда насыщенные водой. Но и в них взаимодействие между составными частями имеет место, даже выше уровня грунтовых вод, если только толща не абсолютно суха или не состоит целиком из химически инертных составных частей. Это взаимодействие выражается в самых разнообразных формах, в которых участвуют как твердая фаза осадка, так и содержащаяся в нем гравитационная, капиллярная, пленочная и гигроскопическая вода вместе с растворенными в ней веществами. Так же, как и сопровождающее его местное перераспределение вещества, это взаимодействие приводит к возникновению

ряда послеседиментационных изменений минералогии и структуры, которые, как уже подчеркивалось выше, в значительной части являются весьма стойкими и длительно сохраняются на последующих стадиях эволюции горной породы. Уже одного этого достаточно, чтобы утверждать, что и в ходе субаэрального диагенеза происходит некоторое внутреннее уравнивание осадка как физико-химической системы. Оно, конечно, является лишь относительным, соответствующим данным особенностям среды диагенеза, но это не меняет существа дела, ибо любое физико-химическое равновесие может соответствовать только определенным условиям среды. Важно другое: раз такого рода уравнивание имеет место и в его установлении, как мы пытались показать, факторы внутренней среды играют отнюдь не последнюю роль, то тем самым обнаруживаются достаточно далеко идущие аналогии между субаэральным и субаквальным диагенезом даже в области их общей физико-химической характеристики.

Итак, мы видим, что субаэральный диагенез нельзя сводить к воздействию на осадок только внешних по отношению к нему гипергенных агентов. Нельзя также согласиться с тем, что его основой является лишь вынос первичных, либо привнос чуждых осадку компонентов. Хотя эти процессы действительно играют в данном случае гораздо более важную роль, чем в субаквальном диагенезе, наряду с ними всегда имеют место и явления взаимодействия между первичными компонентами твердой фазы и обменные реакции между ними и грунтовыми растворами. Эти явления отражают прежде всего специфические свойства внутренней среды осадка и, несомненно, направлены в сторону увеличения степени его равновесности как физико-химической системы. В них и заключается та важнейшая черта субаэрального диагенеза, которая придает ему значение процесса, ведущего к преобразованию осадков в породы, рассматриваемые и нами, в полном согласии с Н. М. Страховым, как относительно более внутренне уравновешенные системы¹.

Однако верно оценить эту сторону субаэрального диагенеза можно только, подойдя к его выделению с историко-геологических позиций и именно с этой точки зрения рассматривая его общую физико-химическую характеристику. Только тогда становятся достаточно ясными сходства и отличия, существующие между ним и такими формами гипергенеза, как элювиальный процесс и почвообразование, с одной стороны, и субаквальным диагенезом, с другой стороны, сравниваемыми как геологические, а не только как физические и химические явления.

ГРАНИЦЫ И ОБЪЕМ ЭЛЮВИАЛЬНОГО РЯДА КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОСАДОЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Выше уже неоднократно подчеркивалось, что *собственно элювиальными* можно считать лишь те осадочные образования, которые состоят из топографически не смещенных продуктов гипергенного преобразования материнских горных пород и слагают кору выветривания, включая

¹ Это основная причина, почему мы не считаем возможным использовать предложенный М. С. Шведовым (1958) термин «экзодиагенез». Он невольно наводит на мысль о том, что имеется в виду преобразование осадка под влиянием внешних, экзогенных по отношению к осадку факторов, в отличие об субаквального диагенеза, по концепции Страхова, осуществляющегося под влиянием факторов внутренней среды, который может поэтому быть назван «эндогенезом». Однако, как мы стремились показать, подобное противопоставление является результатом слишком односторонней оценки различий обоих явлений. Эндогенные по отношению к осадку факторы и в субаэральном диагенезе играют фактически весьма важную роль. Если же понимать «экзодиагенез» как синоним «диагенеза в поверхностных условиях», что соответствует толкованию самого М. С. Шведова, то это тем более неудачно, потому что условия дна водоемов тоже являются «поверхностными», ибо соответствуют поверхности литосферы, а отнюдь не ее недрам.

почву как ее составную часть. Эти *непереотложенные* осадочные образования резко противопоставляются всему сложному комплексу остальных *переотложенных* осадочных образований суши или *континентальным отложениям* в собственном смысле слова. Подобное своеобразие элювиальных образований казалось бы делает вопрос о границах и объеме элювиального ряда предельно ясным. В самом деле, любые накопления осадочного материала, возникшего неэлювиальным путем или представляющего собой итог денудационной переработки элювиальных продуктов, очевидно, являются уже *отложениями* и не могут считаться ни элювием, ни почвой. Это противопоставление и послужило для нас основанием считать неправомерным термин «аккумулятивная кора выветривания». И, однако, подобный критерий остается вполне достаточным лишь до тех пор, пока мы рассматриваем элювиальные образования как определенную генетическую категорию осадочных горных пород. Иначе обстоит дело, когда мы переходим к выделению *элювиального парагенетического ряда*, понимаемого как *реально существующая естественная историко-генетическая группировка* осадочных образований в изложенном выше смысле. При этом условии задача существенно изменяется, ибо к ее решению нельзя уже подходить с одной только чисто литогенетической точки зрения.

В этой связи необходимо прежде всего остановиться на взаимоотношениях элювиального и непосредственно примыкающего к нему склонового парагенетического ряда. В природе граница между ненарушенным элювиальным покровом и склоновыми отложениями далеко не всегда четко выражена. Особенно это касается верхних, обычно выпуклых частей пологих склонов, где денудация ослаблена и эпизодически сменяется временной аккумуляцией, но ни та, ни другая не подавляют целиком элювиальных процессов и почвообразования. В этих условиях формируется маломощный и непостоянный рыхлый поверхностный чехол генетически довольно разнородных образований, среди которых можно различить по крайней мере три группы. К первой из них относятся образования, сохраняющие еще в основе элювиальную природу, особенно в нижней части, которая связана постепенным переходом с подстилающими материнскими породами и обнаруживает нормальные признаки строения элювиального или почвенного профиля. В то же время приповерхностная их часть оказывается в той или иной степени переработанной денудацией и переотложением. Примером могут служить, с одной стороны, так называемые «смытые» почвы, лишенные типично развитой гумусовой части, с другой стороны, свойственные более низким частям склона «намытые» почвы, у которых, наоборот, гумусовый горизонт аномально мощен и обладает часто признаками слоистости, указывающей на делювиальное переотложение¹. Вторую группу рассматриваемых поверхностных образований составляют целиком переотложенные, но маломощные и перемещенные лишь на очень незначительное расстояние накопления, потерявшие уже связь с исходными материнскими породами. В их составе наряду с более или менее перемытыми и сортированными продуктами склонового смыва часто значительную роль играют несортированные массы, смещенные процессами медленного движения грунта (пластичное и вязкое течение, так называемый «крип»). Эти последние сохраняют в своем облике и минералогии много общего с давшим им начало и располагающимся в непосредственном соседстве

¹ Мы не имеем при этом в виду чисто намывных гумусовых прослоев в толще делювия, лишенных всяких следов дифференциации на генетические почвенные горизонты. Это чисто делювиальные образования, хотя и возникшие за счет смыва почвенного покрова, но сами по себе не имеющие прямого отношения ни к почвам, ни к элювию.

элювием. К ним как раз наиболее подходит название «переотложенной коры выветривания» в понимании И. И. Гинзбурга (1957). Наконец третью группу образуют накопления подобного же рода продуктов самого ближнего переотложения, но испытавшие сингенетичную, а частью и эпигенетичную переработку почвенно-элювиальными процессами, которые захватывают часто не только всю их толщу, но порою и кровлю подстилающих коренных пород. Это уже подлинно переходные образования, которые даже с чисто литогенетической точки зрения невозможно безоговорочно отнести ни к собственно элювию, ни к собственно склоновым отложениям.

Относительная роль всех трех указанных групп образований в составе поверхностного чехла верхних частей пологих склонов может быть весьма различной. Все зависит от деталей морфологии поверхности, особенностей геологического строения склона и растительно-климатической обстановки, определяющей ход почвенно-элювиальных процессов и склоновой денудации. Но нередки случаи, когда все они развиты примерно одинаково, прихотливо чередуясь в соответствии с изменениями петрографического состава подстилающих пород и неровностями видимого и погребенного микрорельефа и будучи связанными друг с другом самыми постепенными переходами. Весь их комплекс в целом приходится в таком случае рассматривать как единый, практически не расчленимый чехол смешанных *элювиально-делювиальных* или *элювиально-солифлюкционных* образований, ибо он действительно образует цельный, хотя и гетерогенный естественный парагенез. Тем самым обособляется иногда достаточно широкая промежуточная полоса, одновременно и разделяющая и связывающая зону развития ненарушенного элювиального покрова приводораздельных пространств и зону устойчивой делювиальной или солифлюкционной аккумуляции оснований и нижних частей склонов, а там, где последняя отсутствует, непосредственно примыкающую к области пролювиальной и аллювиальной седиментации дна долин и горных подножий. Для понимания прсисхождения этого комплекса переходных образований одинаково важно как знание закономерностей почвенно-элювиальных процессов, так и выяснение закономерностей склоновой денудации и осадконакопления, в данном случае тесно переплетающихся как в пространстве, так и во времени и неотделимых друг от друга. И хотя роль подобных переходных образований в строении и формировании осадочного покрова суши сравнительно невелика, было бы ошибкой недооценивать их принципиальное значение для верного определения соотношения элювиального и склонового парагенетических рядов, и к одному и к другому из которых они имеют прямое отношение.

Несколько особое положение среди комплекса поверхностных накоплений рассмотренной переходной зоны занимают остаточные грубозернистые продукты избирательного смыва элювиального покрова склонов. На денудационных частях последних, особенно если они сложены несортированными обломочными или скальными породами, подобные остаточные продукты нередко образуют тонкий дресвянистый или щебнистый чехол, возникающий при выносе мелкоземистых компонентов элювия. Этого рода образования по существу генетически противоположны накоплениям продуктов ближнего переотложения элювия, так как состоят из топографически не смещенного остаточного материала. Поэтому иногда их не вполне правильно называют «элювиальными россыпями», ибо они часто действительно обогащены тяжелыми, в том числе практически полезными минералами. Между тем главная роль в их формировании принадлежит не элювиальному процессу как таковому, а склоновому смыву, одновременно приводящему к образованию в нижней части того же склона делювиальных отложений, с которыми эти остаточные

россыпи находятся в закономерной связи. Поэтому их гораздо правильнее рассматривать именно как своеобразную фацию делювия, как своего рода «отрицательный делювий», историко-генетические связи которого раскрываются полностью только в сочетании с настоящим «положительным» делювием. Вслед за В. В. Ламакиным (1943, 1944) этого рода остаточные «промытые» накопления рационально отнести к особой группе перлювиальных образований, или *перлювию*. Необходимо лишь оговориться, что перлювий в понимании Ламакина не следует считать особым генетическим типом отложений. Это лишь общее наименование группы, близко родственных *литогенетических* типов осадочных образований, если можно так выразиться группа «отрицательных осадков». Перлювиальные образования можно выделить не только в составе склоновых отложений, но и среди большинства генетических типов водного ряда. Особенно характерны они для аллювия, к перлювиальным фациям которого этот термин и был применен Ламакиным в первую очередь. Здесь к ним относятся уже не столько остаточные продукты размыва элювия, сколько продукты размыва коренных пород берегов и ложа реки. Скопления глыбово-щебнистого перлювиального материала очень типичны для эрозионных бечевников, порожистых участков и дна плёсовых ложбин русел на отрезках активного проявления донной и боковой эрозии. Здесь они входят такими же закономерными членами в состав фациального ряда аллювиальных отложений, как перлювий склонов в состав фациального ряда делювиальных образований. В то же время склоновый перлювий и связанные с ним «элювиальные», а точнее перлювиальные россыпи остаются одновременно и составной частью комплекса образований, занимающих переходное положение от склонового парагенетического ряда к элювиальному.

Итак, мы видим, что элювиальный и склоновый парагенетические ряды отнюдь не ограничены друг от друга столь резко, как можно было бы ожидать на основании глубокого принципиального отличия элювия и почв от всех переотложенных континентальных осадочных образований. Наоборот, оба эти ряда оказываются связанными в природе взаимными переходами, в пределах которых почвенно-элювиальные процессы как бы постепенно замещаются осадконакоплением в собственном смысле этого слова¹.

¹ В этой связи не бесполезно напомнить, что современное представление об элювии как категории геологических образований, решительно отличающихся от собственно осадков или отложений и образующих кору выветривания, исторически сложилось далеко не сразу. Автор термина «элювий» Г. А. Траутшольд, вводя его в науку в середине XIX в., понимал его еще весьма широко и неопределенно. Как особенно ясно видно из его речи в Петровской земледельческой и лесной Академии (1876, стр. 11 и след.), он пришел к выводу, что покровные образования России не имеют отношения к библейскому потопу, а потому и не должны называться «дилювием». Он указывал, что «библейский потоп, собственно „diluvium“, от которого геологический дилювий получил свое название, был не чем иным, как пресноводным наводнением, происшедшим от долговременных дождей», в то время как покровные образования России возникли в наземной обстановке. Кроме того, «„дилювий“ — название, для России совершенно не подходящее, тем более, что им обозначается образование наносной земли периода сравнительно короткого, тогда как известно, что эта наносная земля осаждалась в продолжение весьма длинных периодов», непрерывно с мелового, каменноугольного, девонского и даже «силурского», на морских отложениях которых покровные образования непосредственно залегают. По этой причине я уже давно предложил назвать наш «дилювий» «элювием». При этом Г. А. Траутшольд имел в виду, что «элювий» представляет собой итог «отмучивания» древних морских отложений дождевыми водами и вообще тех изменений, которые они претерпевали там, где с поверхности подвергались более или менее влиянию «атмосферных деятелей и большею частью превратились в суглинок». Иными словами, элювием он называл все субаэральные осадочные образования в целом. Более узкое понимание элювия как остаточных продуктов выветривания, слагающих кору выветривания, сложилось позже. Насколько мне известно, в русской литературе впервые четко оно было выражено С. Н. Никитиным (1883).

Еще более постепенным оказывается переход от почвенно-элювиальных процессов к собственно осадочным в случае поверхностного заболачивания грунтовыми и атмосферными водами и образования связанных с ним автохтонных низинных и верховых торфяников. Вскользь мы уже коснулись этого вопроса в связи с обсуждением места органогенных отложений в предложенной нами схеме классификации генетических типов. Теперь его следует рассмотреть подробнее, в той мере, как это необходимо для верного понимания объема элювиального парагенетического ряда.

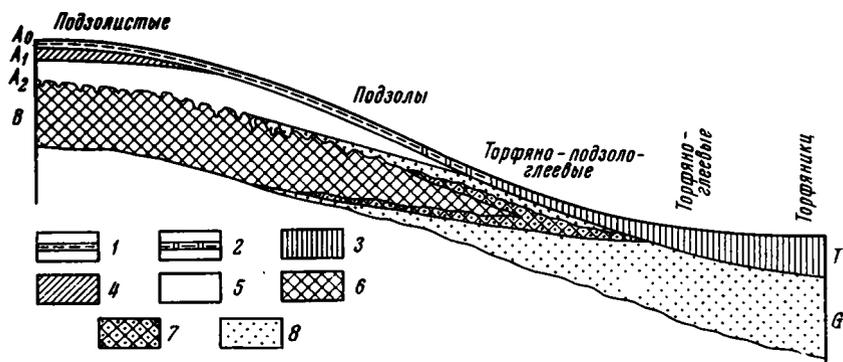


Рис. 5. Схема фациального замещения подзолистых почв торфяно-глеевыми и низинными автохтонными торфяниками.

1 — лесная подстилка (горизонт A_0); 2 — заторфованная дернина; 3 — торф (горизонт Т болотных почв); 4 — гумусовый горизонт (A_1); 5 — подзолистый горизонт (A_2); 6 — иллювиальный горизонт (В); 7 — оглеенный иллювиальный горизонт торфяно-подзола-глеевых почв; 8 — горизонт G болотных почв и торфяников и зоны оглеения в профиле подзолистых почв

Тесная взаимосвязь автохтонного торфонакопления и почвообразования особенно ясно выступает на примере низинных болот грунтового увлажнения, широко распространенных в зоне таежных лесов умеренного пояса. Здесь при движении вниз по пологим склонам к днищам заболоченных понижений происходит постепенная смена автоморфного почвообразования на гидроморфное, выражающаяся в характерном фациальном ряде замещающих друг друга почвенных типов (рис. 5). На повышенных участках местности в условиях относительно глубокого залегания грунтовых вод развиваются нормальные подзолистые почвы, которым свойствен «промывной» режим увлажнения. Беспрепятственно просачивающиеся через их толщу воды атмосферных осадков обуславливают активную нисходящую миграцию подвижных продуктов выветривания и гумуса, с чем связана четкая дифференциация почвенного профиля на элювиальный и иллювиальный горизонты. Из элювиального горизонта выносятся при этом все воднорастворимые соединения и гидраты полуторных окислов, легко пептизирующиеся благодаря кислой реакции среды. Из минеральных веществ здесь происходит поэтому концентрация одного лишь остаточного кремнезема, главным образом в виде кварца. Покрывающая почву лесная подстилка из опавшей хвои, листвы и веточек деревьев (горизонт A_0) постоянно увлажнена, и органическое вещество в ней энергично разлагается в основном под влиянием жизнедеятельности обильной флоры низших грибов. Образующийся здесь гумус отличается резко выраженными кислотными свойствами и в значительной мере состоит из слабо полимеризованных видов гумусовых веществ, известных под общим названием фульвокислот, легко переходящих в коллоидные растворы. Поэтому лишь незначительная часть

гумуса задерживается в самых верхних частях элювиального горизонта, давая начало слабоокрашенному в светло-серые тона гумусовому или перегнойно-аккумулятивному подгоризонту A_1 . Нижняя часть элювиального горизонта осветлена и напоминает по цвету и сложению печную золу. Этот бесплодный подзолистый подгоризонт (или горизонт) A_2 сменяется ниже сильно уплотненным иллювиальным горизонтом В, в который вымыты полуторные окислы Fe и отчасти Al, коагулирующие здесь благодаря близкой к нейтральной реакции среды (см. рис. 3). Поэтому горизонт В оказывается окрашенным в бурые или красновато-бурые тона, свойственные гидроокислам железа.

При движении вниз по склону вначале условия вертикальной промывки почвы улучшаются благодаря дополнительному питанию водой за счет поверхностного и внутрисочвенного стока с расположенного выше водосбора. В типичных случаях это приводит к смене обычных подзолистых почв на так называемые подзолы с особенно мощными горизонтом A_2 и практически полным отсутствием перегнойно-аккумулятивного горизонта A_1 . Однако при дальнейшем снижении местности инфильтрация поверхностных вод постепенно все более затрудняется по двум причинам.

Во-первых, зеркало грунтовых вод оказывается расположенным все ближе и ближе к поверхности земли и нижняя часть почвенного профиля сначала только во влажные сезоны года, а затем и на протяжении большей его части попадает в пределы их капиллярной каймы или даже в зону полного водонасыщения. Тем самым все больше и больше сокращается та его часть, в которой возможна нисходящая фильтрация. В то же время нижние части профиля лишаются свободного газообмена с атмосферой и в условиях резкого недостатка кислорода в них происходит частичное или полное восстановление окиси железа в закись, появлением которой обуславливаются зеленовато-серые окраски. Это явление, сопровождающееся часто также образованием мелких оолито-подобных железисто-марганцовистых бобовин, получило название оглеения.

Во-вторых, воды поверхностного стока, поступающие с верхней части пологого склона, в нижней его части, в силу ухудшения условий дренажа начинают застаиваться поверх уплотненного иллювиального горизонта В, играющего роль водоупора, напитывая вышележащую часть почвенного профиля в сезоны снеготаяния и выпадения дождей. Чем ниже по пологому склону, тем более резко выраженным и длительным становится это переувлажнение, постепенно приобретая черты сезонного поверхностного заболачивания. Вначале нижняя часть, а затем и весь элювиальный горизонт подвергаются оглеению; разложение растительных остатков, скапливающихся на поверхности почвы, замедляется, и они испытывают частичное оторфование. Лесная подстилка постепенно сменяется маломощным слоем заторфованного дерна, а затем и настоящего торфа.

В итоге всех этих изменений обстановки профиль почвы приобретает усложненное строение. Под поверхностным торфянистым горизонтом Т еще сохраняется подзолистый горизонт A_2 и сильно уменьшенный в мощности железистый иллювиальный горизонт В, обычно обнаруживающие признаки частичного оглеения, а ниже появляется дополнительный зеленовато-серый глеевый горизонт G. Подзолистые почвы и подзолы верхней части склона сменяются полуболотными торфяно-подзоло-глеевыми почвами.

В основании склонов и по окраинам заболоченного понижения зеркало грунтовых вод еще более приближается к поверхности, совпадая с нею во влажные сезоны года и лишь немного понижаясь в сухие, так что почва остается целиком в пределах зоны капиллярного поднятия.

Здесь нисходящая фильтрация поверхностных вод практически вообще невозможна. Заболачивание становится постоянным и охватывает уже всю толщу почвы, профиль которой вновь испытывает изменения. Элювиальный и иллювиальный горизонты исчезают, и увеличившийся в мощности торфянистый горизонт Т непосредственно налегает на глеевый горизонт G. От торфяно-подзола-глеевых почв мы переходим к настоящим болотным торфяно-глеевым почвам. Верхняя их часть слагается торфом, т. е. не представляет собою уже ни собственно почвенного, ни тем более элювиального образования. Это скорее маломощный покров органогенных отложений. Однако мы видим, что он связан постепенным фаціальным переходом с лесной подстилкой и гумусовым горизонтом нормальных подзолистых почв и может поэтому рассматриваться как их прямой историко-генетический аналог. Глеевый горизонт по условиям своего образования также сильно отличается от генетических горизонтов подзолистых почв, поскольку нисходящая фильтрация влаги играет ничтожную роль или вовсе не участвует в его формировании. Но он все же остается образованием элювиальным по своей природе, ибо сам процесс оглеения является лишь одной из разновидностей элювиального преобразования материнской породы в широком понимании этого термина. В то же время, оглеение тесно связано с торфообразованием, так как решающее значение среди его факторов имеет органическое вещество и прежде всего гумус, растворы которого диффундируют из торфяной покрывки в грунтовые воды, насыщающие почву. Иными словами, весь профиль торфяно-глеевой почвы представляет собою генетическое единство, в котором верхняя, аккумулятивная, и нижняя, элювиальная, части неразрывно связаны друг с другом.

Собственно торфяники, занимающие центральные части заболоченных низин, могут быть только условно отделены от торфяно-глеевых почв, отличаясь от них повышенной мощностью торфа и соответственно более интенсивным и глубоко проникающим оглеением подстилающих пород. Обычно граница между теми и другими проводится там, где торф становится настолько мощным, что корневая система растений как бы «повисает» в нем, теряя связь с минеральным субстратом. Тем самым продукты выветривания подстилающих горных пород перестают непосредственно вовлекаться растительностью в биологический круговорот вещества и, если только можно вообще говорить в этих условиях о почвообразовании, материнской породой для него становится уже сам торф. Надо, однако, сказать, что этот критерий достаточно условен. Во-первых, нарастание торфа происходит постепенно и поэтому торфяник не только фаціально связан с торфяно-глеевыми почвами по простиранию, но является и прямым историческим преемником болотного почвообразования. Во-вторых, подобно торфяному горизонту болотной почвы даже самый мощный автохтонный торфяник можно считать чисто аккумулятивным образованием только, если рассматривать отдельно саму торфяную залежь. Но, как мы подчеркивали, подстилающая ее зона оглеения неразрывно связана с этой залежью генетически. Иными словами, в составе торфяника всегда присутствует не только аккумулятивная, но и элювиальная часть, полностью гомологичная глеевому горизонту болотных почв. Подобно последнему она является, по сути дела, своеобразной формой коры выветривания, связывая, таким образом, торфяник с собственно элювиальными образованиями.

Аналогичные соотношения между почвообразованием и автохтонным торфонакоплением выявляются в случае верховых болот атмосферного питания, широко развитых в той же таежной зоне. Правда, при этом не наблюдается часто столь постепенного фаціального замещения нормальных подзолистых почв торфяно-глеевыми. Зато еще ярче выступает историко-генетическая связь подзолистого почвообразования и развития

торфяников. Очень часто поверхностное заболачивание плоских водораздельных пространств связано здесь с застыванием верховодки над водоупорным железистым иллювиальным горизонтом В и появлением в связи с этим покрова сфагновых мхов. Постепенно разрастаясь в виде огромной выпуклой подушки, они губят лес и дают начало моховому болоту. Таким образом, само происхождение этого рода торфяников заставляет рассматривать их в качестве закономерных членов парагенеза северных лесных почв.

Итак, хотя торфообразование является одной из форм органогенного осадконакопления и с чисто литогенетической точки зрения не имеет ничего общего с элювиальным преобразованием горных пород, но в обоих рассмотренных нами случаях оно совершенно постепенно замещает почвенно-элювиальные процессы в пространстве и во времени. При этом речь идет не просто о фациальном переходе, вообще говоря возможном и между совершенно чуждыми друг другу геологическими образованиями, а о глубокой генетической взаимосвязи двух явлений, обнаруживающейся несмотря на казалось бы коренные их различия. Автохтонные торфяники образованы топографически не смещенным материалом, возникшим заново на месте своего отложения за счет вещества, ассимилированного растениями. Таким образом, их положение по отношению ко всем остальным континентальным отложениям, состоящим из переотложенных продуктов разрушения горных пород, во многом аналогично положению элювиальных образований. Автохтонное торфонакопление выступает в этом отношении лишь как одна из сторон взаимодействия растительности с атмосферой и поверхностной частью земной коры, основным результатом которого является формирование почвенного покрова и коры выветривания. Мало того, автохтонное торфонакопление, как мы видели, невозможно оторвать от элювиальных процессов, развивающихся в тесной причинной связи с ним в подстилающей торфяную залежь зоне оглеения, которая составляет генетически нераздельную часть профиля торфяника. Иными словами, оно не только не отрицает элювиальные процессы, а скорее лишь осложняет и надстраивает эти последние. Поэтому несмотря на то, что автохтонные низинные и верховые торфяники, если их понимать только как залежи торфа, не могут быть названы ни почвами, ни тем более элювием, они настолько тесно связаны и генетически и исторически с развитием почвенно-элювиального покрова, что находят свое естественное место именно в составе элювиального парагенетического ряда.

ВОПРОСЫ КЛАССИФИКАЦИИ ЭЛЮВИАЛЬНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ЭЛЮВИАЛЬНОГО ПАРАГЕНЕТИЧЕСКОГО РЯДА

Переходя к вопросу о классификации собственно элювиальных образований, необходимо прежде всего уточнить содержание этой задачи в рамках учения о генетических типах. Выше, разбирая соотношение понятий кора выветривания, элювий и почва, мы указывали, что элювиальные образования, слагающие разные вертикальные зоны одного и того же элювиального или почвенного профиля, могут существенно различаться по составу. Характерные для них разновидности элювиальных горных пород, отличающиеся как минералогически, так и по особенностям своей текстуры и структуры, можно с полным правом рассматривать как особые *петрографические* или, точнее, *структурно-минералогические типы элювия*. Их изучение и классификация имеют известный интерес не только с петрографической, но и с генетической точки зрения. Мы уже старались показать, что их особенности связаны не только с петрографией материнских пород, но и с различием относительной роли

и конкретной формы проявления разных компонентов элювиального процесса, никогда не остающихся одинаковыми во всех зонах коры выветривания. К сожалению, сравнительное изучение последних под этим углом зрения пока еще не проведено в достаточной степени, хотя и является весьма полезным. Но, ставя эту цель, надо иметь в виду, что речь идет при этом не о выделении генетических типов элювия в собственном смысле слова. Структурно-минералогические его типы в указанном понимании являются не чем иным, как аналогами литогенетических типов осадков, выделяемых в составе любой толщи отложений одного и того же генетического типа. Подобно последним, они отличаются друг от друга конкретной динамикой формирования, находящей свое отражение в особенностях состава и сложения породы. Генетическим же типом в принятом нами понимании может считаться лишь закономерно построенный парагенез этих частных литогенетических или, что в данном случае одно и то же, структурно-минералогических типов элювия, т. е. весь почвенный или элювиальный профиль в целом, иными словами, тип почвы или коры выветривания. Таким образом, речь должна идти об элювии в широком смысле слова, как синониме коры выветривания в целом, а не просто общем названии группы слагающих ее элювиальных горных пород.

В свое время Б. Б. Полюнов (1934), исходя именно из такого понимания элювия, предложил различать три основных его типа, положив в основу наиболее крупные петрогенетические различия материнских горных пород. Он назвал ортоэлювием элювий «первичных», т. е. изверженных пород, параэлювием — элювий осадочных пород и неэлювием — элювий «наносов», т. е. новейших континентальных отложений. Это подразделение имеет свою рациональную основу, поскольку в общих чертах отражает некоторые специфические особенности субстрата коры выветривания. Изверженные горные породы сложены не измененными выветриванием магматическими минералами, в основном различными безводными силикатами и алюмосиликатами, осадочные породы состоят преимущественно уже из «готовых» переотложенных продуктов выветривания, в той или иной степени затронутых диагенезом, а «наносы» — это диагенетически почти не измененные скопления тех же продуктов выветривания. Для самого Полюнова подобное подразделение имело и более глубокий смысл, поскольку в понятие коры выветривания им включались также и все осадки и осадочные породы, рассматривавшиеся как ее аккумулятивный вариант. Соответственно, им была построена в достаточной степени искусственная схема трех «главных циклов», как он выразился, «распределения продуктов выветривания на суше» — циклов орто-, пара- и неэлювия, в которые, кроме самих этих типов элювия, были включены и «производные аккумуляции», т. е. возникшие за счет их переотложения «наносы» и хемогенные образования разного рода. Не углубляясь в критику этой схемы, укажем лишь, что для нас она вообще не имеет непосредственного интереса, поскольку все накопления переотложенных продуктов выветривания мы исключаем из числа элювиальных образований и коры выветривания. В таком случае орто-, пара- и неэлювий Полюнова превращаются просто в наименования петрогенных вариантов коры выветривания или, точнее говоря, групп ее петрогенных вариантов, отличающихся друг от друга лишь постольку, поскольку отличается петрографический состав исходных пород.

Надо прямо сказать, что даже с этой точки зрения подобная трехчленная схема не может быть признана удовлетворительной. В самом деле, например, аркозовые песчаники, т. е. осадочные породы, ни по минералогическому составу, ни часто даже по степени монолитности не отличаются принципиально от кислых изверженных пород. А поэтому и их «параэлювий», по существу говоря, ничем существенным не от-

личается от «ортоэлювия» на гранитах. Да и коры выветривания многих глинистых, но слабо метаморфизованных пород типа филлитов или серицитовых сланцев гораздо больше похожи на этот последний, чем, скажем, на элювий чисто карбонатных осадочных горных пород. С другой стороны, элювий гипербазитов и гранитоидов совершенно не похожи друг на друга, хотя и тот и другой попадают в группу «ортоэлювия». Что же касается «неоэлювия», то его отличие от элювия осадочных пород или «параэлювия» вообще остается неясным, если исключить разве то обстоятельство, что это обычно очень молодой, маломощный и попросту недоразвитый элювий. Поэтому, не исключая возможности применения терминологии Полынова, мы не склонны придавать ей большого значения. И если говорить о выделении петрогенных вариантов элювия как о возможной основе его классификации, то эта трехчленная схема должна быть коренным образом переработана и замещена новой. Ясно, однако, что и при этом условии петрогенные варианты не смогут рассматриваться как особые генетические типы. Их отличия, очевидно, имеют тот же самый смысл, что и различия между делювием, возникшим за счет разрушения гранитов, и делювием, образовавшимся за счет карбонатных и глинистых пород, или аллювиальными галечниками, состоящими из базальтов, и аллювиальными же кварцевыми песками. Это не что иное, как литологические разновидности одного и того же генетического типа.

Если следовать сформулированным нами общим принципам, то выделение генетических типов среди элювиальных образований должно основываться на противопоставлении таких их групп, которые четко различаются по своей глиптогенетической характеристике, иными словами, по таким особенностям процесса образования, которые выражаются в качественно различном воздействии на рельеф и в существенных отличиях самого способа формирования элювиальной толщи. Ближайший анализ вопроса показывает, что крайнее своеобразие элювиальных образований ограничивает возможности такого подхода к классификации.

Все элювиальные процессы, включая почвообразование, отличаются большой морфогенетической пассивностью. Конечно, это не значит, что они вовсе не сказываются в эволюции рельефа. В ходе формирования мощных кор химического выветривания, характерных для теплых и влажных климатических условий, из них выносятся значительные массы воднорастворимых и коллоидальных веществ, и этот вынос составляет существеннейшую составную часть химической денудации суши. Суммарный объем последней для современной геологической эпохи может быть оценен несколько более, чем в 27% от общего объема денудации континентов и составляет более 38% по отношению к объему механической денудации¹. Очевидно поэтому, что химическая денудация должна играть определенную роль в понижении поверхности суши, а следовательно, и в преобразовании ее рельефа наряду с денудацией механической. Однако было бы неправильным оценивать эту роль просто на основании одних приведенных суммарных относительных цифр, а тем более связывать ее целиком с элювиальными процессами. Значительную долю общего объема химической денудации составляет растворение минерального вещества горных пород подземными водами, которое, во-первых, не имеет прямого отношения к формированию коры выветривания и, во-вторых, почти не сказывается на рельефе, исключая только локально развивающиеся карстовые явления. Что касается выноса подвижных продуктов из коры выветривания как таковой, то он

¹ Мы исходим из данных Г. В. Лопатина (1950), оценивающего суммарный сток взвешенных наносов с площади земной суши в 12 696 млн. т/год, а сток растворенных наносов в 4868 млн. т/год.

иногда может приводить к заметному уменьшению объема минеральной массы, сопровождающемуся ее общим оседанием и деформацией, которую удается в некоторых случаях констатировать по разрывам и нарушениям пересекающих элювиальную толщу кварцевых жил, выветрелых аплитовых даек и т. п. Однако обычно потеря массы в значительной степени, а то и целиком компенсируется большим уменьшением плотности и увеличением пористости сильно гидратированных элювиальных образований по сравнению с исходными породами. В ряде случаев имеет место даже не уменьшение, а некоторое увеличение объема, например в случае набухания глинистого монтмориллонитового элювия. В итоге не происходит столь значительных изменений высотного положения земной поверхности, чтобы они могли вызвать принципиальную перестройку ее морфологии. Морфогенетические последствия элювиального процесса, как правило, почти не ощутимы. Только там, где охватываемый им субстрат неоднороден по составу и строению, могут возникнуть отдельные просадочные понижения (а иногда и бугры выпучивания), не превышающие обычно все же размеров форм микрорельефа¹.

Незначительность морфогенетического эффекта элювиальных процессов обуславливает то, что все элювиальные образования в основном лишь пассивно приспособляются в своем развитии и распространении к существующим формам рельефа. При переходе от водораздельных пространств к склонам и днищам депрессий, а тем более от одной вертикальной климатической зоны горных стран к другой элювиальный покров, конечно, испытывает более или менее значительные фациальные изменения, особенно ярко выражающиеся в смене почвенных типов. Но сколько бы значительными ни были эти изменения, они всегда являются следствием влияния уже сложившейся геоморфологической обстановки. Само формирование рыхлого элювиального покрова не выступает при этом в качестве активного фактора преобразования рельефа и может способствовать этому последнему почти исключительно в той мере, в какой оно облегчает поверхностную денудацию, играющую роль прямого антагониста элювиеобразования и почвообразования. Для многих типов элювия и почв геоморфологическая характеристика условий залегания весьма важна, и без нее нельзя верно понять ни их генезис, ни закономерности распространения. Однако подобная характеристика дает возможность оценить только особенности внешней обстановки, среды проявления процесса и отнюдь не отражает его специфической роли в морфогенезе суши, т. е. не дает права рассматривать данную конкретную разновидность элювиального процесса в качестве составной части какой-либо особой формы глиптогенеза. Иными словами, она не может служить и поводом для выделения особых генетических типов в принятом нами понимании.

Если с точки зрения морфогенетической характеристики все элювиальные образования оказываются, таким образом, весьма однородными, то с точки зрения динамики процессов формирования они могут, несомненно, гораздо более существенно отличаться друг от друга. В самом деле, сравним в этом отношении, например, недоразвитые щебнистые элювиальные покровы ультрааридных областей, элювий субполярной зоны и мощные коры химического выветривания влажных тропиков. В первом случае образование элювия происходит почти исключительно под влиянием физического, точнее говоря, термического выветривания,

¹ Здесь мы не имеем в виду широко распространенные просадочные формы, связанные с выщелачиванием существенно карбонатных пород, поскольку при этом речь идет уже о процессе, не являющемся по своей сути элювиальным. Это касается даже образования просадочных блуец на лёссах и лёссовидных породах, не говоря уже о крупных карстовых формах.

основными движущими факторами которого являются интенсивная инсоляция в дневные часы и сильное ночное охлаждение. Химическое преобразование минералов материнских пород выражено лишь в зачаточных формах, а нисходящая миграция его продуктов практически вовсе отсутствует. Поэтому щебнистый элювий ультрааридных областей можно с полным правом назвать *термофракционным элювием*. Субполярный элювий также слагает маломощные и недоразвитые коры выветривания, в возникновении которых важнейшую роль играют процессы физической дезинтеграции горных пород, но уже в иной форме морозного выветривания. Уже сама природа этого последнего обуславливает возникновение наряду с грубощебнистыми продуктами заметной массы мелкозема, в основном в форме тонких пылевидных частиц алевритовой размерности. К этому присоединяется влияние длительного переувлажнения сезонного слоя, границами которого собственно и определяется возможная мощность элювиального покрова. Хотя подстилающая его обычно зона вечномерзлых пород играет роль водоупора, препятствующего нисходящей миграции растворимых и коллоидных веществ, но обильное увлажнение, несмотря на низкие температуры, обуславливает возможность частичного проявления химического выветривания в форме гидратации слюд и хлоритов и даже образования некоторого количества глинистых минералов из группы гидрослюд. Однако наиболее своеобразными особенностями процесса в данном случае оказываются явления мерзлотного перемешивания и мерзлотной сортировки грунтовой массы, приводящие к возникновению каменных колец, «медальонов» и других форм так называемых «структурных почв», а также образование трещинных полигонов и связанных с ними ледяных жил. Все эти ярко бросающиеся в глаза особенности четко противопоставляют субполярный элювий всем другим его формам как особый тип *криогенного элювия*.

От обоих описанных типов резко отличается элювий мощных кор химического выветривания тропиков. В его образовании физическое выветривание, как мы видели, не играет никакой роли. Главными движущими факторами процесса здесь являются химическое выветривание и стимулирующая его нисходящая миграция подвижных продуктов, приводящая к их полному выносу или весьма значительному перераспределению внутри элювиальной толщи. Это в основном элювий *химического разложения*.

Итак, наиболее резко различающиеся формы элювия достаточно четко противопоставляются по динамике или, вернее, по физико-химическим особенностям процесса своего образования. Напомним, однако, что отнюдь не этот критерий является главным при выделении генетических типов. В основу этого последнего мы условились класть своеобразие историко-геологической роли, которую играет возникновение данного комплекса осадочных образований в развитии рельефа и осадочного покрова суши. А в этом отношении все формы элювия как раз весьма близки друг к другу и поэтому находятся в принципиально тождественных историко-генетических и пространственных соотношениях с собственно континентальными отложениями. Это выражается не только в показанной выше однородности их морфогенетической характеристики. Весьма сходен также и общий ход формирования любого типа коры выветривания в том отношении, что он сводится к накоплению топографически не смещенных продуктов гипергенного преобразования исходных горных пород на месте первоначального залегания последних и к постепенному нарастанию толщи элювия сверху вниз по мере проникновения действия агентов выветривания на глубину. В этом отношении всякая кора выветривания, независимо от ее состава, степени развития и физико-химических особенностей процесса образования, представляется как итог одной и той же динамической формы осадочной аккумуля-

ляции, если понимать этот термин широко как тип формирования толщи любых, в том числе и непереотложенных осадочных образований. Именно в таком смысле можно принять концепцию единства элювиального процесса, хотя, вопреки первоначальным представлениям Попынова, большинство конкретных видов элювия является выражением вовсе не одной из обязательных стадий или фаз, которые он проходит в своем развитии, а более или менее самостоятельных и своеобразных форм его проявления, соответствующих определенным типам физико-географической среды.

С изложенной точки зрения даже рассмотренные выше крайние типы элювия могут быть приравнены к подтипам единого большого генетического типа. Вообще же говоря, все его климатические разновидности скорее соответствуют тем географическим вариантам, которые, как было показано на примере аллювия и делювия, выделяются для многих генетических типов других парагенетических рядов. Иными словами, если ограничиться констатацией единства общей глиптогенетической характеристики, то в рамки одного единственного генетического типа можно было бы уложить все разнообразие элювиальных образований. Однако хотя такое решение вопроса формально более всего соответствует принятым нами принципиальным установкам, его все же вряд ли можно считать удовлетворительным, ибо необходимо учесть, что неоднократно подчеркивавшееся глубокое своеобразие элювиальных процессов как форм литогенеза, по существу говоря, требует в данном случае и подхода к генетической классификации с несколько иной меркой, чем в отношении собственно континентальных отложений.

Если учесть это последнее соображение, то прежде всего следует обратить внимание на особое положение почв, которые, как мы видели, по многим признакам являются своеобразной категорией элювиальных образований. Этот вопрос был достаточно подробно разобран в предыдущих разделах и поэтому здесь мы ограничимся лишь кратким перечислением основных особенностей почвообразования и почв. Как мы видели, почвообразование характеризуется ведущей ролью биогенных факторов. Отсюда проистекает прежде всего резкое ускорение собственно элювиального преобразования минерального субстрата почвы. По той же причине для почвы характерны и своеобразные формы миграции вещества, выражающиеся в перемещении значительной части подвижных продуктов выветривания в виде органо-минеральных комплексов и в устновлении своеобразного биологического круговорота. С этим связано особое богатство почвы коллоидными и колломорфными новообразованиями, часто в форме органо-минеральных гелей, что вместе с обогащенностью гумусом и характерной дифференциацией на генетические горизонты придает ей специфические структурно-морфологические черты. В итоге почва, как было показано выше, ясно противопоставляется подпочвенным зонам коры выветривания и развивается до известной степени независимо от них, приобретая вполне самостоятельное историко-геологическое значение.

Кроме указанных внутренних особенностей процесса почвообразования, почвы характеризует еще и вполне определенное рядовое положение на общем пути миграции минерального вещества в пределах суши. Тот первый крупный этап этого пути, которому в целом соответствует элювиальный парагенетический ряд, вообще говоря, противопоставляется всем последующим по отсутствию проявления поверхностной денудации, по крайней мере в форме наиболее типичного для нее механического сноса твердых частиц. Но химическая денудация, как мы видели, является обязательной составной частью и важнейшей предпосылкой любого развитого элювиального преобразования горных пород. При этом она протекает в основном как нисходящий перенос и частичное

хемогенное переотложение воднорастворимых и коллоидных соединений внутри самой толщи формирующегося элювия. Хотя этот вертикальный миграционный поток и не охватывает всей массы продуктов выветривания исходных материнских пород, но составляет естественное звено в перемещении продуктов разрушения суши. На почву приходится самые начальные отрезки этого пути, предшествующие подпочвенным зонам коры выветривания. Это обстоятельство необходимо учесть постольку, поскольку именно положение в цепи последовательных стадий миграции вещества служило для нас основным критерием выделения наиболее крупных таксономических единиц классификационной схемы — парагенетических рядов. Вместе с указанными выше своеобразными чертами процесса формирования, состава и строения оно заставляет рассматривать почвы как образования, заслуживающие выделения даже не в качестве особого генетического типа, а самостоятельной парагенетической группы элювиального ряда. Им противопоставляется другая парагенетическая группа, объединяющая элювиальные образования подпочвенных зон коры выветривания и элювий, возникающий там, где почвообразование как таковое отсутствует или имеет зачаточный характер (группа собственно коры выветривания на табл. 1).

В составе парагенетической группы почв прежде всего четко противопоставляются друг другу собственно почвы, с одной стороны, и автохтонные торфяники, с другой стороны, которые можно рассматривать в качестве особого генетического типа. Что касается почв как таковых, то все, что было сказано выше по отношению к элювиальным образованиям вообще, в полной мере относится и к ним. Поэтому все выделяемые обычно многочисленные зональные и интразональные типы почв следует рассматривать в качестве географических вариантов единого генетического типа. Самое большее их можно сгруппировать в два подтипа автоморфных и гидроморфных почв, процесс образования которых, как мы видели, достаточно существенно различается. С точки зрения учения о генетических типах весьма рационально поэтому противопоставление этих двух групп почв, хотя многие почвоведы в настоящее время и склонны рассматривать его как своего рода архаизм, унаследованный от уже пройденного этапа развития почвенной науки.

Выше было уже показано, что все непочвенные элювиальные образования есть основание считать только разновидностями одного большого генетического типа — элювия, в котором в лучшем случае можно различить три подтипа — термофракционный, криогенный и химического разложения, или, как мы его будем именовать для краткости, хемоморфный. Не повторяя вновь развитой выше аргументации, остановимся здесь лишь на последнем подтипе. В него мы объединяем не только наиболее мощные и глубоко выщелоченные коры выветривания тропиков, но и все вообще толщи элювия, в образовании которых ведущую или во всяком случае весьма важную роль играет химическое выветривание и в той или иной степени выраженная нисходящая миграция его подвижных в данной обстановке продуктов. Во всех этих случаях, если можно так выразиться, внутренняя структура элювиального процесса отличается в большей степени количественно, чем с принципиальной качественной стороны. Это касается даже таких форм коры выветривания, как мало-мощные элювиальные покровы семиаридных областей умеренного пояса, при формировании которых нисходящая миграция охватывает только легко растворимые соли, и частично сульфаты и карбонаты, не выносимые из элювиальной толщи целиком, а часто лишь перемещающиеся из ее верхних горизонтов в нижние. Этого, однако, уже оказывается достаточным для того, чтобы ведущим компонентом процесса оказались явления химического и физико-химического разложения минералов в форме механического расщепления пленками гигроскопической воды, частичной

или полной гидратации и новообразования глинистых минералов типа гидрослюд. Иными словами, в подтип хемоморфного элювия попадают все без исключения его разновидности, кроме термофракционного и криогенного. Конечно, подобная трехчленная схема не может удовлетворить специальных требований учения о коре выветривания как дисциплины преимущественно минералого-геохимического направления. Но с точки зрения учения о генетических типах она является тем максимумом, который возможен, если не отступать слишком резко от основных принципов классификации. Разработка более дробной классификации на чисто минералого-геохимических основах выходит уже за рамки задач настоящей работы, тем более, что многое в этом отношении еще недостаточно ясно и углубление в этот вопрос потребовало бы рассмотрения целого ряда сложных проблем, не относящихся к нашей теме.

Глава IV

ОСНОВНЫЕ ФОРМЫ ДЕНУДАЦИИ СКЛОНОВ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ СКЛОНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

ВВОДНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Приступая к обзору генетических типов склонового ряда, уточним прежде всего самые принципы их выделения. Выше уже было указано, что основой выделения является противопоставление пяти главных форм склоновой денудации — обваливания, осыпания, оползания, солифлюкции и склонового смыва. Надо, однако, сразу же оговориться, что речь идет не просто о тех элементарных процессах смещения рыхлого покрова или блоков коренных пород склонов, вся совокупность которых часто обозначается собирательным понятием «склоновые процессы» и которые различаются по чисто динамической характеристике и физической природе движущих факторов. Подобных процессов можно насчитать значительно больше, чем пять. Их противопоставление друг другу и детальное изучение имеют немаловажное значение как для разработки теоретических проблем динамической геоморфологии, так и для решения ряда практических задач инженерной геологии. Совершенно естественно, что и вопросы классификации склоновых процессов привлекали внимание разных исследователей с несколько различных точек зрения. В советской литературе это нашло свое выражение в публикации разными авторами классификационных схем, несколько отличающихся друг от друга и по принципиальному подходу и по степени детальности (Герасимов, 1941; Николаев, 1946; Маслов, 1955; Золотарев, 1956; Воскресенский и др., 1960). Не углубляясь в критическое рассмотрение этих схем, укажем лишь, что далеко не все элементарные склоновые процессы играют самостоятельную геологическую роль в морфогенезе склонов и накоплении склоновых отложений. Некоторые из них всегда имеют подчиненное значение, лишь осложняя, но никогда не определяя общий ход денудации склонов. Другие в определенной обстановке могут выступать в качестве ведущих факторов денудации, но при этом почти всегда сочетаются с одновременно проявляющимися склоновыми процессами иного рода, так что лишь зная суммарный эффект совместного действия всех компонентов этого, иногда достаточно сложного сочетания, можно верно понять конечный геологический результат. Подобные естественные сочетания элементарных склоновых процессов, выявляющиеся по обусловленным ими и реально наблюдаемым в природе типам эволюции морфологии склонов, мы только и будем понимать как особые самостоятельные формы склоновой денудации. С каждой из них тесно сопряжен особый тип склоновой аккумуляции, вместе с которым она составляет часть единой специфической формы склонового глиптогенеза, итогом которого является накопление отложений соответствующего генетического типа. Иными словами, как и во всех остальных случаях, каждая форма денудации мыслится как слож-

ный историко-геологический процесс, в составе которого отдельные элементарные склоновые процессы или некоторые их группы обычно выполняют только роль главного, но не единственного компонента, определяя наиболее характерные особенности ее общих результатов. В этом выражается существенное различие подхода к анализу явлений склоновой денудации с позиций учения о генетических типах, с одной стороны, и с чисто динамико-геологической точки зрения, с другой стороны, когда на первый план выдвигается именно физическая природа явлений. Остановимся на этом вопросе более подробно, поскольку без его разъяснения неизбежно могут возникнуть неясности в понимании предлагаемой нами классификации склоновых отложений.

О РОЛИ «КРИПА» (ССЕДАНИЯ) КАК ФАКТОРА СКЛОНОВОЙ ДЕНУДАЦИИ И АККУМУЛЯЦИИ

С этой точки зрения, пожалуй, лучше всего остановиться вначале на той группе явлений, которую В. М. Дэвис (Davis, 1899) в свое время предложил обозначать как «сгеер», или «soil sgeer», и которую в последнее время стали и в русской литературе называть тем же английским словом «крип». Под этим понятием объединяется, собственно говоря, не один элементарный склоновый процесс, а несколько процессов, протекающих как медленное смещение поверхностного слоя рыхлого покрова склона под влиянием периодических изменений объема, вызываемых попеременным нагреванием и охлаждением, увлажнением и высыханием или промерзанием и оттаиванием. Какой бы из трех этих факторов ни играл ведущую роль, явление протекает внешне сходно. При увеличении объема грунтовой массы каждая из составляющих ее частиц поднимается на некоторую высоту по перпендикуляру к поверхности склона. При последующем сокращении объема она стремится уже опуститься вниз по вертикали, в направлении действия силы тяжести. В итоге и происходит некоторое смещение каждой частицы, а следовательно, и грунтовой массы в целом вниз по уклону. Поскольку это результирующее смещение в конечном счете является следствием гравитационного оседания, то сущность процесса более точно можно было бы передать термином «сседание», чем английским словом «крип»¹.

Смещение, вызываемое явлениями сседания, или «крипа», за один цикл расширения — сжатия грунтовой массы, очень невелико. Если даже допустить, что все частицы, составляющие грунт, способны двигаться совершенно свободно и независимо друг от друга, то это единичное смещение для каждой из них будет, очевидно, равняться произведению первоначального подъема на тангенс угла склона. Только для склонов крутизною более 45° оно может поэтому превышать величину линейного расширения грунта по перпендикуляру к поверхности земли. Уже при уклоне порядка 20° оно не может быть больше 0,4 от этой величины, а на склонах положе 10° должно составлять ничтожные ее доли. Фактическое смещение всегда будет значительно меньшим, поскольку большое тормозящее влияние оказывают связность и внутреннее трение грунтовой массы. Под влиянием этих факторов опускание частиц при сокращении объема грунта происходит в действительности

¹ Иногда английское «сгеер» переводят по-русски как «сползание», что действительно близко к буквальному переводу. Однако такая замена явно неудачна, ибо, во-первых: «сползание» путается с «оползанием», обозначающим совершенно иной процесс, и, во-вторых, неверно выражает природу явления. Еще менее удачна практикуемая некоторыми авторами замена термина «крип» на «дефлюкцию», что буквально означает «стекание». Очевидно, если соблюдать смысл слова, дефлюкцией можно назвать только течение грунта, происходящее при его сильном переувлажнении, т. е. понимать этот термин как синоним солифлюксии.

не строго по вертикали, а по некоторой кривой, наклонной вверх по склону. Это хорошо было показано еще в старых экспериментах Ч. Дэвисона (Davison, 1889), в ходе которых смещение поверхностных частиц грунта при его промораживании и протаивании в лотках, наклоненных под углом 32° , оказалось примерно вдвое меньшим, чем вытекающее из простой геометрической схемы, изложенной выше. Следует ожидать, что внутреннее сопротивление грунта смещению должно особенно сильно сказываться при малых уклонах, когда сдвигающие усилия оказываются недостаточными для его преодоления. Поэтому «крип» на очень пологих склонах вообще становится невозможным и может рассматриваться как заслуживающий внимания компонент денудации только на склонах средней и большой крутизны. Но и здесь он достаточно активен только в маломощном поверхностном слое, быстро ослабевая с глубиной. Это вполне понятно, поскольку каждый вышележащий слой грунта не только сам испытывает расширение, но еще и выпирается кверху всеми увеличивающимися в объеме подстилающими слоями, участвующими в процессе. Иными словами, амплитуда вертикальных перемещений частиц, а тем самым и возможная величина их смещения под уклон, всегда возрастают при приближении к земной поверхности, независимо от того, какой из перечисленных нами факторов «крипа» играет ведущую роль. В этой закономерности наглядно убеждает широко распространенное явление так называемого заворота, или «заворота», слоев на крутых склонах, в возникновении которого часто именно «крип» является главной причиной. Оно заключается в том, что головы пластов и рудных жил, раздробленных выветриванием, в пределах элювиального покрова отгибаются вниз по уклону, одновременно растаскиваясь на разобщенные глыбы. При этом степень «заворота» и растаскивания увеличивается по мере приближения к поверхности земли.

Из факторов «крипа» наименьшее самостоятельное значение имеют собственно температурные изменения объема частиц грунта. Коэффициенты теплового расширения минералов слишком малы, чтобы сделать возможным существенное повышение и понижение поверхности при попеременном нагревании и охлаждении, даже если склон сложен массивными породами. Что же касается рыхлых грунтов, которые только и способны испытывать «крип», то их большая пористость настолько уменьшает и без того незначительную теплопроводность, что достаточно резкие колебания температуры ограничиваются ничтожной поверхностной зоной. Поэтому часто температурный «крип» может проявляться только на очень крутых склонах и захватывать самые верхние части их рыхлого покрова. В этих условиях, однако, он перестает, как правило, играть сколько-нибудь самостоятельную роль в денудации, превращаясь лишь в дополнительный фактор, облегчающий проявление чисто гравитационного процесса осыпания, поскольку нарушает неустойчивое равновесие обломков пород на крутых откосах. Особенно это касается свежих, очень крутых, а потому и неустойчивых щебнистых осыпей горных склонов. Ночное охлаждение приводит к сокращению объема кусков щебня, слагающих их поверхностный слой, и к возникновению зазоров между ними. Поверхность осыпи разрыхляется, и обломки, лежащие выше по склону, лишаются того упора, который поддерживает их в устойчивом состоянии. Увеличение объема щебня при дневной инсоляции вызывает, наоборот, уплотнение его поверхностного слоя и увеличение давления обломков друг на друга. Но, суммируясь на некотором отрезке склона, это дополнительное давление может вызвать выжимание некоторых обломков кверху, что также нарушает устойчивость поверхности осыпи. При большой крутизне последней подобные явления нередко достаточны для срыва, съезжания или ссыпания значительных участков наружного слоя щебня или скатывания его кусков вниз по уклону. По-

добные, как бы самопроизвольные подвижки осыпей можно наблюдать сплошь и рядом, но они уже не могут быть, конечно, названы «крипом» в собственном смысле слова.

К явлениям температурного «крипа» иногда причисляют также смещение обломочного материала по склону под действием так называемого стебелькового льда, образующегося на поверхности влажной непромерзшей почвы при падении температуры воздуха ниже 0°C . Подтягивающаяся к охлаждающейся поверхности влага дает в этом случае начало столбчатым монокристаллам льда, растущим перпендикулярно склону, которые могут достигать 10—12 см в высоту при поперечнике в 1—2 см (Бонштедт, 1923) и способны поднимать не только мелкие минеральные частицы, но и довольно крупные куски щебня. При таянии этих ледяных стебельков во время дневного нагревания щебень оседает по вертикали и смещается вниз по уклону. Этот процесс может повторять заметные масштабы лишь там, где ночные заморозки многократно повторяются в холодное время года, но почва не промерзает и не покрывается устойчивым снежным покровом. Подобная обстановка свойственна прежде всего гористым районам субтропиков, в которых, как показывают наблюдения К. Тролля (Troll, 1944) в Южной Африке, действие стебелькового льда приводит даже к нарушению целостности дернового покрова. Однако даже в этих условиях вряд ли можно считать подобный процесс достойным выделения в особую форму склоновой денудации. Он возможен в активной форме лишь на крутых склонах с густым растительным покровом, корневая система которого препятствует свободному подъему обломочных частиц кристаллами стебелькового льда. В этом случае он выступает скорее не как вполне независимый процесс, а лишь как одна из деталей заключительного этапа развития щебнистых осыпей, о которых будет речь ниже. Во всяком случае это явление не вносит каких-либо особых специфических черт в строение склоновых отложений и, с точки зрения диагностики их генетических типов, не имеет никакого значения. Да и к группе явлений «крипа» его можно отнести лишь совершенно условно.

Итак, чисто температурный «крип» не может считаться ни самостоятельной формой склоновой денудации, ни даже вообще относиться к числу ее существенных факторов. В этом отношении, несомненно, более заметную роль может играть «крип» под влиянием периодического изменения объема, вызываемого колебаниями влажности рыхлого покрова, обогащенного глинистыми частицами. Как известно, все рыхлые глинистые породы обладают способностью набухать при увлажнении и испытывают усадку при высыхании. Для естественных грунтов в зависимости от содержания глинистых частиц, их минералогического состава и степени увлажнения изменения объема при этом могут колебаться в широких пределах, то не превышая десятых и сотых долей процента, то доходя до 10—15%. Но там, где поверхностный покров склонов достаточно сильно глинистый, а чередование влажных и сухих сезонов года резко выражено, они обычно на два—пять порядков превышают величину температурного расширения минералов¹. Надо, однако, заметить, что в условиях, благоприятных для проявления рассматриваемого нами явления, увлажнение грунта во влажные сезоны года чаще всего оказывается достаточным для достижения им пластичной или даже частично текучей консистенции. Поэтому явления собственно «крипа», как правило, сопровождаются пластичным или вязким течением грунтовой

¹ Особенно сильно набухают монтмориллонитовые глины. Чистый монтмориллонит в порошке способен поглотить до 700% воды по весу и увеличивать объем на величину от 90% первоначального значения (при насыщении ионом Са) до 1054% (при насыщении ионом Na). Однако в природе подобные крайние случаи могут быть лишь редчайшим исключением, и мы их здесь во внимание не принимаем.

массы под уклон, т. е. сводятся к значению фактора, осложняющего и стимулирующего процессы солифлюкции. Поскольку последние протекают значительно активнее «крипа» как такового, то именно на их долю приходится ведущая роль в преобразовании склонов и формировании склоновых отложений. «Крип» и в данном случае не может быть, следовательно, выделен в качестве особой формы склоновой денудации в указанном выше понимании.

Те же замечания касаются и так называемого «криогенного крипа», происходящего под воздействием периодического промерзания и оттаивания грунта. Увеличение объема связано при этом с расширением воды при переходе в лед на 9%, что само по себе представляет уже значительную величину, особенно если учесть, что расширение практически возможно только вверх, в сторону наименьшего сопротивления. Нетрудно подсчитать, что полностью водонасыщенный грунт с пористостью 50% в случае полного промерзания увеличит три этих условиях свою мощность на 4,5%. При глубине промерзания в 1 м это означает подъем поверхности на 4,5 см, а при глубине промерзания в 2 м — на целых 9 см. Фактически, однако, величина «морозного пучения» сплошь и рядом оказывается значительно большей благодаря образованию многочисленных ледяных прожилок, прослоек и линз, возникающих в результате подтока влаги к фронту промерзания. Это явление, хорошо изученное мерзлотоведами (Шумский, 1955), приводит к тому, что льдистость грунтовой массы в пределах зоны промерзания — протаивания (так называемый деятельный слой) может сильно превышать величину ее пористости в талом состоянии, особенно возрастая в отдельных случаях образования крупных линз сегрегационного льда, выражающихся на поверхности буграми пучения. Очевидно, что и осадка грунта при оттаивании может быть весьма значительной и вызывать заметные смещения его под уклон даже за один сезон. Необходимо подчеркнуть, однако, что таяние льда, заполняющего поры, а особенно ледяных прожилок и прослоек приводит к очень сильному переувлажнению грунтовой массы. Это сказывается весной даже в пределах умеренного пояса, но особенно резко проявляется в холодных климатах при наличии водоупорного слоя вечной мерзлоты, располагающегося на небольшой глубине. Как правило, весь или нижняя часть оттаявшего слоя приобретает при этом вязко-текучую консистенцию, что делает возможным солифлюкционное течение вниз по склону. По своей интенсивности эти солифлюкционные смещения сильно превышают результаты «криогенного крипа» в чистом его виде, которые теряются на их фоне и не могут быть точно учтены в отдельности. В этом отношении очень показательны, например, эксперименты Ж. Трикара (Tricart, 1954) по промораживанию и протаиванию сильно увлажненного суглинистого грунта в лотках, наклоненных под углами 15—16°. Особенно интересны результаты его опытов с суглинком, прослоенным тонкими слоями песка. При общем смещении вниз по уклону на 4,5 см наблюдалось уменьшение мощности суглинистых прослоек в верхней части и увеличение их мощности в нижней части с одновременным появлением изгибов в песчаных прослойках. Это неопровержимо указывает, что основным способом смещения оказался не «крип», а вязкое течение переувлажненной массы.

Только на достаточно крутых, хорошо дренируемых, а потому и слабо увлажненных склонах «криогенный крип» может, по-видимому, протекать иногда в более или менее чистом виде, поскольку солифлюкция здесь почти невозможна. Именно таким условиям соответствуют, в частности, упоминавшиеся выше эксперименты Дэвисона по замораживанию и оттаиванию грунта в наклонных лотках (Davison, 1889). Надо сказать, однако, что для природной обстановки подобные условия сравнительно мало типичны, ибо обычно вступают в свои права либо процес-

сы осыпания, либо смыв стекающими со склона водами. Там же, где они осуществляются, это свидетельствует лишь об общем резком ослаблении денудации и приближении склона к состоянию относительного равновесия. Поэтому, не отрицая известной роли «криогенного крипа» как компонента склоновой денудации, особенно в субполярной зоне, приходится все же оценивать его как явление, с этой точки зрения подчиненное и во всяком случае не имеющее существенного значения как фактор накопления склоновых отложений.

Мы столь подробно остановились на вопросе о возможной роли явлений «крипа» как фактора склоновой денудации в связи с тем, что некоторые авторы, особенно в зарубежной геоморфологической литературе, склонны придавать им явно преувеличенное значение. Иногда «крип» рассматривается даже как вполне самостоятельная форма денудации и ему целиком приписывается возникновение некоторых широко распространенных черт морфологии склонов, например выпуклого профиля их вершинных частей. В качестве аргумента при этом приводятся чаще всего лишь общие абстрактно-теоретические соображения или крайне односторонне подобранные данные фактических наблюдений. Все, что было сказано, позволяет, в противовес этим мнениям, рассматривать «крип» несмотря на его несомненно очень широкое распространение как группу частных элементарных склоновых процессов, в подавляющем большинстве случаев лишь осложняющих ход склоновой денудации, но не имеющих самоделющего значения. Из склоновых отложений с «крипом» как таковым связано, в лучшем случае, только происхождение некоторых из тех слабо смещенных маломощных покровных образований склонов, которые входят в состав рассмотренной выше группы, переходной от элювиального к склоновому ряду.

ОБВАЛИВАНИЕ, ОСЫПАНИЕ И КОЛЛЮВИИ ОБРУШЕНИЯ (обвальные и осыпные накопления)

Итак мы убедились, что явления «крипа» не играют роли ведущих агентов ни в одной из основных форм склоновой денудации. Переходя теперь к обзору этих последних и соответствующих им типов склоновых отложений, мы начнем с *обваливания* и *осыпания* как наиболее простых с точки зрения физической природы движущих факторов. При этом необходимо подчеркнуть с самого начала, что обе эти формы денудации, если подходить к их выделению с историко-геологических позиций, отнюдь не могут просто отождествляться с одноименными элементарными склоновыми процессами, хотя последние и определяют все решающие особенности их морфогенетических и литогенетических результатов. В этом не трудно убедиться.

С точки зрения чисто динамической характеристики, *обваливание* — это внезапное обрушение крупных блоков горных пород, мгновенно изменяющее морфологию обвалившегося участка склона. Обрушившийся блок в течение очень короткого отрезка времени, исчисляемого немногими минутами или даже секундами, низвергается к основанию склона и, дробясь на обломки, в столь же короткий срок дает начало порою очень мощным нагромождениям грубообломочных продуктов на дне долины. Иными словами, обваливание — это процесс быстротечный, катастрофический.

Механизм *осыпания* в его типичном проявлении заключается в скатывании или скольжении вниз по склону небольших глыб и кусков щебня, отделяющихся от коренных пород склона в ходе физического выветривания. Срыв каждого обломка с поверхности выхода, подобно обрушению крупного блока, совершается мгновенно. Но само по себе это настолько ничтожное событие, что его геологический эффект близок к

нулю. Лишь суммирование многих тысяч, миллионов и миллиардов таких незаметных событий приводит к существенным результатам. Физическое выветривание весьма постепенно проникает в глубь толщи горных пород. Поэтому и образующиеся обломки срываются со склона последовательно, один за другим, по мере их обособления. В силу малой массы и инерции большинства из них, как правило, не сразу достигает подошвы, затормаживаясь трением и задерживаясь неровностями. Мало-помалу в средней и нижней частях склона образуются более или менее значительные скопления щебня, смещающиеся затем вниз уже в целом как сыпучее тело. Эти особенности процесса приводят к тому, что даже на очень крутых склонах, если только они не сложены совершенно рыхлыми горными породами, для формирования достаточно мощных осыпных накоплений требуются сроки во многие годы и десятилетия. Осыпание же скалистых склонов в большинстве случаев идет еще медленнее. В целом оно противопоставляется обваливанию как непрерывно протекающий медленный процесс, приводящий к большим морфогенетическим и литогенетическим последствиям только на протяжении столетий и тысячелетий.

Необходимо подчеркнуть, что обваливание и осыпание вообще могут быть четко противопоставлены друг другу именно лишь по их геологическим итогам, по качественно своеобразным морфогенетическим и литогенетическим результатам, по резко различной роли в истории развития лика суши, т. е. постольку, поскольку они выступают как две качественно различные и вполне самостоятельные формы склоновой денудации. Если же ограничиться сравнением одной лишь физической природы явлений, то эти различия представляются гораздо менее существенными, а с точки зрения чисто количественной оценки динамики обоих процессов граница между ними и вообще кажется крайне расплывчатой и условной. В самом деле, вряд ли кому-нибудь придет в голову назвать обваливанием смещение рыхлого щебня или скатывание со склона отдельных его кусков. Но чем крупнее обломок, тем более катастрофичным представляется его обрушение для наблюдателя, тем резче выделяется его индивидуальное движение на общем фоне щебнистых масс осыпи. Уже обрушение с крутого скалистого обрыва глыб в 1—2 м³ выглядит как настоящий обвал. С другой стороны, срыв даже гораздо более крупного блока сильно трещиноватых пород, сразу рассыпающихся в мелкий щебень,двигающийся далее как сплошная рыхлая масса, теряет многие наиболее характерные внешние черты обвала и скорее напоминает осыпание. К этому следует добавить, что движение любого твердого тела по наклонной поверхности подчиняется одним и тем же законам механики, независимо от объема. И в этом отношении, казалось бы, нет принципиальных отличий между песчинкой и кусочком дресвы или блоком массивной горной породы сколь угодно больших размеров.

Дело, однако, состоит в том, что к разграничению обваливания и осыпания как особых форм денудации нельзя подходить с чисто физических позиций. На первый план здесь выступают геологические критерии. И как только мы примем их во внимание, сразу исчезают и кажущаяся неопределенность и значительная доля условности в решении вопроса.

С геологической точки зрения обрушение небольших глыб горных пород и даже обвалы блоков объемом в сотни и тысячи кубометров нельзя еще рассматривать в качестве особой формы склоновой денудации. Их индивидуальные результаты слишком невелики, чтобы оставить свои специфические, достаточно устойчивые и четко выделяющиеся черты и в морфологии склонов и в строении склоновых отложений. Эти явления как бы растворяются в общем процессе осыпания склонов, хотя и

более медленно, но непрерывно протекающем, а потому за длительные сроки приводящем к гораздо более решительной перестройке рельефа и накоплению несравненно более мощных осыпных образований. Отдельные крупные обвальные глыбы оказываются включенными в последние, не образуя самостоятельных накоплений и играя в строении тела осыпей примерно ту же роль, что крупные порфировые вкрапленники в структуре изверженных горных пород. Малые по размерам обрушения и обвалы следует поэтому считать лишь деталью процесса осыпания, осложняющей его, но не вносящей принципиальных изменений ни в его ход в целом, ни в его результаты.

Более самостоятельную морфогенетическую и литогенетическую роль обвалы начинают играть лишь тогда, когда объемы обрушивающихся блоков достигают многих десятков и сотен тысяч кубометров. В этом случае, как правило, возникают уже и собственные обвальные накопления, по составу и строению достаточно четко выделяющиеся среди щебнистых осыпных масс. Надо, однако, заметить, что даже и такие весьма солидные обвалы иногда дают начало только рассредоточенным развалам одиночных крупных глыб, рассеянных на значительной площади дна долины и в виде обособленных включений входящих затем в состав отлагающегося здесь аллювия и пролювия. В полной мере выступают как проявление качественно своеобразной формы склоновой денудации только самые крупные обвалы, при которых мгновенно смещаются колоссальные массы горных пород в миллионы, десятки, сотни и даже тысячи миллионов кубометров. При столь грандиозных обрушениях происходит не только образование специфических форм рельефа и отложений, но и сама динамика процесса приобретает совершенно новые черты, не свойственные осыпанию и обваливанию небольших блоков горных пород.

В зоне обрушения крупных обвальных блоков на горном склоне возникает крутая обнаженная обвальная стенка или обвальная ниша, врезанная в склон. Размеры и конфигурация обвальной ниши могут сильно варьировать в зависимости от особенностей геологического строения склона и масштаба самого обвала, но нередко такие ниши достигают сотен метров в высоту, ширину и глубину, а наиболее крупные из них измеряются даже первыми километрами. На некотором отрезке ниже зоны обрушения обвальные массы смещаются, постепенно увеличивая скорость движения, все более дробясь и иногда пропахивая глубокие лотки в рыхлом покрове и даже в коренных породах склона. При значительной высоте склона скорости их движения могут достигать до 150 м/сек, и они низвергаются в долины наподобие бурного каменного потока, достигающего иногда сотен метров ширины и развивающего столь большую инерцию, что он проходит порою 2—3 км даже по очень пологому уклону, прежде чем остановиться, а то и вкатывается даже довольно высоко на противоположный склон.

Возникающие в результате обвалов накопления в зависимости от масштабов явления могут иметь несколько различное морфологическое выражение. Это либо завальные плотины, в виде высокого вала перегородаживающие наглухо горные долины и дающие начало подпрудным завальным озерам, либо вытянутые на целые километры плоско-выпуклые или бугристые накопления, заполняющие долины на значительном протяжении вдоль течения или прослеживающиеся примерно по перпендикуляру к подножию горного хребта, либо неправильные нагромождения, лишь немного выступающие за линию подошвы склона. Мощности их также могут колебаться в широких пределах от нескольких метров до сотен метров. Но внутреннее строение всегда более или менее однотипно. Как правило, они состоят из беспорядочного нагромождения угловатых каменных глыб самого различного размера, в том числе и очень крупных,

имеющих тысячи и даже десятки тысяч кубометров в объеме. Некоторые глыбы оказываются при этом сильно обтертыми и изборожденными глубокими шрамами. Крупные глыбы неравномерно пересыпаны совершенно несортированным заполнителем, состоящим из небольших глыб, щебня и мельчайшего детрита пород склона. Некоторые полости между крупными блоками могут оставаться и не заполненными мелкообломочным материалом, что делает обвальные накопления часто довольно хорошо водопроницаемыми. В связи с циркулирующей по ним просачивающихся сверху атмосферных и грунтовых вод, нередко отлагающих в порах минеральные вещества (в основном углекислый кальций), многие древние обвальные накопления частично или полностью оказываются сцементированными в рыхлые или даже довольно твердые глыбовые брекчии. Указанные особенности структуры позволяют довольно легко различать обвальные брекчии даже среди достаточно древних континентальных отложений, когда все характерные внешние геоморфологические признаки уже полностью исчезли.

Осыпание как форма склоновой денудации весьма существенно отличается от обваливания и по морфогенетическим результатам и по характеру образующихся накоплений. Если исключить склоны, сложенные рыхлыми несцементированными породами, то оно всегда связано с неравномерно протекающим и лишь постепенно охватывающим весь склон физическим выветриванием. Поэтому вначале осыпающийся сверху щебень образует в нижней части склона обособленные конуса осыпания, лишь постепенно сливающиеся вместе в единую осыпь, или осыпной шлейф. Тем самым склон четко подразделяется на две зоны: верхнюю — зону денудации, или зону собственно осыпания, и нижнюю — зону аккумуляции, или осыпь. Верхняя зона по мере обрушения постепенно стесывается, приобретает все меньшие и меньшие уклоны. Нижняя зона также постепенно выполаживается за счет роста прикрывающего ее осыпного шлейфа. В идеальном случае, когда устойчивость коренных пород и тела осыпи можно считать равными, процесс будет идти, очевидно, лишь до тех пор, пока угол склона на всем протяжении не станет равным углу естественного откоса сыпучих тел, величина которого, как известно, изменяется от 27—33° для песков до 45 и даже 60° для глыбово-щебнистого материала. По достижении этого уклона склон приходит в состояние равновесия по отношению к силе тяжести и осыпание должно прекратиться.

Условия равновесия по отношению к осыпанию более всего приближаются к такому идеальному случаю для склонов, сложенных рыхлыми несцементированными породами и в первую очередь песками. Обычно же в зоне собственно осыпания, если она сложена плотными породами, уклоны остаются более крутыми, а в пределах осыпи они, наоборот, постепенно приобретают значения меньшие, чем угол естественного откоса. Это связано с процессами гравитационного уплотнения тела осыпей, оползанием и «крипом» их поверхностного слоя и т. п. Все эти факторы действуют в одном направлении и в конечном итоге приводят к тому, что уклон поверхности осыпи выполаживается, а профиль ее склона приобретает вогнутую форму. Резкий перелом, отмечавший вначале подошву молодой осыпи и отделявший ее от поверхности дна долины, сглаживается и заменяется плавным переходом (рис. 6). Эти особенности очень ясно отличают старые, пришедшие в равновесие и обычно поросшие растительностью осыпи от свежих, еще растущих.

Состав и структура осыпных накоплений, конечно, во многом зависят от пород, слагающих склон. Поэтому они очень разнообразны и по минералого-петрографическому составу образующего их обломочного материала и по его крупности. В природе встречаются осыпи глинистые, песчаные, галечные, древеснистые, щебнистые и глыбовые. Естествен-

но, что для каждого из этих типов можно указать свои специфические особенности строения. Однако наиболее широко распространенными являются щебнистые и глыбово-щебнистые осыпи, характерные для горных стран, в пределах которых и сами процессы осыпания проявляются наиболее интенсивно. Именно на примере этого типа осыпных накоплений мы и рассмотрим общие закономерности их строения, в несколько видоизмененной форме присущие и всем осыпным накоплениям вообще.

На первый взгляд осыпным накоплениям свойственно отсутствие всякой сортировки материала. Любой их объем представляет собой смесь щебня самого различного размера, иногда пересыпанную мелким детритом коренных пород и включающую нередко одиночные, а то и очень многочисленные крупные угловатые глыбы.

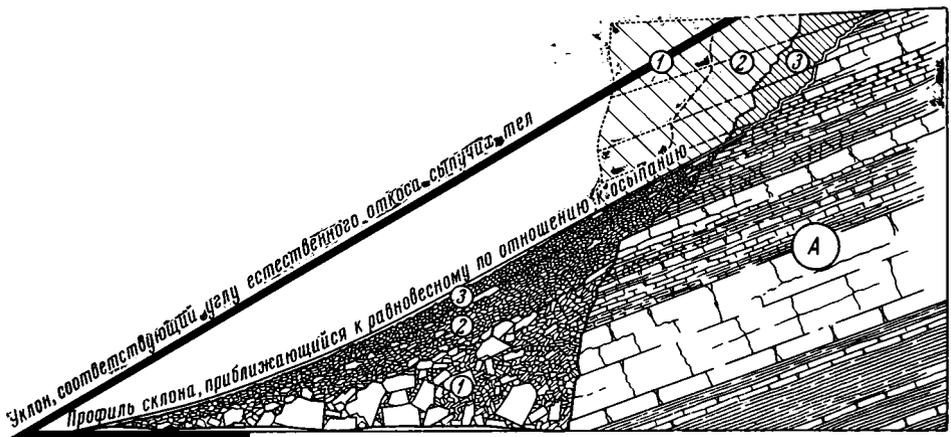


Рис. 6. Схема развития осыпного склона и строения осыпного шлейфа.

A — коренной массив склона; 1, 2, 3 — последовательные стадии осыпания и накопления осыпи

Внимательное изучение показывает, однако, что в теле осыпи всегда имеются признаки некоторой сортировки материала, правда очень грубой и примитивной. Они заключаются в сосредоточении более крупных и тяжелых обломков в основании шлейфа и уменьшении их количества и размеров вверх по склону, к вершине осыпи, где решительно преобладающим оказывается более мелкий щебнистый материал. Это хорошо можно видеть, даже просто наблюдая поверхность свежих осыпных конусов со стороны. Объясняется такая закономерность двумя причинами. Во-первых, на ранних стадиях осыпания, когда склон еще очень крут, обрушения крупных глыб и мелкие обвалы являются очень характерной составной частью процесса. В это время у основания склона накапливается и относительно более грубый материал. Позже, по мере выполаживания склона, среди поступающих из зоны осыпания продуктов разрушения горных пород все более начинает преобладать мелкий щебень, формирующий вышележащую часть осыпи. Во-вторых, что еще более важно, чем крупнее и массивнее обломок, тем больше инерция его движения, тем легче преодолевает он встречающиеся препятствия и тем дальше скатывается вниз по склону. И наоборот, чем меньше обломок, тем он легче, тем менее достаточной оказывается инерция его движения для преодоления даже незначительных препятствий и тем легче он ими задерживается и останавливается, часто задолго до того, как достигает основания осыпи. Особенно это касается уплощенных кусков щебня, большей частью скользящих плашмя и тем самым испытывающих очень сильное тормозящее влияние трения.

Одновременно с осыпанием часто идет и процесс смыва мелкоземистых продуктов стекающими со склона дождевыми и тальными снеговыми водами. Попадая на рыхлое тело осыпи, эти воды проникают в пустоты между слагающими его обломками и резко замедляют свою скорость. В силу этого весь несомый ими во влекомом и взвешенном состоянии мелкоземистый материал осаждается, частично или полностью кольматируя пустоты. Вместе с уже ранее примешанным к щебню мелким детритом коренных пород этот замытый водой материал дает начало песчано-глинистому заполнителю, скрепляющему осыпные накопления, превращая их в рыхлые брекчии. Особенно хорошо развитым такой заполнитель обычно бывает в нижней части тела осыпи, поскольку верхняя часть частично промывается инфильтрирующей водой.

Описанный песчано-глинистый заполнитель имеет таким образом в значительной части уже не осыпное, а скорее делювиальное происхождение. Однако назвать из-за этого содержащее его осыпные накопления делювиально-осыпными было бы принципиально неверно. Делювиальный материал в их строении не играет самостоятельной роли и не представляет собой особых отложений в строгом смысле слова. Он проникает в тело осыпи в виде диффузно распределенного цемента, уподобляясь по своему значению любому другому цементу чисто диагенетического происхождения. Основные же особенности строения осыпных накоплений от этого не изменяются и по-прежнему определяются динамикой осыпания как главного, ведущего процесса.

Обваливание и осыпание в принятом нами понимании играют неодинаковую роль в преобразовании лика суши. Крупные обвалы проявляются только там, где склоны достаточно круты и высоки, т. е. преимущественно в областях высокогорного рельефа. Но и здесь они происходят далеко не повсеместно, а лишь на участках склонов благоприятного геологического строения. Кроме того, обрушение очень больших блоков горных пород становится возможным только после длительной стадии подготовки склона, приводящей к глубокому нарушению сплошности и устойчивости слагающего его скального массива. Главную роль играет здесь описанное уже выше влияние разгрузки от давления уничтожаемых денудацией толщ. Возникающие при этом реакции упругого последствия сказываются в массиве горных пород до глубин, значительно превышающих те, на которые проникает физическое выветривание. Особенно резко сказываются они в части массива, примыкающей к склону, где действует не только вертикальная, но и боковая разгрузка в сторону примыкающей долины, влиянию которой не противостоит никакой упор. В связи с этим возникает система трещин, в общем параллельных бровке и ориентированных вертикально или круто падающих в сторону склона (рис. 7). Эти трещины, получившие название *трещин отседания* (Соколов, 1955), или *трещин бортового отпора* (Лыкошин, 1953), часто глубоко уходят в массив склона. Они могут возникать заново, но гораздо чаще наследуют вертикальные или наклонные первичносомкнутые трещины, ранее существовавшие в породах и часто образующие несколько взаимно пересекающихся в плане систем различного простирания. В связи с этим трещины бортового отпора в очень большом числе случаев приобретают ломаную, зигзагообразную форму в плане. По мере раскрытия они становятся все более и более зияющими и вблизи склона превращаются в верхней части в настоящие расщелины, иногда шириною до 1—1,5 м, отделяющие друг от друга крупные скальные блоки. Эта подготовительная стадия продолжается часто многие столетия и тысячелетия. Поэтому крупные обвалы — это явление сравнительно редкое. Несмотря на внушительные последствия каждого из них, суммарный их эффект за длительные отрезки времени оказывается относительно скромным. Он выражается в появлении порою очень ярких, но чисто

местных особенностей рельефа и рыхлых континентальных отложений, не меняя в корне облика страны в целом. В этом отношении роль осыпания как формы склоновой денудации во много раз значительнее. Хотя оно и протекает медленно, но непрерывно и охватывает часто сплошь все склоны в пределах обширнейших территорий, проявляясь не только в горах, но и на расчлененных эрозией равнинах. Поэтому осыпание приводит не к частным, а к общим изменениям облика рельефа целых стран и к формированию осыпных накоплений, общий объем которых в тысячи и миллионы раз превышает суммарный объем одновозрастных

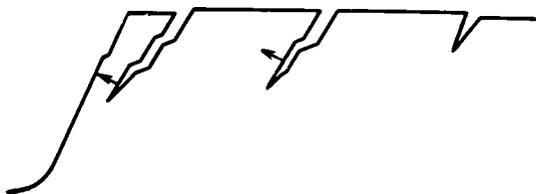


Рис. 7. Схема развития трещин бортового отпора, по А. Г. Лыкошину (1953)

с ними обвальных нагромождений. Но несмотря на подчиненное значение обвальных накоплений в парагенезе склоновых отложений они все же сильно отличаются и генетически и литологически от осыпей и чрезвычайно характерны для комплекса новейших континентальных осадочных образований горных стран.

Итак, мы видим, что *обвальные* и *осыпные накопления*, в их типичном выражении, действительно являются итогом проявления двух различных форм склоновой денудации, играющих качественно своеобразную историко-геологическую роль. Процессы формирования этих накоплений нужно рассматривать и как особые динамические формы осадочной аккумуляции, ибо несмотря на общность физической природы главных движущих факторов в обоих случаях существенно отличается конкретная динамика процесса, а как следствие, образующиеся отложения характеризуются разными закономерностями внутреннего строения, условий залегания и по-разному отражаются в рельефе. Все это дает право рассматривать обвальные и осыпные накопления в вышеизложенном их понимании как *два самостоятельных генетических типа* склонового ряда. Вместе они могут быть объединены под общим названием *коллювия обрушения*, поскольку связаны тесными взаимопереходами и четко противостоят всем остальным склоновым отложениям по динамической характеристике ведущих процессов образования.

Коллювий обрушения является наиболее ярким представителем той группы склоновых отложений, которую, вслед за Н. И. Николаевым (1946), можно с полным правом назвать *гравитационной*, поскольку все они возникают в конечном счете как результат смещения масс коренных горных пород или рыхлого покрова склона вследствие обусловленного теми или иными причинами нарушения их устойчивости по отношению к силе тяжести. Кроме простого обрушения под действием собственного веса, к этой категории смещений относится также ряд элементарных склоновых процессов, связанных с проявлением пластичных или текучих свойств песчано-глинистых пород при их увлажнении поверхностными и грунтовыми водами. Протекая существенно иначе, чем обваливание и осыпание, они превращаются в благоприятной обстановке в ведущие факторы двух своеобразных форм склоновой денудации — *оползания* и *солифлюкци*, с которыми связано образование особых генетических типов *оползневых* и *солифлюкционных накоплений*.

Вместе эти два генетических типа можно противопоставить коллювию обрушения в качестве второй подгруппы гравитационных отложений — *коллювия сползания*. Поскольку оползание и солифлюкция в типичных проявлениях сильно отличаются друг от друга и по динамической характеристике и по историко-геологической роли, мы их рассмотрим отдельно так же, как и соответствующие типы склоновых отложений.

ОПОЛЗАНИЕ И ОПОЛЗНЕВЫЕ НАКОПЛЕНИЯ

Оползание, если его понимать не просто как образование единичных оползней, а как особую самостоятельную форму денудации, определяющую морфологическую эволюцию склонов и формирование склоновых отложений в течение длительных отрезков времени, имеет сравнительно ограниченное распространение. В типичном выражении оно свойственно только склонам, целиком или хотя бы в значительной части сложенным толщами не окаменевших глинистых и песчано-глинистых осадочных горных пород и при этом достаточно увлажняемых поверхностными или подземными водами. Это последнее обстоятельство представляет собою важную предпосылку активного развития оползания, поскольку все элементарные склоновые процессы, играющие ведущую роль в его ходе, связаны с проявлением пластичных свойств глинистых пород, реализующихся только при их влажном состоянии. Оползневые процессы сильно ослепляют инженерно-строительную практику и именно с этой точки зрения привлекали к себе наибольшее внимание. Вопросы их динамики, условий проявления и методики борьбы с ними освещены в обширной специальной литературе преимущественно с позиций инженерной геологии, грунтоведения и механики грунтов. Необходимые сведения по этому поводу можно почерпнуть в сводных работах Ф. П. Саваренского (1939), И. В. Попова (1951) и Н. Н. Маслова (1955), к которым мы и отсылаем читателей, не имея возможности подробно останавливаться на этой стороне проблемы. Здесь мы ограничимся лишь самой общей характеристикой рассматриваемого круга явлений.

Главной причиной возникновения оползневых процессов являются специфические физико-механические свойства не окаменевших глинистых пород. Они отличаются крайне слабым проявлением жестких структурных связей между минеральными частицами. Место последних в основном занимают пораздо более слабые водно-коллоидные связи, которым и обязана присущая глинам связность, обуславливающая известную их монолитность в массиве и сильно зависящая от степени увлажнения породы. По мере насыщения ее водой к всегда присутствующим гидратным оболочкам, одевающим поверхность тонкодисперсных частиц глинистых минералов, присоединяются новые внешние диффузные слои так называемой пленочной влаги, более слабо связанные с самими частицами, ослабляющие силы межчастичного взаимодействия и сравнительно легко деформирующиеся под внешними механическими воздействиями. Тем самым с увеличением степени влажности возрастает пластичность породы. Одновременно резко понижается величина внутреннего трения, поскольку водно-коллоидные оболочки играют роль своего рода внутренней смазки, гасящей его даже при наличии примеси грубообломочных частиц. Это приводит к малой устойчивости склонов, сложенных глинистыми породами, уже при их крутизне порядка 12—15°.

В зависимости от плотности, способности к намоканию и степени увлажнения глинистых и песчано-глинистых пород оползневые явления могут проявляться в разной форме. В достаточно плотных и монолитных толщах они выражаются чаще всего в виде *блоковых оползней*, развивающихся как скольжение крупных блоков по наклонным вогнутым поверхностям срыва, пересекающим коренной массив склона часто на

значительной глубине под его поверхностью. Внутри однородных глинистых толщ глубина заложения этих поверхностей смещения определяется той необходимой вертикальной нагрузкой, которая достаточна для преодоления сил связности и возникновения сдвига при данной влажности и пластичности породы. Поэтому требуется некоторая минимальная высота склона, чтобы срыв мог произойти, ибо иначе вес слагающих его пород даже на уровне подошвы склона может оказаться для этого слишком малым. Отсюда понятно, что крупные блоковые оползни, глубоко захватывающие массив коренных пород, свойственны только достаточно высоким склонам, на склонах же малой высоты либо вообще не проявляются, либо нарушают только маломощный разрыхленный выветриванием элювиальный покров или чехол почти не уплотненных делювиальных отложений, сводясь к мелким поверхностным смещениям типа так называемых *осовов*.

В разных условиях блоковые оползни развиваются неодинаково. При однородности состава глинистой толщи базисом оползня часто служит подошва склона. Если же толща неоднородна и в ней имеются горизонты особо пластичных или водонасыщенных проницаемых пород, то каждый из них может стать базисом оползания для вышележащей ее части и возникают висячие по отношению к подошве оползни, иногда располагающиеся в несколько ярусов. Во всех этих случаях оползание протекает в основном как свободное скольжение блоков пород по наклонным поверхностям срыва под влиянием их собственного веса. Поэтому такой тип оползней был назван в свое время А. П. Павловым (1903а) *деляпсивным*, т. е. соскальзывающим.

Иначе протекает явление тогда, когда толща пластичных глинистых пород уходит глубже уровня подошвы склона. При достаточно большой высоте склона это приводит к возможности выпирания части пород, подстилающих склон и прилегающий участок дна долины, под давлением оползневого блока. При этом поверхность сдвига вначале опускается значительно ниже уровня подошвы склона, а затем поднимается вверх, выходя на поверхность на некотором расстоянии от нее (рис. 8). По этой поверхности происходит пластичное выжимание или принудительное скольжение выжимаемой линзы пород,двигающихся вверх против уклона. Подобные оползни были названы А. П. Павловым *детрузивными*, т. е. выталкивающими.

Надо сказать, что резкой грани между деляпсивными и детрузивными оползнями провести нельзя. В очень многих деляпсивных оползнях свободное скольжение осуществляется с самого начала процесса смещения, строго говоря, только в их верхней части. Если склон сравнительно полог, то вблизи его основания высота поверхности над уровнем подошвы, а следовательно, и над поверхностью срыва сравнительно невелика. Поэтому здесь вес пород недостаточен для того, чтобы обеспечить начало сдвига, и смещение, по крайней мере на начальной стадии, происходит принудительно под давлением прирочной части оползневого блока. Его можно со значительным основанием толковать как боковое выпирание или выталкивание, т. е. как явление по сути своей детрузивное. С другой стороны, в любом детрузивном оползне имеется деляпсивная, соскальзывающая часть (*Дл*, см. рис. 8), которая только и играет роль активного ускорителя всего процесса, в том числе и выпирания детрузивной его части (*Дт*, см. рис. 8). Все это дает право рассматривать детрузивные оползни как наиболее полно развитый тип блоковых оползней, а деляпсивные — как их частный незавершенный случай. Так мы и будем поступать в дальнейшем, принимая в наших рассуждениях именно детрузивный тип за эталон.

Существенно иначе протекают оползневые процессы тогда, когда они охватывают очень рыхлые, не уплотненные или раздробленные глини-

стые породы, обладающие крайне малой связностью. В этом случае, во-первых, для возникновения сдвига достаточно относительно небольшие нагрузки и поверхности срыва возникают на малой глубине, так что оползание приобретает характер гораздо более поверхностного явления. Во-вторых, сорвавшиеся блоки не способны сохранять свою сплошность и уже на начальных стадиях смещения превращаются в легко деформируемую рыхлую раздробленную брекчиевидную массу. В-третьих, наконец, эта масса легко насыщается водою настолько, что приобретает липко-пластичную или даже вязко-текучую консистенцию. Поэтому ее движение происходит уже не столько как скольжение по поверхности срыва, сколько как пластичное или даже вязкое течение вниз по склону. Этими особенностями отличаются так называемые оползни-потоки, или оползни

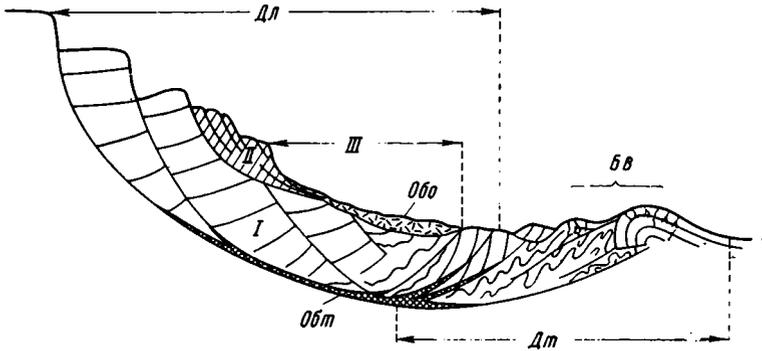


Рис. 8. Схема детрузивного оползня.

Дл — делятивная часть оползня; *Дт* — детрузивная часть оползня; *Бв* — бугор выпирания; *Обт* — оползневые брекчии трения; *Обо* — отложенные оползневые брекчии оползня поточного типа. *I* — крупноблочные оползни первой стадии; *II* — малые блоковые оползни второй стадии; *III* — поточный оползень третьей стадии

глетчерного типа. Начинаются они обычно, подобно блоковым оползням, оползневой стенкой срыва, часто имеющей циркообразную форму, от основания которой тянется, однако, язык брекчиевидной глинистой массы, действительно несколько напоминающий морфологически горный ледник идвигающийся вдоль пониженной поверхности склона или по тальвегам эрозионных ложбин, протягиваясь иногда на многие сотни метров или даже первые километры (рис. 9). Мощность глинистой массы, образующей подобные языки, может колебаться в широких пределах от первых метров до 10—15 м, в зависимости от размеров оползня и рельефа ложа.

Наконец наименее связные и легче всего размокающие песчано-глинистые грунты, характерные для почвенно-элювиального покрова, подвержены явлениям оплывания, сводящимся к вязкому течению самых поверхностных слоев рыхлого чехла склонов. В зависимости от состава грунта и степени его увлажнения оплывание проявляется либо в форме медленно движущихся сплывов, лишь слабо нарушающих дерновый покров, либо в виде внезапных оплывин, сопровождающихся разрывами дерна, смещением его разобщенных лоскутов и истечениями жидкой грязи. Оплывание, как увидим далее, входит в качестве характерной составной части в комплекс процессов солифлюкции. Но его можно рассматривать одновременно и как крайнюю, если можно так выразиться, вырожденную форму оползневых явлений. Во всяком случае оно играет заметную роль в развитии многих оползневых склонов, являясь вполне закономерным признаком определенных стадий их эволюции.

Из всего сказанного вытекает, что понятие оползания как особой формы склоновой денудации должно включать по крайней мере три ка-

теории характерных элементарных склоновых процессов — смещение оползней блокового типа, движение оползней-потоков и оплывание. В зависимости от особенностей геологического строения склонов то одна, то другая из этих категорий процессов может приобретать ведущее значение, а остальные либо вообще практически отсутствовать, либо вносить лишь второстепенные несущественные детали в общую картину. Так, на склонах, сложенных очень рыхлыми песчано-глинистыми породами или сильно дислоцированными и раздробленными квиважом легко оглинивающимися при выветривании аргиллитами и глинистыми сланцами, условия для развития блоковых оползней мало благоприятны. В этих случаях наиболее распространенными и типичными оказываются оползни-потоки, иногда достигающие громадных размеров. В частности, это очень характерно для южного берега Крыма и черноморского побережья Кавказа, где широко распространены мощные толщи сильно перемятого песчано-глинистого флиша триас-лейасового и палеогенового возраста. Наоборот, в области распространения плотных мергелистых глин и аргиллитов татарского яруса в Среднем Поволжье оползни в подавляющем большинстве случаев носят типично блоковый характер.

В то же время, если оползневой склон сложен не слишком плотными или, наоборот, не слишком рыхлыми и слабо связными песчано-глинистыми породами, то при длительном и ничем не нарушаемом развитии господствующие типы оползневых явлений вполне закономерно сменяют друг друга во времени, характеризуя разные исторические стадии его эволюции. Это очень хорошо было показано Г. С. Золотаревым (1948) на примере склонов Ульяновского Поволжья, вырезанных в верхнеюрских и нижнемеловых отложениях. Несколько дополняя основные выводы Золотарева, можно нарисовать следующую схему эволюции оползневого склона, которую одновременно есть все основания считать и идеальной схемой развития оползания как формы склоновой денудации вообще.



Рис. 9. Оползень поточного типа на миоценовой угленосной толще, южный склон Курайского хребта (Алтай). Видны циркуобразная стенка срыва и язык оползня

Представим себе большой детрузивный оползень, образовавшийся на молодом, относительно крутом и однородном по строению эрозионном склоне. Идеальный профиль такого оползня изображен на нашем рисунке (см. рис. 8). Предположим, что его развитие протекает исключительно под влиянием внутренних закономерностей оползания и не осложняется какими-либо дополнительными факторами — врезанием долины в глубину, подмывом основания склона боковой эрозией реки и т. п.

Первая стадия развития такого склона, очевидно, будет характеризоваться прежде всего тем, что горные породы еще полностью сохраняют свою консолидированность, почти не затронуты выветриванием и не нарушены оползневыми деформациями. В их сопротивлении сдвигу первостепенную роль играют не только водно-коллоидные, но также и жесткие структурные связи и внутреннее трение. Поэтому для рассматриваемой стадии типичны крупноблоковые смещения по поверхностям скольжения, заложенным глубоко в массиве склона (I, см. рис. 8). В деляпсивной части оползня эти блоки свободно скользят по относительно крутому склону, вызывая возникновение в его профиле системы крупных *оползневых ступеней*, или *оползневых террас*. Поверхности последних с внутренней стороны ограничены крутыми стенками срыва и в зависимости от амплитуды смещения и уклона поверхности скольжения либо горизонтальны, либо более или менее заметно наклонены внутрь склона. Передний участок деляпсивной части оползня, как мы видели выше, смещается уже в основном пассивно, под боковым напором активной ее зоны. Поэтому здесь возникают дополнительные поверхности среза, дробящие единые блоки на отдельные пакеты, частично надвигающиеся друг на друга. Этому надвиганию способствует также расположенный впереди упор в виде детрузивной части оползня. Надо заметить, что в ходе движения оползня передний участок его деляпсивной части сам смещается постепенно в зону детрузивного движения, переходя через точку наименьшего положения главной поверхности скольжения. В связи с этим часть составляющих его пакетов начинает выжиматься вверх, образуя как бы серию взбросов и крутых надвигов. В этой части оползня скольжение происходит под большим давлением, что создает особенно благоприятную обстановку для образования вдоль главной и дополнительных поверхностей скольжения зон *оползневых брекчий трения*, во многом напоминающих по своей структуре тектонические брекчии трения. В собственно детрузивной части оползня также можно различить два участка — тыловой и фронтальный. В первом из них породы испытывают особенно интенсивные пластические деформации сжатия, часто мнутся в причудливые складки, разорванные целой сетью смещений надвигового типа по сильно притертым поверхностям скольжения. На фронтальном участке детрузивной части оползня напор оползневых масс оказывается уже в значительной степени погашенным этими пластическими деформациями. Поэтому здесь нередко возникают более крупные и плавные нарушения типа асимметричных складок с крутыми крыльями, обращенными против направления движения оползня. Эти складки как бы замыкают собою всю сложную систему оползневых нарушений. Поскольку в детрузивной части оползня происходит восходящее движение масс, то над нею на поверхности земли возникает *бугор выпирания* или же система нескольких подобных бугров. В их сводовых частях господствуют растягивающие усилия, и ранее смятые породы нередко дробятся поэтому вертикальными трещинами разрыва.

Вторая стадия развития оползневого склона заключается в образовании меньших по масштабам оползней второго порядка, возникающих уже почти исключительно в теле самих оползневых масс (II, см. рис. 8). Переход к этой стадии связан с прогрессирующей степенью деформа-

ции и дробления горных пород в ходе их смещения. Эти деформации сами по себе нарушают первичную структуру пород и, кроме того, облегчают проникновение на глубину агентов выветривания. В итоге, оползневые массы теряют свою первоначальную консолидированность, разрушаются существовавшие ранее жесткие структурные связи в слагающих их горных породах и возрастает относительная роль подвижных связей водно-коллоидной природы. Тем самым уменьшаются предельные нагрузки, необходимые для возникновения новых поверхностей сдвига и скольжения, и последние начинают закладываться на меньшей глубине. Образующиеся при этом сравнительно небольшие оползневые блоки характеризуются гораздо меньшей монолитностью, чем более крупные блоки, возникавшие на первой стадии развития, и легче дробятся дополнительными разрывами в ходе движения. Эти почти исключительно чисто деляпсивные оползни малого масштаба создают в рельефе склона мелкие и менее ярко выраженные дополнительные ступени.

Третья стадия развития оползневых склонов связана с дальнейшим нарастанием степени раздробленности и выветрелости оползневых масс, в связи с чем новые их смещения приобретают уже характер *оползней-потоков*. Глетчероподобные языки этих оползней (III, см. рис. 8) следуют депрессиям поверхности склона и частично или полностью заполняют их. Таким образом, если на первых двух стадиях морфологический эффект оползания выражался в увеличении неровности склона и образовании на его поверхности системы ступеней и бугров, то на третьей стадии начинается сглаживание многих ранее возникших неровностей.

Четвертая и последняя стадия развития оползневого склона характеризуется вырождением оползневого процесса в чисто поверхностные сплывы разрыхленного и переувлажненного грунта, дальнейшим сглаживанием оползневых форм рельефа и постепенным затуханием оползневых явлений, уступающих место иным формам склоновой денудации — солифлюкции и смыву.

В эту идеальную схему не трудно уложить все реально наблюдаемые в природе случаи эволюции оползневых склонов. И ее познавательное значение ни в коей мере не снимается тем, что иногда, подобно тому, как это отмечалось для приведенных выше примеров, стадия блоковых оползней выпадает полностью или, наоборот, развитие надолго, если не навсегда, задерживается именно на этой стадии. Все эти исключения можно с полным правом рассматривать лишь как свидетельства неполноты проявления или незавершенности процесса. Там, где оползнение длительное время играет роль ведущей формы денудации, его результатом является весьма значительное выколаживание первоначально крутых склонов. Определить значение того конечного уклона, при котором достигается более или менее полное равновесие по отношению к оползневым процессам, пока невозможно, исходя из общетеоретических соображений. О нем приходится судить на основании чисто наблюдательных данных, которых еще также, к сожалению, немного. Весьма интересен в этом отношении опыт детального историко-геологического анализа развития оползневых склонов Поволжья, проделанный Г. С. Золотаревым (1948). Ему удалось убедительно показать, что начальная крутизна этих склонов достигала не менее $25-26^\circ$, на стадии развития оползней-потоков она снизилась до $10-12^\circ$, а окончательное затухание оползневых процессов и выравнивание склонов достигаются в данном случае при уклонах порядка $6-7^\circ$. Тот же исследователь приводит убедительные данные, свидетельствующие о большой длительности полного цикла этой оползневой перестройки склонов. Последний такой цикл, по его мнению, начался в «рисс-вюрме» (микулинское межледниковье) и не повсюду еще завершился до настоящего времени. В абсолютных цифрах это соответствует отрезку времени порядка 80—100 тыс. лет как минимум.

Столь длительные сроки, требующиеся для завершения полного цикла оползневой перестройки даже склонов, сложенных сравнительно очень легко оползающими песчано-глинистыми толщами, вполне гармонируют с самой природой оползневых процессов, как правило, протекающих достаточно медленно, хотя и неравномерно. Отдельные, иногда катастрофически быстрые подвижки оползней, обычно сравнительно небольшой амплитуды, как известно, чаще всего чередуются с весьма длительными периодами почти полного покоя. Исключения касаются лишь случаев особого рода. Одним из них являются так называемые *оползни-обвалы* скальных пород, блоки которых соскальзывают иногда почти мгновенно по подстилающему глинистому субстрату, дробясь и подвергаясь обрушениям. Но это уже явления, которые можно отнести к категории оползневых лишь крайне условно. Другое исключение составляют так называемые *оползни скандинавского типа*, известные из южных частей Швеции и Норвегии. Они поражают толщи очень молодых поздневерхнеплейстоценовых и голоценовых озерных и морских глинистых отложений, почти не испытавших даже первоначального диагенетического уплотнения. Слагающие их породы сохранили в своем составе много рыхло связанной воды и обладают поэтому ярко выраженной тиксотропией, т. е. способностью разжижаться при интенсивных механических воздействиях, в частности вдоль поверхностей скольжения оползневых блоков, которые смещаются поэтому катастрофически быстро. Однако подобные крайние случаи, конечно, не определяют основные особенности оползания как формы денудации.

Переходя к характеристике *оползневых накоплений* как генетического типа склонового ряда, необходимо прежде всего оговориться, что под ними мы будем понимать все оползневые массы, слагающие тело оползней в целом. В таком случае каждому типу оползневых процессов и каждой стадии эволюции оползневого склона будут соответствовать оползневые накопления разного характера. На первой и отчасти на второй стадиях, выделенных в нашей идеальной схеме, возникают накопления, которые, за исключением разве оползневых брекчий трения, играющих всегда резко подчиненную роль, нельзя назвать ни новыми отложениями, ни новыми горными породами. Это смещенные с места своего первоначального залегания и в той или иной степени деформированные коренные породы склона, сохранившие, однако, все характерные черты своего состава и мало изменившие свою структуру и текстуру. Мало того, в каждом оползневом блоке сохранилась даже прежняя последовательность напластования. Иными словами, это скорее оползневые дислокации, чем оползневые отложения.

Среди этих дислокаций имеются морфологические аналоги почти всех типов настоящих тектонических структур — как дизъюнктивных, так и пликативных. Первые преобладают в деляпсивной, вторые — в детрузивной части оползня. Выше они уже были охарактеризованы в общих чертах. Здесь следует подчеркнуть, что оползневые дислокации хотя и уступают обычно по своему масштабу тектоническим нарушениям, но все же могут иногда достигать весьма внушительных размеров, даже если ограничиться равнинными областями суши, в пределах которых склоны имеют ограниченную высоту. В деляпсивных частях больших оползней, в том числе и в различных районах Русской равнины, широко известны блоковые смещения сбросового типа с амплитудами во много десятков метров при поперечниках самих блоков, измеряемых сотнями метров. Довольно крупные складчатые деформации бывают связаны с детрузивными частями больших оползней. Их масштабы иногда настолько внушительны, что вполне могут быть спутаны с настоящими тектоническими складками, особенно если речь идет о древних оползнях, рельеф времени образования которых не

сохранился вовсе или сильно преобразован позднейшими процессами денудации.

Собственно говоря, настоящими новообразованными отложениями являются среди оползневых накоплений только отложенные оползневые брекчии оползней-потоков. Они представляют собой несортированную глинистую брекчию, в которой неправильные куски горных пород, сохранивших свою первоначальную плотность, как бы плавают в бесструктурной основной массе, иногда включающей неправильные гнезда песка, гравия и подобных им рыхлых пород склона. Лишь в нижней части толщи, в зоне сдвига, наблюдается ориентировка этих обломков и гнезд в направлении движения и появляются отдельные притертые зеркала скольжения.

Крайняя специфика оползневых накоплений делает их мало интересным объектом исследования с чисто литологической точки зрения. Изучение их типов и свойств гораздо важнее для решения вопросов инженерной геологии. Да и познание природы и закономерностей развития оползневых процессов наиболее важно для той же инженерной геологии и геоморфологии и сравнительно мало дает для учения о генетических типах как такового. Мы уделили им, однако, достаточно большое внимание, поскольку без этого немислимо было показать, что оползание в типичной форме его проявления характеризуется и с чисто динамической стороны, и с точки зрения его роли в морфогенезе склона, и по его литогенетическим результатам рядом ярких специфических черт, резко отличающих его от других форм склоновой денудации.

СОЛИФЛЮКЦИЯ И СОЛИФЛЮКЦИОННЫЕ НАКОПЛЕНИЯ

Со времени введения в науку термина солифлюкция Андерсоном (Andersson, 1906) сущность этой группы явлений и их роль в преобразовании рельефа стали проблемами, весьма широко обсуждающимися на страницах мировой литературы по геоморфологии, четвертичной геологии и мерзловедению. Особенно много внимания им уделялось и продолжает уделяться за рубежом, где наряду с многочисленными частными исследованиями опубликован ряд обобщающих статей и сводных работ, с большей или меньшей полнотой освещающих относящийся сюда круг вопросов (Bryan, 1946; Büdel, 1953, 1959; Schenk, 1954; Schmid, 1955; Sharpe, 1938; Troll, 1944, 1947, и др.). В русской литературе термин солифлюкция вошел в обиход, начиная с конца тридцатых годов (С. В. Обручев, 1937; Боч, 1938, 1939; Качурин, 1939) и с тех пор интерес к ней среди советских исследователей также не ослабевает¹. В итоге к настоящему времени накоплен очень большой и ценный фактический наблюдательный, а отчасти также и экспериментальный материал и установлен ряд прочно обоснованных общих положений, позволяющих с достаточной достоверностью судить о динамике, морфологическом и литогенетическом эффекте солифлюкционных явлений. Это касается, правда, преимущественно тех форм их проявления, которые свойственны районам развития вечной и долговременной сезонной мерзлоты и которые были широко распространены на территории Северной Евразии и Северной Америки в ледниковые эпохи четвертичного периода. Большая роль солифлюкционных деформаций и солифлюкционных накоплений в строении плейстоценовых отложений этих областей земного шара, где они обычно сочетаются с разного рода текстурами

¹ Сводку по истории представлений и современному состоянию знаний в области изучения солифлюкции в районах развития вечной мерзлоты можно найти в книге Т. Н. Каплиной (1965).

явно криогенного происхождения, привела к возникновению общераспространенного взгляда на солифлюкцию как на явление, преимущественно или даже исключительно «перигляциальное». Надо, однако, заметить, что подобное одностороннее понимание явно не соответствует первоначальному смыслу, который вкладывался в этот термин его автором Андерсоном. Если вслед за ним понимать солифлюкцию как обозначение всяких процессов течения переувлажненного грунта вниз по склону, то, очевидно, ее проявления отнюдь не ограничиваются только субполярными, высокогорными или «перигляциальными» зонами. Подобного рода процессы могут протекать всюду, где рыхлый поверхностный покров во влажные сезоны года обильно увлажняется, что характерно для склонов экваториального и влажно-тропического пояса, где этому благоприятствует мощное развитие сильно оглиненной коры химического выветривания. Этого рода «тропическая солифлюкция», к сожалению, еще очень слабо изучена, но некоторые исследователи приводят весьма убедительные данные о ее существенном геологическом значении (Saprer, 1914, 1930, 1935; Ruellan, 1956, и др.). И если нельзя согласиться с мнением И. Гилльена (Guillien, 1949), что в указанном широком толковании солифлюкция вообще может рассматриваться как явление акклиматическое, то она во всяком случае приобретает гораздо более общее значение, чем многие склонны думать. Именно только такое широкое содержание термина солифлюкция соответствует ее пониманию не как какого-либо единичного элементарного склонового процесса, а как самодовлеющей формы склоновой денудации, в составе которой явления течения грунтовой массы играют ведущую, но не обязательно безраздельную роль. Во всяком случае, когда соблюдается это условие, конечные морфогенетические и литогенетические результаты оказываются если не вполне тождественными, то по крайней мере принципиально сходными. В этом отношении субполярная, тропическая и вообще любая возможная разновидность солифлюкции выступает как движущий фактор одного из вариантов, по существу единого типа денудационной эволюции склонов, которому соответствует и единый по своим основным качественным характеристикам тип аккумуляции склоновых отложений.

Течение грунта, лежащее в основе солифлюкции, с точки зрения динамики и физической природы явления нельзя считать однородным. Можно различить три существенно различные его формы, которые представляют собою разные элементарные склоновые процессы. Их сочетание в различных комбинациях друг с другом и с сопровождающими элементарными склоновыми процессами иного рода обуславливает несколько неодинаковый ход солифлюкции в зависимости от конкретной климатической, геоморфологической и геологической обстановки.

Первая форма течения грунта — это уже упоминавшиеся выше быстрые сплывы или оплывины разжиженной грунтовой массы, часто излившейся через разрывы дернового покрова или увлекающей с собою его разобщенные куски. Полужидкая грязь, стекающая при этом со склона, обладает, как правило, ярко выраженными тиксотропными свойствами и при малейшем уменьшении скорости движения легко остуживается и останавливается, образуя высыхающие затем натеки. Хотя подобные катастрофические сплывы подстилающего дерн поверхностного слоя очень часто и осложняют ход солифлюкции, они не играют в общем ведущей роли.

Вторая форма течения грунта — это медленное течение его массы, переувлажненной до вязко-текучей консистенции, но не разжиженной до киселеобразного состояния, как в первом случае. Движение сохраняет при этом тип вязкого течения очень густой жидкости, но скорости его оказываются очень малыми, измеряемыми максимум первыми метрами, а обычно сантиметрами или их долями за сезон, и носит, в общем, чисто

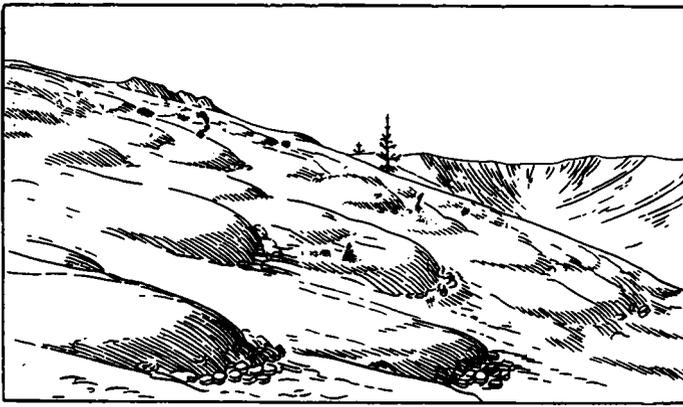


Рис. 10. Солифлюкционные натечные терраски на склоне горы, по С. Г. Бочу (1955)

ламинарный характер. Оно может равномерно охватывать значительные площади склона, причем грунтовая масса движется вместе с дерном, не вызывая его нарушения. Чаще движение оказывается неравномерным и его морфологическим выражением является образование характерных натечных солифлюкционных языков, фестонов или так называемых солифлюкционных натечных псевдотеррас, многократно описанных в литературе (рис. 10). Первый случай характерен для очень пологих склонов, второй — для относительно более крутых. Однако рассматриваемая форма течения грунта почти неизвестна для склонов круче $20\text{--}30^\circ$, так как при столь большой крутизне поверхностный и внутригрунтовый сток настолько интенсивны, что препятствуют достаточно сильному увлажнению грунта.

Третья форма течения рыхлого поверхностного покрова на склонах — это пластичное течение, всегда осуществляющееся очень медленно. При этом грунтовая масса увлажнена лишь до вязко-пластичной консистенции и не теряет связности. Поэтому составляющая силы тяжести, параллельная склону, вызывает достаточно активные пластические деформации лишь при условии существования некоторой минимально необходимой вертикальной нагрузки, без чего тормозящее влияние сил связности настолько замедляет их развитие, что они теряют практически всякую роль в ходе денудации. Пластическое течение, в отличие от вязкого, может приобретать достойное внимания значение только в случае, если мощность смещающегося слоя не меньше определенной предельной величины, зависящей от свойств грунта и режима его влажности. Явления подобного пластичного течения могут проявляться даже при относительно малой степени увлажнения песчано-глинистых грунтов, практически лишенных жестких структурных связей, к которым относится большинство почвенно-элювиальных образований и многие слабо уплотненные покровные делювиальные накопления склонов. Особенно характерны они для сильно нарушенных оползневых масс, слагающих языки оползней-потоков и играют существенную роль в их движении. В солифлюкционном смещении поверхностного покрова склонов в силу крайне медленно го развития деформаций они занимают подчиненное место по сравнению с более интенсивно протекающими явлениями вязкого течения, возникновению которых благоприятствует сильное переувлажнение приповерхностных слоев грунта водами атмосферных осадков и склонового стока. Но на относительно хорошо дренированных и слабо увлажняемых склонах их значением не следует пренебрегать.

Кроме явлений течения грунта в собственном смысле слова, в состав солифлюкции как формы денудации склонов может входить ряд дополнительных процессов, осложняющих или стимулирующих ее. Из них к наиболее распространенным относится прежде всего рассмотренный выше «крип». Хотя, как мы видели, он никогда и не выступает в роли ведущего фактора денудации, но, несомненно, облегчает и ускоряет солифлюкционное смещение. В определенных условиях последнее может также сопровождаться возникновением поверхностей срыва и скольжения в основании или внутри смещающейся грунтовой массы, т. е. явлениями сползания. Иными словами, солифлюкция представляет собой сложную комплексную форму денудации.

Перечисленные выше компоненты характерны для любой разновидности солифлюкции. В условиях экваториального и влажнотропического климата они являются в то же время и единственно возможными. В этом и выражается специфика «*тропической солифлюкции*», которую можно поэтому выделить в особый тип. Надо сказать, что это отнюдь не означает приуроченности подобного рода солифлюкции исключительно к тропикам. Ее проявление возможно вообще повсюду, где интенсивное поверхностное увлажнение склонов связано с выпадением обильных дождей при отсутствии или крайней незначительности зимнего промерзания почвы. Однако именно во влажном тропическом климате в этом отношении создаются наиболее благоприятные условия. Напряженные зенитальные и муссонные тропические ливни приводят здесь к очень сильному переувлажнению поверхностных слоев по преимуществу глинистого и плохо водопроницаемого элювиального покрова, так что они приобретают текучую консистенцию. В условиях умеренного гумидного климата, где дожди, как правило, не достигают столь большой интенсивности, а покровные образования менее глинисты, влага обычно гораздо более равномерно распределяется в значительно большей толще, не вызывая резкого переувлажнения ее верхних частей. Поэтому условия для развития солифлюкции здесь во много раз менее благоприятны, и она почти никогда не играет существенной роли в перестройке склонов. В той части умеренного пояса, где зимнее промерзание почвы достаточно глубоко и длительно, при весеннем ее оттаивании приповерхностный слой, правда, часто очень сильно переувлажняется. Но это кратковременное переувлажнение обычно приводит только к образованию поверхностных оплывин на крутых глинистых склонах молодых оврагов, которые не имеют большого значения в развитии склоновой денудации в целом. Само собою разумеется, что совершенно неблагоприятна для проявления солифлюкции обстановка в семиаридных, а тем более в аридных областях как умеренного, так равно и тропического климатических поясов, ибо здесь даже во влажные сезоны года увлажнение склонов слишком невелико.

Солифлюкция вновь приобретает значение одной из ведущих или даже безраздельно господствующей формы склоновой денудации лишь там, где имеется вечная или долговременная мощная сезонная мерзлота. Это касается прежде всего субполярной зоны и субнивальных зон высокогорных областей суши. Она осложняется при этом влиянием ряда дополнительных факторов, что позволяет выделить второй своеобразный ее тип — *мерзлотную солифлюкцию*, или, как ее назвал С. П. Качурин (1939), *криосолифлюкцию*. Именно эта последняя и являлась до сих пор основным объектом исследования и чаще всего ее отождествляют поэтому с солифлюкцией вообще.

Надо сразу же сказать, что роль собственно мерзлотных процессов в развитии криосолифлюкции часто явно преувеличивается. Это касается, например, самого явления промерзания и протаивания грунта, которое нередко считается непосредственным движущим фактором процес-

са. К подобной оценке этих явлений склонны многие авторы. В частности, она, несомненно, послужила для А. Боли (Baulig, 1956) поводом предложить для обозначения криосолифлюкции термин «желифлюкция» (или гелифлюкция), что в переводе на русский язык означает «течение смерзания». Правда, тот же Боли в общем правильно усматривает сущность процесса не во влиянии самого смерзания, а в смещении уже протаявшей массы. Действительно, все полевые наблюдения показывают, что наиболее активно солифлюкционные смещения протекают в течение летнего сезона и ранней осенью преимущественно в форме медленного вязкого течения переувлажненного грунта (Williams, 1957; Жигарев, 1960). Иными словами, в отношении господствующего типа элементарных склоновых процессов криосолифлюкция не отличается резко от любой формы солифлюкции вообще.

Промерзание играет в ходе криосолифлюкции в большей степени пассивную, чем активную роль. При этом его влияние сказывается прежде всего в двух отношениях. Во-первых, слой вечной мерзлоты или долго сохраняющиеся в нижней части зимнемерзлой толщи остатки сезонной мерзлоты служат водоупором, над которым задерживаются насыщающие грунт талые и дождевые воды. Во-вторых, ледяные прослойки, образующиеся при зимнем промерзании и пучении грунта, во время таяния становятся весьма значительным, а иногда и основным источником воды и тем самым обеспечивают длительное и интенсивное переувлажнение талого слоя. Вместе с малой величиной поверхностного испарения и транспирации растительного покрова все это и создает особенно благоприятные условия для развития солифлюкционных процессов в обстановке холодного климата.

Надо, однако, заметить, что неравномерность распределения ледяных шпиров и прослоек может в определенных условиях внести некоторые осложнения в ход процесса. Их образование связано, как известно, с миграцией влаги к фронту промерзания. Там, где вечная мерзлота отсутствует, последнее распространяется исключительно от дневной поверхности. Поэтому и новообразующиеся ледяные включения возникают преимущественно в верхней части грунтовой толщи. Иначе обстоит дело при неглубоком залегании вечной мерзлоты, кровля которой также играет роль охлаждающей поверхности. В этом случае промерзание начинается и сверху и снизу, что приводит к образованию второй зоны концентрации ледяных выделений в основании зимнемерзлого слоя. В случае, если слои не испытывают слишком обильного поверхностного увлажнения, а деятельный слой достаточно мощен и не слишком водопроницаем, так что нисходящая гравитационная фильтрация в нем затруднена, при таянии резко пересыхается водою лишь нижняя мало-мощная зона, непосредственно над вечной мерзлотой. Именно в ней сосредоточивается течение грунтовой массы, тогда как вышележащие ее части смещаются более или менее пассивно без существенных деформаций. Тем самым явление внешне начинает несколько напоминать сдвиг того типа, который наблюдается при оползнях, хотя оно по существу не является сползанием в собственном смысле слова и не сопровождается образованием настоящей поверхности срыва. Видимо, именно такие частные случаи послужили причиной того, что некоторые авторы до сих пор склонны рассматривать криосолифлюкцию как скольжение талого слоя по мерзлоте субстрату (Baulig, 1956). В действительности, однако, подобная модификация процесса является, по-видимому, исключением из общего правила. По крайней мере там, где удалось поставить точные стационарные наблюдения, признаков истинного или кажущегося скольжения по мерзлоте констатировать не удалось, и скорости солифлюкционного течения оказались плавно падающими до нуля

по мере углубления в грунт, как и следует из схемы ламирного движения вязкой жидкости (Жигарев, 1960).

Хотя собственно мерзлотные процессы не являются, таким образом, главным фактором криосолифлюкции, они все же накладывают на нее определенный отпечаток. Возможная роль «криогенного крипа» в этом отношении была уже оценена выше. Как мы видели, она сводится к известной стимуляции процессов смещения грунта, но не более. Значительно сложнее обстоит дело с определением истинного значения тех сложных явлений мерзлотной сортировки, перемешивания и различного рода так называемых «криотурбаций», которые протекают в деятельном (т. е. сезонноталом) слое в течение цикла промерзания — протаивания. Сама динамика многих из них не может еще считаться вполне ясной. Так, в последнее время некоторые мерзлотоведы склонны толковать многие текстуры типа «криотурбаций» и клиновидных тел вообще не как мерзлотные образования, а как следствие проседания более тяжелых и плотных участков вязко-пластичного или текучего грунта в нижележащие менее плотные слои (Попов, 1962; Костяев, 1962, 1964; Артюшков, 1964). Развиваемые ими идеи, несомненно, заслуживают серьезного внимания, поскольку из них следует достаточно обоснованное сомнение в криогенной природе многих описанных в литературе образований подобного рода, особенно в относительно геологически древних нижнеплейстоценовых и верхнеплиоценовых толщах далеко за пределами области распространения четвертичных оледенений и вне границ непосредственно примыкающей к ним зоны. Однако указанные авторы, несомненно, допускают неоправданное преуменьшение значения собственно криогенного фактора в происхождении многих конкретных текстур этого типа на территории современного и бывшего развития вечной мерзлоты, где они определенно связаны с деятельным слоем. К тому же надо иметь в виду, что пластичные и текучие деформации деятельного слоя в данном случае всегда связаны с переувлажнением, вызванным близким залеганием водоупорной постоянномерзлой зоны, и независимо от их механизма прямо гентически обусловлены существованием мерзлоты.

Совершенно очевидно, что как истинно криогенные, так и иного рода деформации этой категории на ровных горизонтальных поверхностях должны развиваться более или менее симметрично. Это полностью подтверждается образующимися в итоге правильными полигональными текстурами разного типа — каменными кольцами и многоугольниками, медальонами, трещинными полигонами и т. п. Из них такие образования, как пятна-медальоны, определенно связаны с выжиманием на поверхность разжиженной массы деятельного слоя при смыкании сезонной и вечной мерзлоты и неравномерном пучении, т. е. имеют истинно криогенную природу. Очевидно, на склонах те же самые деформации неизбежно будут развиваться асимметрично, так что под влиянием силы тяжести образуемые ими текстуры должны вытягиваться вниз по уклону, вызывая дополнительное смещение рыхлого покрова. Вытягивание каменных колец при переходе на склоны, их разрыв и преобразование в каменные полосы или каменные гирлянды со ступенчатым наплыванием друг на друга описаны рядом исследователей (Боч, 1939а; Lundquist, 1949; Sharp, 1942). Так же точно описаны и явления деформации пятен-медальонов, преобразующихся на склонах в маленькие натечные языки-псевдотерраски (Каплина, 1965; Жигарев и Каплина, 1960; Качурин и Каплина, 1961). Конечно, возможно, что подобная асимметрия криогенных форм в известной мере связана с их эпигенетическими деформациями, вызываемыми течением талого грунта. Но нет оснований отрицать и вероятность того, что она является результатом первично асимметричного развития процессов пучения

на склонах. В таком случае, очевидно, какая-то доля общего солифлюкционного смещения может быть вызвана и переходом грунта из талого в мерзлое состояние, т. е. криогенным фактором в прямом смысле слова. В этом отношении очень интересны данные Л. А. Жигарева по инструментальным наблюдениям над ходом солифлюкции на Чукотке. Из приведенных им цифр вытекает, что из всей суммарной величины смещения за весенне-осенний сезон 72% приходится на время протаивания активного слоя, а 28% — на октябрь — ноябрь, т. е. на завершение его промерзания и полного смыкания сезонной и вечной мерзлоты. Эта часть смещения, предположительно связываемая Жигаревым с «морозным сдвигом», вполне может быть приписана асимметричному развитию пучения и собственно мерзлотных деформаций на наклонной поверхности склона. Если это так, то динамика криосолифлюкции оказывается в целом значительно сложнее, чем солифлюкции «тропической», хотя основу как той, так и другой составляют принципиально одни и те же явления течения переувлажненного грунта.

Солифлюкция, как уже указывалось, является медленно развивающейся формой склоновой денудации, и серьезные морфогенетические и литогенетические результаты ее сказываются лишь через длительные отрезки времени. Пока очень трудно сказать что-либо определенное в отношении «тропической» солифлюкции, поскольку ее геологическая роль во многом еще неясна. Что касается мерзлотной солифлюкции, то итоги ее проявления в странах северного полушария в течение плейстоцена дают право оценить сроки, необходимые для заметного изменения облика рельефа цифрами порядка десятков и сотен тысячелетий. Общее направление этих изменений, равно как и некоторые характерные их детали, рисуются следующим образом.

Солифлюкционное смещение в условиях достаточного увлажнения возможно даже при очень малых уклонах порядка 2—3°, если только грунт содержит достаточное количество глинистых и пылеватых частиц. Минимальное содержание этих частиц, при котором движение становится невозможным, не может считаться точно установленным, но, видимо, не очень велико и может в ряде случаев в сумме составлять всего 12—15%. Однако, чем грубее гранулометрический состав, тем, вообще говоря, грунт менее подвижен. Исключение составляют глыбовые развалы, в которых тонкие частицы замываются ближе к постели и, концентрируясь там, создают размокаемый субстрат. Неблагоприятные условия для солифлюкции, как мы видели, также на склонах круче 30° в силу их слабого увлажнения. Поэтому темп солифлюкции, а следовательно, и ее непосредственные последствия, в частности морфология временных натечных форм микрорельефа, существенно различны в зависимости от строения и крутизны склона. Здесь мы не можем, однако, подробно разобрать все детали этой проблемы и ограничимся лишь изложением самой общей схемы. Поскольку солифлюкция в благоприятной обстановке прекращается лишь при очень малых уклонах, то смещаемые ею массы обычно полностью останавливают свое движение только у самой подошвы склона. По мере их поступления здесь образуется очень полого-покатый невысокий шлейф, или «увал», как часто называют эти формы в Сибири, фронтальная часть которого обычно имеет выпуклую форму, придавая всему шлейфу террасоподобные черты. В ходе формирования этот солифлюкционный шлейф наползает на дно долины, постепенно расширяясь и лишь очень слабо нарастая в высоту. Он составляет нижнюю, меньшую по высоте аккумулятивную часть склона, которая связана с большей, верхней денудационной частью плавным вогнутым переходом. В настоящее время подавляющая часть наблюдений касается именно этих денудационных частей склонов и связанного с ними подвижного солифлюкционного покрова.

В том случае, если склон однороден по геологическому строению и сложен рыхлыми песчано-глинистыми или плотными, но легко разрушающимися породами, дающими богатый мелкоземом элювий, солифлюкционные процессы стремятся в общем постепенно выровнять профиль его денудационной части. Так как солифлюкционное движение ускоряется при более крутом уклоне и замедляется на более пологих участках, то происходит постепенное срезание повышений и заполнение выемок поверхности склона. В ходе солифлюкционного движения этот процесс усложняется образованием натечных солифлюкционных форм. Однако последние в подавляющем большинстве являются образованиями временными и не изменяют поэтому общей тенденции.

В плане солифлюкционные процессы развиваются неравномерно на площади склона. Вдоль ложбин создаются более мощные солифлюкционные языки, выдвигающиеся дальше вниз по уклону. В промежутках между ними движущийся солифлюкционный покров менее мощен и образует лишь мелкие натечные формы. Более сильно увлажняемые участки склона, на которые поступает больше вод поверхностного стока с вышележащего водосбора, характеризуются более интенсивным ходом солифлюкции, и здесь могут возникнуть вторичные ложбинообразные понижения типа деллей. Все эти осложняющие обстоятельства вносят, однако, лишь частные детали в общую картину.

Переходя к строению солифлюкционных образований, необходимо указать, что среди них можно различить две категории — подвижный солифлюкционный покров денудационной части склона и накопления аккумулятивного солифлюкционного шлейфа, которые только и представляют собою «готовые» солифлюкционные отложения в строгом смысле слова. В области развития современных солифлюкционных процессов до сих пор обращалось внимание только на текстуру первой из этих категорий солифлюкционных образований. Но даже и в этом отношении накоплен сравнительно небольшой материал, поскольку целями исследования служили в основном динамика и морфогенетические последствия солифлюкции, а не ее литогенетические результаты. Что касается накоплений, слагающих аккумулятивные шлейфы, то о них приходится судить почти исключительно по древним плейстоценовым солифлюкционным отложениям, вскрываемым обнажениями, горными и разведочными выработками. Обычно подобного рода данные касаются тех районов, где в настоящее время солифлюкция уже не проявляется или резко ослаблена в связи с потеплением климата в голоцене, и поэтому ход процесса их образования не поддается непосредственному наблюдению. В связи с этим далеко не все характерные признаки и возможные типы солифлюкционных образований достаточно точно установлены и сама методика диагностики этой группы отложений требует еще серьезной разработки.

Строение подвижного солифлюкционного покрова, одевающего денудационную часть склона, во многом зависит от состава слагающих склон пород. Но можно указать некоторые общие закономерности, действительные во всех случаях. Все формы солифлюкционного смещения грунта по своей природе не могут приводить к сортировке продуктов разрушения горных пород и возникновению настоящей слоистости. Однако некоторое подобие слоистости все же нередко наблюдается в солифлюкционных образованиях и по преимуществу именно в пределах денудационной части склона. Это явление связано с ламинарным, т. е. гостлойным, типом вязкого и пластичного течения грунта. Благодаря ему продукты разрушения выходов каждого слоя пород, слагающих склон, постепенно растаскиваются вниз по склону, образуя серию налегающих друг на друга неясно отделенных прослоев, постепенно утончающихся и расплывающихся, но прослеживающихся на значительном расстоянии.

Подобного рода полосчатость не свидетельствует, конечно, о механической дифференциации материала. Как раз, наоборот, она является признаком его постепенного перемешивания в условиях почти ламинарного движения, происходящего лишь очень медленно. Поэтому такая псевдослоистость с генетической точки зрения представляет собой явление, прямо противоположное настоящей слоистости. По мере движения солифлюкционных масс вниз по склону полосчатость постепенно исчезает и материал все более и более равномерно перемешивается, чему способствует образование натечных форм, стягивание движущегося грунта на дно ложбин и т. п. В нижней части склона она обычно сохраняется уже только в основании толщи¹.

Накопления солифлюкционных шлейфов часто вообще лишены всяких признаков полосчатости. Для них очень характерны как раз совершенно не сортированные массы супесчаного, суглинистого состава, включающие беспорядочно распределенный щебень и глыбы твердых пород, неправильные гнезда песка и т. п. Особенно богатые грубообломочным материалом их разности, образующиеся у подножий склонов, в значительной части сложенных твердыми скальными породами, во многом напоминают по своему облику ледниковые морены и часто называются поэтому псевдоморенами. Методика диагностики подобного рода «псевдоморен» почти не разработана, и это является одной из настоящих задач четвертичной геологии, так как их бывает очень трудно отличить от настоящих морен, если они являются продуктами их солифлюкционного переотложения.

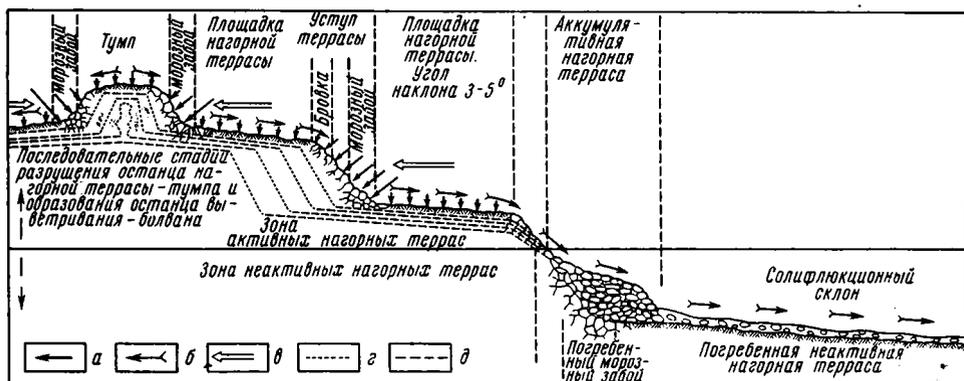


Рис. 11. Схема образования нагорных террас, по С. Г. Бочу и И. И. Краснову (1943)

а — морозное выветривание (размер стрелки показывает различную степень интенсивности процесса); б — солифлюкционный перенос рыхлых продуктов выветривания; в — направление попятного отступления уступов нагорных террас; г — последовательные стадии отступления уступа нагорной террасы под воздействием морозного выветривания; д — последовательные стадии снижения площадки нагорной террасы под воздействием солифлюкционного сноса и морозного выветривания

¹ В ходе солифлюкции всегда возникают разрывы дернового покрова и излияния разжиженной грунтовой массы, создающие лишненные растительности участки поверхности склона. Будучи незащищенными от действия вод поверхностного стока, они становятся очагами склонового смыва, поставляющего на нижнюю часть склона делювиально отложенный материал. Прослой, линзы и гнезда его часто оказываются включенными в толщу солифлюкционных накоплений. Им свойственна иногда довольно отчетливо выраженная настоящая слоистость. Однако в этом случае речь идет уже о явлении, не связанном с солифлюкцией как таковой и поэтому не относящемся к обсуждаемой теме. Там, где подобного рода делювиальные образования начинают играть существенную роль в строении толщи, нельзя говорить уже о чисто солифлюкционных отложениях.

Весьма своеобразно протекают процессы перестройки относительно крутых скалистых горных склонов под совместным действием морозного выветривания, нивации и солифлюкции. Наиболее характерными формами, возникающими при этом, являются так называемые нагорные, или гольцовые, террасы, морфология и происхождение которых были выяснены работами С. В. Обручева (1937) и С. Г. Боча и И. И. Краснова (1943, 1951). Здесь мы ограничимся лишь очень кратким изложением схемы процесса, используя для иллюстрации заимствованный у Боча и Краснова чертеж (рис. 11). Образование нагорной террасы начинается с выработки нивальной ниши в какой-либо выемке горного склона. Задерживающийся в этой нише снег является причиной усиленного увлажнения горных пород ее дна, способствуя особенно интенсивному их морозному выветриванию. Грубообломочные продукты морозного выветривания оттесняются от основания склона ниши нивацией, а далее вниз по склону смещаются уже солифлюкционным путем. Это становится возможным благодаря замыванию водою к постели глыбово-щебнистого развала всегда образующихся в некотором количестве мелкоземистых продуктов выветривания, из которых создается пластичная подстилка. В итоге основание склона ниши превращается в «морозный забой», постепенно подсекающий и обрушивающий вышележащую часть скального откоса, а солифлюкция играет роль «откатчика», удаляющего разработанную породу вниз по склону. На уровне первоначальной нивальной ниши в склон шаг за шагом врезается нагорная, или гольцовая, терраса, площадка которой наклонена под углом 3—5°, соответствующим минимальному уклону, при котором может идти солифлюкционное смещение в данных условиях. С внутренней стороны она ограничена крутым уступом террасы или морозобойной стенкой, постепенно отступающей в глубь склона. При мощном развитии нагорных террас, располагающихся в несколько ярусов на противоположных склонах, они могут в конце концов слиться вместе, срезав вершину горы и превратив ее в плоскую поверхность, или «тумп», на котором иногда сохраняются крутые скалистые останцы в виде стен (см. рис. 11) или столбов (так называемые «болваны»).

Поверхности развивающихся нагорных, или гольцовых, террас покрыты крупноглыбовыми или щебнистыми развалами, смещающимися вниз по склону в виде подвижных каменных россыпей или курумов, часто погребаящих под собою растительность. Начало подобным курумам, являющимся очень своеобразным видом подвижных солифлюкционных образований, могут давать, конечно, не только морозобойные стенки гольцовых террас, но и глыбово-щебнистые осыпи крутых скалистых склонов вообще.

Стягиваясь на дно ложбин и эрозионных долин, лишенных крупных постоянных водотоков, крупноглыбовый материал дает начало так называемым каменным рекам, или каменным потокам. Наиболее грандиозных масштабов этого рода солифлюкционные образования достигают там, где развиты курумы, разновидностью которых они и являются. В этом случае каменные потоки нередко целиком заполняют дно довольно крупных долин, достигая многих десятков и даже первых сотен метров в ширину и протягиваясь вдоль них на целые километры, медленно смещаясь вниз по склону. Из боковых долин они иногда выдвигаются на дно главных в виде языков, ограниченных полукруглым в плане фронтальным склоном. Древние, уже прекратившие свое движение и заросшие лесом каменные потоки очень характерны, например, для многих падей Восточного Забайкалья, особенно в районах развития гранитов. Громадные глыбы последних, обособившиеся по системе трещин отдельности и беспорядочно нагроможденные друг на друга, придают им характерный облик (рис. 12). Подобные крупноблоковые камен-



Рис. 12. Древний глыбовый развал типа каменного потока на дне одной из падей в Восточном Забайкалье (Борщовочный хребет)

ные потоки сильно затрудняют речную эрозию, а малые водотоки пробираются внутри них под камнями, вообще не образуя поверхностных речных ложбин.

Концентрация грубого обломочного материала на дне ложбин является вообще одной из характерных черт районов активного развития солифлюкции даже тогда, когда сомкнутых курумов на склонах он и не образует. Крупные валуны, обладая большой массой, сминают перед собою переувлажненный мелкоземистый покров склона и смещаются поэтому с большей скоростью, чем движется этот последний в целом. Это явление так называемого «блуждания камней» является немаловажным фактором, способствующим особенно интенсивному поступлению грубообломочного материала в русла рек.

К сожалению, в настоящее время не имеется достоверных данных, которые могли бы дать представление о степени развития и характерных особенностях солифлюкционных накоплений влажно-тропических областей суши. Совершенно очевидно, что в связи с отсутствием морозного выветривания и мерзлоты в тропиках невозможны такого рода образования, как нагорные террасы, курумы и каменные потоки. В то же время солифлюкционные накопления, содержащие то или иное количество щебнистого или даже крупноглыбового материала, в горных районах с влажным тропическим и субтропическим климатом, несомненно, должны пользоваться известным распространением. Так, личные наблюдения автора в горной группе Лу-шань в Китае показывают, что на многих склонах здесь действительно присутствуют явно солифлюкционно смещенные глинистые склоновые отложения, возникшие за счет хорошо развитой древней коры химического выветривания и включающие обломки и целые блоки местных скальных пород до 1,5—2 м в поперечнике. Именно эти накопления, по-видимому, были ошибочно приняты Ли Сы-гуаном (1952) за ледниковые морены¹.

Широкое распространение мощных кор химического выветривания заставляет предполагать, однако, что солифлюкционные образования влажных тропиков в подавляющем большинстве случаев должны быть представлены глинистыми накоплениями, лишенными грубообломочного материала. Вполне вероятно, что именно таково происхождение многих так называемых «переотложенных кор выветривания», известных из континентальных мезозойских и отчасти палеогеновых отложений СССР. Отсутствие конкретных фактических данных по строению склоновых отложений современных влажных тропиков и субтропиков не позволяет утверждать, что это допущение безусловно правильно. Проблема солифлюкционных накоплений тропического типа в целом ждет еще своего разрешения, и исследования в этом направлении следует признать весьма актуальными.

СКЛОНОВЫЙ СМЫВ И ДЕЛЮВИАЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Важная роль склонового смыва как фактора денудации очевидна. В настоящее время в геоморфологической литературе ему с полным основанием приписывается выработка вогнутых профилей денудационных склонов. Однако до сих пор еще не дано удовлетворительного анализа

¹ По данным Ли Сы-гуана, аналогичные глинистые накопления с валунами вскрываются также в некоторых пунктах на самом берегу озера Поянху у подножия Лу-шаня, а также ниже по р. Янцзы у г. Дунлю, на псверхности 20-метровой террасы, примыкающей к прилежащему низкогорному массиву. Вполне вероятно, что и в данном случае речь идет о солифлюкционных, частично, быть может, селевых накоплениях. Во всяком случае ледниковое их происхождение кажется почти невероятным, поскольку они залегают на отметках лишь немногим выше уровня моря в местности, расположенной на 29°30'—30° с. ш. Предполагать, как это делает Ли Сы-гуан, что в непосредственной близости к тропику плейстоценовые ледники спускались на столь низкие высоты, нет никаких оснований.

динамики этого процесса и основных условий его проявления. В еще меньшей степени освещен вопрос о литогенетической роли склонового смыва. После известных работ А. П. Павлова (1890, 1898), выделившего отложения, образующиеся в его ходе, в особый генетический тип делювия, не было проведено каких-либо углубленных наблюдений ни по литологии, ни по процессам формирования этих отложений. Для того чтобы всесторонне разработать все эти вопросы, требуется еще постановка специальных исследований. Но даже достаточно полный обзор проблемы на современном уровне занял бы слишком много места, и мы ограничимся здесь лишь кратким изложением самых необходимых положений.

Факторами склонового смыва являются дождевые и, в меньшей мере, талые снеговые воды, стекающие со склонов. Поэтому интенсивность смыва зависит от режима поверхностного склонового стока, напряженность которого возрастает вместе с увеличением влажности климата. Однако смыву сильно препятствует растительный покров, который наиболее пышен как раз в областях с влажным климатом. Огромная защитная роль растительного покрова бесспорно доказана многочисленными наблюдениями, проведенными во многих странах мира над так называемой «эрозией почв», т. е. смывом с пахотных угодий¹. Эти наблюдения показали, что при наличии плотного дернового покрова или сплошного слоя лесной подстилки даже при очень напряженных ливневых дождях и на крутых склонах смыв практически не имеет места. Наоборот, при изреженном растительном покрове он достигает заметных размеров уже на пологих склонах и при дождях средней интенсивности. Поэтому в заметных масштабах склоновый смыв проявляется почти исключительно в областях с семиаридным климатом — в сухих степях, саваннах и полупустынях. Здесь в отдельные сезоны года на склонах, хотя бы в течение кратких промежутков времени, возникает сток ливневых или талых вод, способный производить денудационную работу. Следы этой водной денудации в виде системы еле заметных мельчайших ложбинок стока наблюдаются в подобных условиях даже на очень пологих склонах крутизной всего в 3—4°, а на крутых склонах они выражаются уже в виде резко врезанных рытвинок и склоновых овражков. Можно считать несомненным, что склоновый смыв может играть роль важного или даже ведущего фактора денудации именно в семиаридной климатической обстановке. В странах с гумидным климатом он резко подавлен и имеет подчиненное значение, либо вовсе не проявляется². Теряет самостоятельную роль склоновый смыв также и в той части холодно-умеренного и субполярного поясов, где мощное развитие получают процессы мерзлотной солифлюкции, интенсивность которых оказывается значительно большей, чем интенсивность смыва. Только в высоко арктической зоне, где мощность деятельного слоя ничтожна, процессы солифлюкции относительно ослаблены. При изреженности или даже полном отсутствии растительного покрова это приводит вновь к увеличению относительной роли склонового смыва, результаты которого начинают отчетливо сказываться на морфологии склонов, а особенно — на строении склоновых отложений (Malaurie, 1953, 1960; Jahn, 1960, и др.).

Мы уже указывали выше, что если под склоновым смывом понимать все виды денудационной деятельности вод склонового стока, то можно выделить разные формы его проявления, отличающиеся прежде всего по их непосредственному морфогенетическому эффекту. Каждая из них

¹ Хорошую сводку этих данных можно найти, например, в книге Г. В. Лопатина (1952).

² Очевидно, что склоновый смыв также практически отсутствует и в странах с резко аридным климатом, где, как, например, во внутренней Сахаре, дождей не выпадает по многу лет подряд.

наиболее типична для определенной растительно-климатической обстановки и для склонов определенного геологического строения.

Из них чаще всего упоминаемой формой, с которой многие отождествляют даже само это понятие в целом, является так называемый плоскостной смыв. Он выражается в медленном и равномерном понижении всей поверхности склона. Следует, однако, подчеркнуть, что совершенно равномерным смыв может являться только на очень пологих склонах, да и то не во всех случаях. Правда, дождевые воды стекают иногда со склонов сплошной пеленою, не дробящейся на отдельные струи или ручейки. Подобный тип склонового стока более всего характерен для совершенно выровненных задернованных склонов гумидных областей, особенно для зоны влажных тропиков в сезоны напряженных зенитальных или муссонных дождей. При этом густой растительный покров препятствует проявлению денудационной работы стока. Эта последняя оказывается, однако, сравнительно очень небольшой даже там, где равномерно распластаный сток осуществляется в условиях изреженного растительного покрова. Вода при этом всегда стекает в виде очень тонкого слоя, и именно ее ничтожная глубина обуславливает то, что тип течения в большей или меньшей степени приближается к ламинарному или является лишь очень слабо турбулентным. Благодаря этому не возникает значительной подъемной силы, способной взвешивать частички грунта, отрывая их от ложа. Иными словами, плоскостной смыв в этой совершенно равномерной форме представляет собою сравнительно мало деятельный агент денудации и не ему принадлежит главная роль в преобразовании склонов.

В странах с семиаридным климатом, где смыв наиболее активен, склоновый сток никогда не осуществляется сплошным равномерным слоем. Наоборот, он всегда дифференцируется на отдельные разомкнутые струи. Каждая из таких струй стремится выработать себе особую индивидуальную эрозионную ложбинку или рытвинку, врезающуюся в рыхлый покров склона. Размеры и густота сети таких рытвинок, как правило, ориентированных параллельно друг другу в направлении наибольшего уклона, зависят прежде всего от режима осадков и стока и от состава пород склона. При прочих равных условиях, чем больше воды стекает со склона, тем меньшая площадь водосбора требуется для образования ручейка воды, достаточно крупного, чтобы он мог производить заметную эрозионную работу. Поэтому там, где дождей выпадает относительно много, сеть эрозионных рытвин склонового смыва оказывается очень густой и расстояния между ними часто не превышают поперечных размеров самих рытвин. Склоны соседних рытвин уже на начальных стадиях врезания, когда их глубина не превышает долей метра или первых метров, сливаются друг с другом вдоль острого водораздельного гребешка, который понижается со скоростью того же порядка, что и скорость углубления самих рытвин. Поэтому несмотря на то, что каждый ручеек воды стремится выработать свою обособленную эрозионную форму, суммарный эффект их деятельности выражается все же в общем равномерном понижении всей поверхности склона в целом. В итоге эта форма склонового смыва, которую можно назвать струйчатой или мелкорытвинной, по существу оказывается лишь разновидностью того же плоскостного смыва.

Подобный струйчатый или мелкорытвинный смыв особенно типичен для относительно более влажной части семиаридных климатических зон и наиболее широко распространен в равнинных областях с хорошо развитым рыхлым покровом склонов, ярче всего проявляясь на ранних стадиях их денудационной переработки. По мере движения к более засушливым частям семиаридных зон господствующие формы проявления склонового смыва закономерно изменяются. Это связано с уменьшением

средней интенсивности склонового стока, благодаря чему требуются все большие площади водосбора для образования струй воды с достаточной эрозионной активностью. В итоге сеть рытвин склонового смыва становится все более редкой и каждая из них приобретает все более независимое развитие. Раньше всего это сказывается на склонах, сложенных твердыми и неоднородными по составу горными породами. Ярким примером могут служить склоны волнистых денудационных равнин Центрального Казахстана, вырезанные в дислоцированных толщах докембрия и палеозоя. Здесь эрозионная работа струй склонового смыва локализуется на участках выходов более податливых пород или вдоль зон повышенной трещиноватости, что приводит к возникновению прихотливой сети эрозионных ложбин и овражков, между которыми обособляются останцовые бугры и холмики самого разнообразного размера и формы. Этот своеобразный бугристый рельеф денудационных склонов получил название приречного или склонового мелкопочиника (Быков, 1932; Сваричевская, 1961). При еще большей аридизации климата изреживание сети рытвин склонового смыва сказывается на изменении морфогенетического эффекта уже и на склонах, сложенных рыхлыми, в том числе глинистыми породами. Это выражается в возникновении характерного рельефа склонового бэд-лэнда со свойственной ему густой сетью узких крутостенных склоновых овражков. Таким образом, аридизация климата приводит к постепенному преобразованию плоскостного смыва и его мелкокрытвинной формы в различные виды мелкоовражного расчленения. Из плоскостного смыва он превращается в мелкоовражный размыв, формы которого, оставаясь по существу целиком формами склоновой денудации, приобретают черты сходства с формами, создаваемыми линейной эрозией (рис. 13).

Переход от плоскостных форм смыва к мелкоовражному размыву происходит также и при смене рыхлых пород на твердые скальные и увеличении вертикального расчленения рельефа, т. е. при движении от равнин в горные области (рис. 14). Тип мелкоовражного расчленения горных склонов не всегда бывает одинаковым. В ряде случаев склоновые овраги сохраняют основные черты, свойственные рытвинам склонового смыва равнинных стран, отличаясь только своими более крупными размерами, вполне гармонирующими со значительно большей длиной и площадью самих горных склонов. Достигая иногда 10—15 м глубины, они остаются при этом почти прямолинейными, субпараллельными и почти не ветвящимися, не обнаруживают резкой вогнутости продольного профиля и сохраняют почти постоянные продольные уклоны и глубину на большей части своего протяжения. Подобные формы очень хорошо описаны, например, С. Моравцем (Morawetz, 1962) для Австрийских Альп. Этот автор справедливо указывает также на то, что аналогичный тип эрозионного расчленения склонов очень характерен для районов развития флиша и склонов пепловых вулканических конусов, радиально расходящиеся эрозионные рытвины которых обычно обозначают испанским термином барранкосы. В других случаях склоновые овраги горных стран образуют перистую сеть и многие из них обладают вершинами в виде настоящих водосборных воронок. При этом в связи с быстрым нарастанием площади водосбора вниз по течению главные тальвеги таких перисто разветвленных систем склоновых оврагов приобретают уже достаточно ясно выраженный вогнутый продольный профиль, свойственный и таким более крупным эрозионным формам, как речные долины. Но если водосбор строго ограничен площадью самого склона, то и такие резкие формы остаются по существу целиком формами склоновой денудации. В связи с малой мощностью временных ручьев дождевых и талых снеговых вод их продольные профили сравнительно быстро, уже при очень крутых уклонах, достигают состояния,

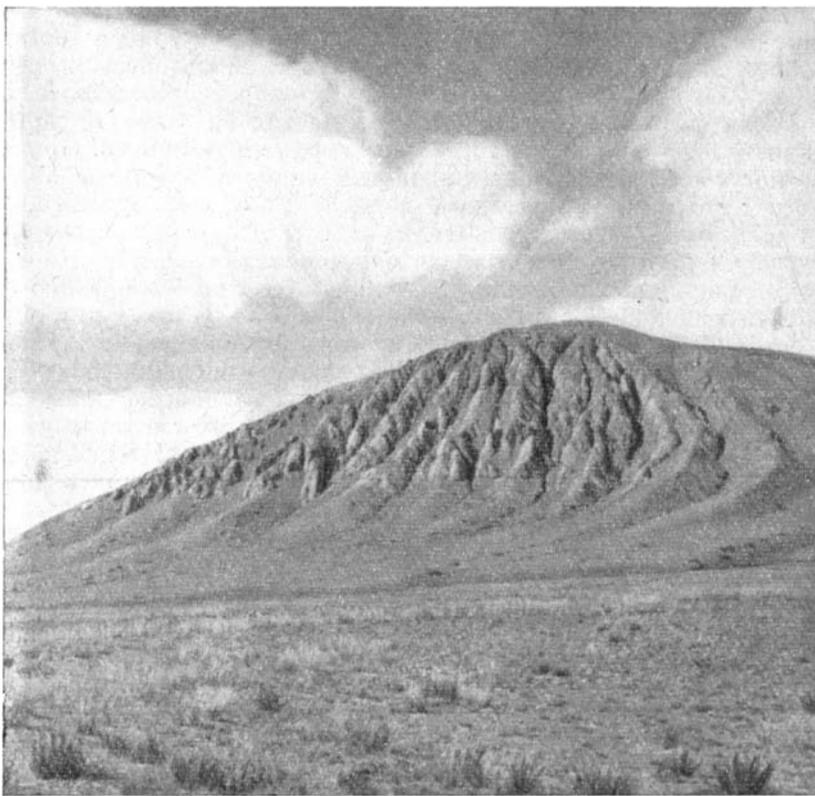


Рис. 13. Тип склонового расчленения, промежуточный между рытвинным и мелкоовражным. У основания склона — молодой делювиальный шлейф. Северная окраина Курайской межгорной котловины, зона развития нижнеплейстоценовых пролювиальных отложений (Алтай). Фото Е. В. Девяткина

близкого к равновесному, и дальнейшее врезание резко замедляется, все более сближаясь по скорости с общей площадной денудацией на разделяющих участках. Поэтому в общем случае даже относительно крупные склоновые овраги, не говоря уже о мелких рытвинах склонового смыва, являются образованиями, недолговечными в геологическом смысле. Они четко выражены на ранних стадиях денудационной переработки склона и постепенно сглаживаются в дальнейшем, уступая место более равномерному смыву. Лишь при значительной аридности климата формы мелкоовражного расчленения оказываются относительно устойчивыми и сохраняются длительное время, выражая тем самым общую незавершенность процесса в этих условиях. Поэтому мелкоовражный размыв склонов следует рассматривать как крайний случай склонового смыва или, говоря точнее, как начальную стадию его развития, обязательную только для определенной геологической и климатической обстановки. Иными словами, его правильнее относить, как это ни может показаться парадоксальным, к категории явлений площадной денудации, а не линейной эрозии в строгом смысле этого слова, приводящей к длительно существующему глубокому вертикальному расчленению рельефа.

Переходя к изложению основных закономерностей перестройки профилей склонов под воздействием склонового смыва, мы ограничимся лишь наиболее простыми и типичными формами равномерного плоскостного и мелкорытвинного смыва. Кроме того, чтобы отвлечься от част-

ных осложняющих обстоятельств, мы будем иметь в виду идеализированный, абсолютно однородный по своему строению и первоначально совершенно прямой склон с резко очерченными бровкой и подошвой. При этом возможны два крайних случая, а именно случай совпадения бровки склона с водораздельной линией, когда водосбор целиком умещается на площади самого склона, и случай, когда главная часть водосбора располагается выше бровки склона на поверхности примыкающего плато, а водораздельная зона удалена на значительное расстояние. Первый случай, очевидно, типичен для горных стран с гребневидными водоразделами, образованными слиянием склонов соседних эрозионных долин. Второй случай более характерен для равнинных областей суши. Для нас важнее всего первый случай, поскольку он выражает процесс в его наиболее чистой форме, если можно так выразиться, в форме саморазвития склона, изолированного от всех «посторонних» влияний. Ему мы и посвятим основное внимание.

При совпадении бровки склона с линией водораздела количество стекающей воды будет возрастать пропорционально расстоянию от вершины, непрерывно увеличиваясь вниз по склону. Одновременно с этим, очевидно, будет увеличиваться и интенсивность смыва, так что в единицу времени окажется снесенным все более и более мощный слой разрыхленного поверхностного покрова. Однако на некотором расстоянии от бровки смыв достигает своего максимума, а затем начинает ослабевать. Это определяется двумя главными причинами. Во-первых, по мере захвата продуктов смыва стекающая вода вынуждена затрачивать все большую часть своей кинетической энергии на их перенос. Во-вторых, и это самое главное, все большая часть ее энергии начинает затрачиваться на смыв и перенос временно осажденных на поверхности склона

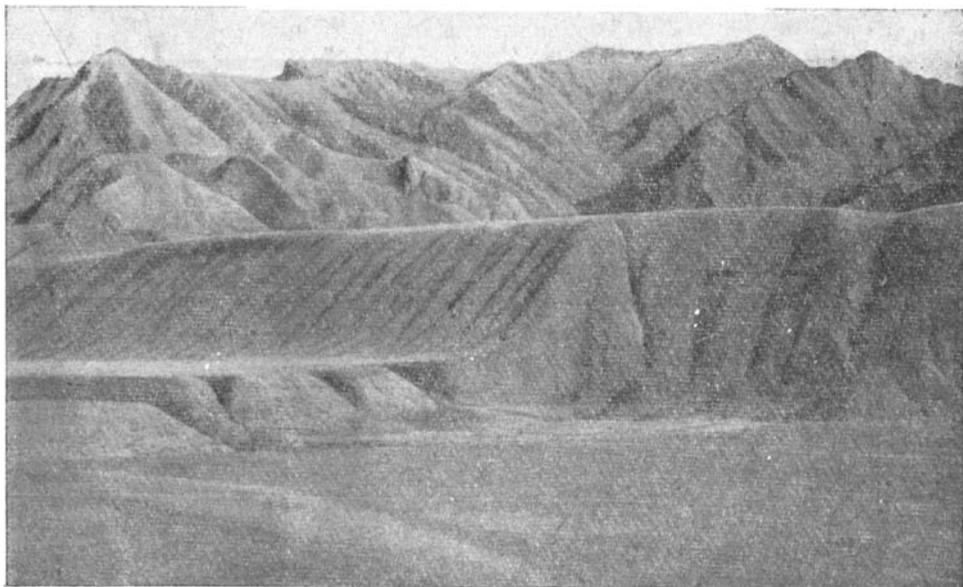


Рис. 14. Зависимость формы денудационной работы склонового стока от состава пород. на переднем плане уступ высокой гравийно-галечной аккумулятивной террасы с параллельными рытвинками склонового смыва (слева на фотографии) и более крупными рытвинами на относительно более высоком и крутом участке уступа (справа на фотографии); на заднем плане скалистый коренной склон долины с характерными для горных стран формами мелкоовражного расчленения.

Правобережье р. Катунь у пос. Иня (Горный Алтай)

продуктов смыва, отлагающихся каждый раз при спаде дождя и иссякании поверхностного стока. Чем дальше от бровки, тем больше возможная мощность таких временно отложенных продуктов и тем в большей степени они предохраняют от смыва поверхность коренных пород склона. В итоге, вниз от некоторой точки d (рис. 15) мощность слоя коренных пород, сносимого в единицу времени, начинает прогрессивно уменьшаться и зона усиления денудации ($C-d_m$) сменяется зоной ослабления денудации (d_m-b_0). Если в пределах первой из них угол склона с течением времени возрастает, то в пределах второй он, наоборот, уменьшается и профиль всего склона или верхней его части из первоначально прямолинейного постепенно преобразуется в вогнутый. В нижней части склона, по указанным причинам, денудация коренного массива склона может даже вовсе прекратиться, а профиль поверхности коренных пород преобразоваться в выпуклый. Однако сам склон почти никогда и в этой части не приобретает выпуклого профиля, так как этому препятствует аккумуляция продуктов смыва у его подножия. Последняя начинается на примыкающей части дна долины в связи с резким уменьшением уклонов и скоростей течения. Образующиеся при этом делювиальные отложения, или делювий, формируют пологопокатую аккумулятивную поверхность, прислоненную к основанию

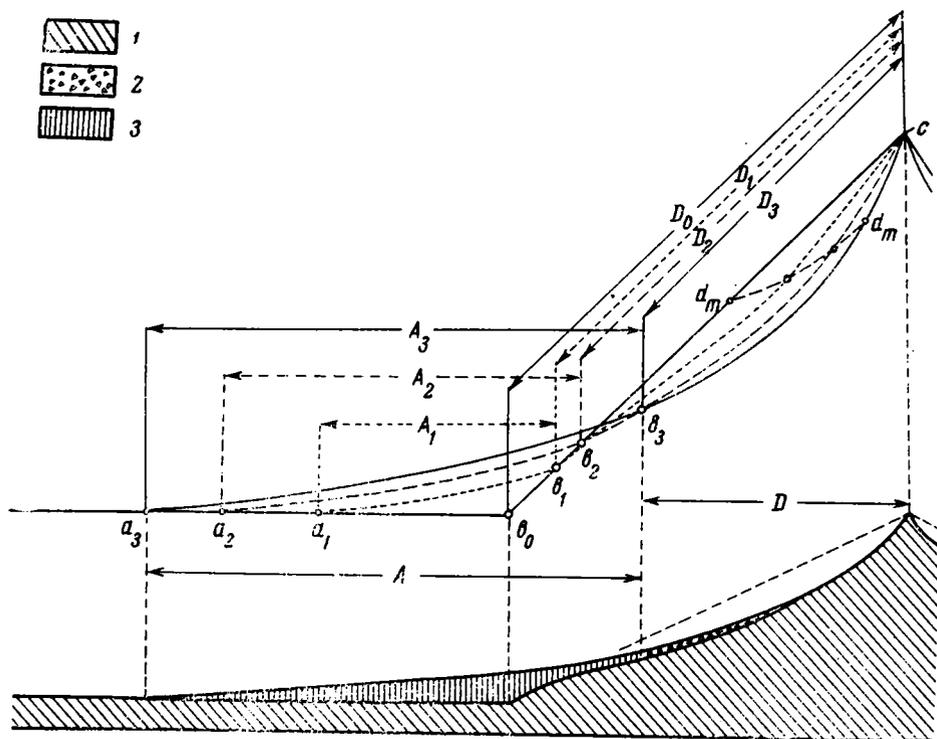


Рис. 15. Схема развития склона под влиянием склонового смыва при совпадении бровки с линией водораздела.

D — денудационная часть склона (D_0, D_1, D_2, D_3 — границы зоны денудации на разных стадиях развития склона); A — аккумулятивная часть склона — делювиальный шлейф (A_1, A_2, A_3 — границы делювиального шлейфа на разных стадиях развития склона); b_0, b_1, b_2, b_3 — последовательные положения вершины делювиального шлейфа; a_1, a_2, a_3 — последовательные положения подошвы делювиального шлейфа; c — бровка склона (линия водораздела); d_m-d_m — положение зоны наибольшей интенсивности денудации; $C-d_m$ — зона усиления денудации; d_m-b_0 — зона ослабления денудации; 1 — коренной массив склона и породы дна долины; 2 — покров временных делювиальных осадков на денудационной части склона; 3 — делювиальные отложения

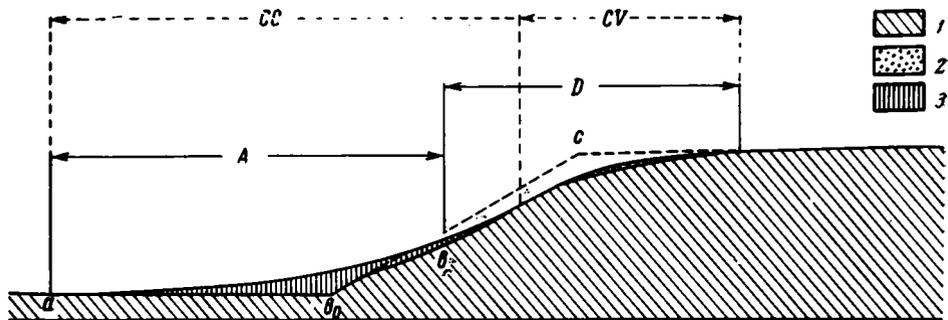


Рис. 16. Схема развития делювиального склона при положении основного водосбора над его бровкой.

D — денудационная часть склона; A — аккумулятивная часть склона — делювиальный шлейф; c — первоначальное положение бровки склона; b_0, b — начальное и конечное положение вершины делювиального шлейфа; a — подошва делювиального шлейфа; CV — выпуклая вершинная часть профиля склона; CC — вогнутая часть профиля склона. 1 — коренной массив склона и породы дна долины; 2 — перлювиальный покров вершинной части склона и временные делювиальные осадки над вершиной делювиального шлейфа; 3 — делювиальные отложения

склона в форме шлейфа. Наклон поверхности этого шлейфа определяется динамическим равновесием между кинетической энергией стекающей воды и крупностью отлагающихся продуктов смыва, которая прогрессивно уменьшается по мере удаления от первоначальной подошвы склона, в связи с постепенным отмучиванием материала. Поэтому поверхность шлейфа на большей части его протяжения оказывается вогнутой и, плавно уменьшая уклон, незаметно сливается с дном долины. Таким образом, в профиле склона выделяются две основные части — денудационная (D , см рис. 15) и аккумулятивная (A , см. рис. 15), или делювиальный шлейф. Вершина делювиального шлейфа по мере его роста поднимается все выше на склон (b_1, b_2, b_3), а основание его продвигается все дальше в глубь долины (a_1, a_2, a_3 — см рис. 15). При этом вершина шлейфа играет роль базиса денудации для вышележащей части склона. Иными словами, с течением времени его денудационная часть сокращается за счет роста аккумулятивной части, или делювиального шлейфа. Профиль склона на всем протяжении преобразуется в вогнутый, увеличивая свою крутизну в привершинной части и уменьшая ее у основания.

Если основная площадь водосбора располагается над бровкой склона в пределах примыкающего к нему плато, эволюция профиля протекает существенно иначе. В этом случае значительная часть воды, стекающей по склону, поступает на него сверху через бровку, что приводит к ее постепенному округлению и преобразованию профиля в выпукловогнутый (рис. 16). Подобное округление бровки происходит и тогда, когда над нею находится лишь очень небольшая водосборная площадь, поставляющая, однако, некоторое количество воды на склон. Однако, чем меньше эта водосборная площадь, тем меньшая часть профиля склона приобретает выпуклую форму. То что при этом основную роль играет именно склоновый смыв, а не какие-либо иные процессы денудации, очень ярко показали наблюдения Ю. А. Лаврушина (1965а) в Среднем Поволжье. Он установил, что в самой верхней части профиля, где уклоны крайне малы, даже при очень ограниченной площади водосбора признаки смыва ясно проявляются. Как правильно предположил в свое время А. Боли (Baulig, 1940), смыв идет при этом в равномерной плоскостной форме. Он выражается в сносе тонких глинистых, алевроитовых и мелкопесчаных частиц, небольшие скопления которых

за кустиками травы и другими препятствиями можно обнаружить после окончания любого сильного дождя. Далее вниз по склону, по мере нарастания площади водосбора, смыв усиливается и изменяет свою форму. Вначале возникают отдельные небольшие сомкнутые струйки воды, каждая из которых вырывает себе зачаточную рытвинку в доли сантиметра или в первые сантиметры глубины. Положение этих рытвинки строго не закреплено и меняется от одного дождя к другому. В итоге их миграции происходит также равномерное общее понижение поверхности склона, но более интенсивное, чем выше. Аналогичные формы наблюдались С. Моравцем (Morawetz, 1962) в предгорьях Австрийских Альп. Здесь, на склонах крутизной около 30° , поверхностный покров которых образован песчано-древянистыми продуктами выветривания слюдяных сланцев, для образования каждой зачаточной рытвинки требуется, по данным этого исследователя, водосбор площадью всего около $0,2 \text{ м}^2$ и расходы воды порядка $0,5 \text{ см}^3/\text{сек}$. Для склонов Поволжья с гораздо более тонкозернистым поверхностным покровом соответствующие цифры должны быть еще меньшими. Далее вниз по склону зачаточные рытвинки перисто сливаются и дают начало уже описанным выше более крупным субпараллельным рытвинам склонового смыва. Обрисованная картина постепенного увеличения интенсивности смыва при переходе от плоской почти горизонтальной поверхности плато к склону целиком объясняет процесс округления его бровки и возникновение верхней выпуклой части профиля. Для этого совершенно не обязательно привлечение иных агентов денудации. Поэтому вряд ли можно согласиться с неоднократно высказывавшимся в геоморфологической литературе мнением, что в данном случае основная роль принадлежит смещению поверхностного покрова типа «крипа». Следует отметить, что это мнение не основано на каких-либо достоверных наблюдениях, а является чисто умозрительным заключением, построенным исключительно на допущении, что выпуклый профиль якобы не отвечает законам водной денудации. Между тем никаких отчетливых признаков «крипа» в рассматриваемом случае обычно констатировать не удается. Наоборот, верхние выпуклые части склонов очень часто характеризуются обогащением поверхностного покрова относительно грубообломочным материалом, что можно объяснить только выносом тонких частиц водами поверхностного стока.

Между двумя рассматриваемыми крайними случаями эволюции профиля склона имеется существенное различие еще и в том отношении, что, как было показано мною в печати (Шанцер, 1965), первый из них в общем наиболее соответствует классической схеме процесса пенепленизации рельефа, развитой В. М. Дэвисом (Davis, 1899, 1924), второй же при определенных условиях может реализоваться в форме, близкой к «параллельному самому себе отступанию склонов» и приводить к явлению, сходному с «педипленизацией» в понимании Лестера Кинга (King, 1953). На этих чисто геоморфологических вопросах мы не имеем возможности здесь останавливаться. Для наших целей достаточно и сказанного, ибо изложенная схема вполне четко характеризует морфогенетический аспект склонового смыва как особой формы денудации. Подчеркнем, что все большее разнообразие наблюдающихся в природе форм склонов, переработанных смывом, легко объясняется различными комбинациями обоих рассмотренных крайних случаев с учетом неоднородности геологического строения.

Переходя к рассмотрению динамики накопления делювия, укажем прежде всего, что степень развития делювиальных шлейфов во многом зависит от климата и режима стока. Наиболее благоприятными для их накопления являются условия семиаридной зоны умеренного пояса. Здесь выпадает достаточно осадков, чтобы обеспечить возможность ак-

тивного смыва с верхней части склонов. Но интенсивность стока, как правило, не слишком велика и не препятствует массовому накоплению продуктов смыва у основания склонов и на их нижней пологой части. В условиях субтропических и, в особенности, тропических семиаридных и не очень резко аридных климатов дело обстоит существенно иначе. В этом случае осадки выпадают редко, но значительная их часть носит характер очень напряженных ливней, дающих начало кратковременному, но весьма интенсивному склоновому стоку. При этом большая часть продуктов смыва сносится не только с верхней, но и с нижней части склона и формирование делювиальных шлейфов происходит лишь в весьма ограниченных масштабах, а иногда и вовсе становится невозможным. Пологие основания склонов почти на всем протяжении оказываются в основе денудационных поверхностями, несущими только маломощный покров делювиальных осадков, значительная часть которых является временной и перерабатывается частично или полностью во время очередных особо мощных ливней. Иными словами, нижняя часть склонов приобретает характер денудационных педиментов. По-видимому, именно этим объясняется, например, широкое развитие подобного рода форм в Южной Африке, где они привлекли к себе внимание Л. Кинга, или в Соноре и на юге Нью-Мехико, где они были описаны в свое время еще Мак-Джи (MacGee, 1897). Весьма показательным, что севернее, в Могавской пустыне юго-востока Калифорнии, т. е. уже в пределах зоны, где столь напряженные ливни, как в Сонорской области, случаются крайне редко, делювиальные шлейфы, судя по описанию Дэвиса (Davis, 1938), развиты весьма мощно и широко, а денудационные педименты не являются характерными формами. Дэвис пытался объяснить эти различия тем, что в Соноре имеется открытый сток к океану, а в Могавской пустыне продукты смыва скапливаются в бессточных впадинах и постепенно их выполняют. Но подобное объяснение явно неудовлетворительно, так как накопление делювия, как это будет показано ниже, зависит в основном от режима поверхностного стока на самом склоне, а не от накопления осадков на примыкающем дне долины. Можно указать много таких областей суши, которые дренируются эрозивной сетью, открытой в сторону моря или крупных внутренних водоемов, но в которых делювий развит весьма мощно. К ним относятся, например, Поволжье, многие районы Казахстана и Сибири и т. д.

Непосредственной причиной накопления делювиальных отложений является резкое замедление скорости течения воды в нижней выположенной денудацией части склона и на примыкающей части дна долины. Но раз это накопление началось, то образующаяся полого-покатая и выровненная поверхность делювиального шлейфа сама становится фактором, стимулирующим дальнейшую аккумуляцию. В пределах денудационной части склона вода стекает в основном в виде сети более или менее обособленных струй или ручейков с резко выраженным турбулентным режимом течения. Поэтому она обладает значительной взвешивающей способностью и может переносить во взмученном виде мелкие частицы, а относительно большие скорости течения здесь часто достаточны для смещения по поверхности склона даже и грубообломочного материала. При переходе на шлейф сток неизбежно распластывается и далее осуществляется в форме более или менее равномерного тонкого слоя воды, движение которой становится субламинарным. В связи с этим исчезает подъемная сила и начинается выпадение из взвеси очень тонких алевритовых и глинистых частиц даже при уклонах поверхности порядка нескольких градусов, которые в денудационной части склона были вполне достаточны для активного смыва. Это резко отличает делювиальную аккумуляцию от аккумуляции речной или аллювиальной и является одной из главных причин, определяющих свое-

образные черты строения делювия, резко отличающие его от аллювия, т. е. от речных или флювиальных отложений.

Однако с точки зрения динамики осадконакопления и особенностей образующихся отложений делювиальный шлейф не является однородным, и в его пределах можно различить по крайней мере три зоны, каждой из которой свойственны свои фациальные разновидности делювия. Прежде всего выделяется привершинная зона аккумуляции, располагающаяся у верхней границы шлейфа с денудационной частью склона (рис. 17, I). Особенно отчетливо она обособлена в тех случаях, когда смыв протекает в мелкорытвинной форме или в форме мелкоовражного

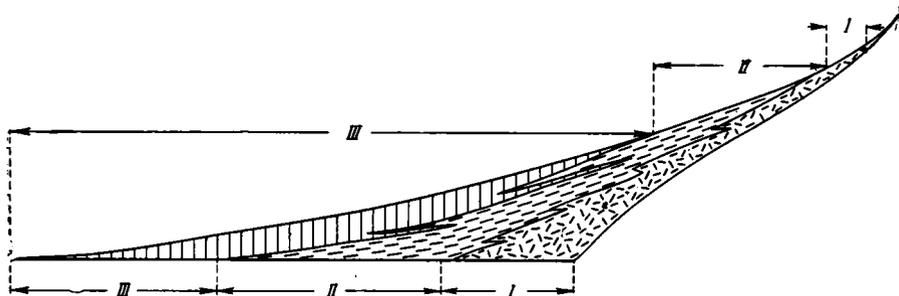


Рис. 17. Схема строения делювиального шлейфа.

Зоны осадконакопления и соответствующие им фации делювия: I — привершинная зона осадконакопления; II — зона переменного режима осадконакопления; III — зона устойчивого субламинарного режима осадконакопления.

размыва. При этом против нижнего конца каждой рытвинки или овражка формируются элементарные конусы выноса, сливающиеся через некоторое расстояние в общую ровную поверхность шлейфа. В этих конусах выноса сбрасывается весь грубообломочный материал и из него формируются плохо сортированные щебнистые, щебнисто-дресвянистые или гравелисто-песчаные накопления. В пределах привершинной зоны шлейфа происходит наиболее резкая перестройка структуры стока, теряющего ярко выраженный устойчиво-турбулентный характер. За ее внешней границей турбулентный режим течения воды во время выпадения наиболее интенсивных осадков выражен на некотором отрезке также достаточно отчетливо. Однако здесь он сменяется на спаде каждого дождя и при мало интенсивных осадках слабо турбулентным или даже субламинарным режимом. Эту часть шлейфа можно назвать поэтому зоной переменного режима осадконакопления (см. рис. 17, II). Для нее характерны делювиальные накопления с более или менее четко выраженной периодичной или ритмичной слоистостью, обусловленной правильным чередованием тонких прослоев разного гранулометрического состава и разной степени сортировки. Наконец в периферической части обширных и пологих делювиальных шлейфов режим стока почти никогда не является уже отчетливо турбулентным. Ее можно выделить поэтому как зону устойчивого субламинарного режима осадконакопления (см. рис. 17, III). Для этой зоны характерны однородные тонкозернистые осадки, обычно суглинистого состава. Осадконакопление идет здесь очень медленно и намываемый во время дождей или снеготаяния тонкий суглинистый чехол, заволакивающий промежутки между стеблями травянистой растительности, обычно покрывающей эту часть шлейфа, чаще всего с самого начала не приобретает отчетливой слоистости. К тому же вновь образовавшийся осадок до его погребения под сколько-нибудь мощными новыми слоями успевает настолько сильно переработаться деятельностью мелких роющих животных и процессами субэарального диагенеза,

что даже, если ему и была свойственна первичная тонкая слоистость, она часто полностью маскируется и становится незаметной. В то же время резко начинают выступать вновь приобретенные текстурные признаки, обязанные своим происхождением субаэральному диагенезу,— вертикальная трещиноватость, вертикальная же макропористость и т. п.

Относительное развитие указанных трех зон осадконакопления и свойственных им фаций делювия, а также состав слагающих их отложений зависят от состава коренных пород склона, его высоты и крутизны, от господствующей в связи с этим формы проявления смыва и от стадии развития шлейфа. У крутых и высоких склонов, сложенных твердыми скальными породами и характеризующихся мелкоовражным или рытвинным расчленением, в делювиальных шлейфах наибольшее развитие получают накопления, характерные для первых двух зон, а состав их оказывается достаточно грубым. Сюда относятся, в частности, отложения типа *grèzes litées* французских авторов (Guillien, 1951, 1954), а в значительной части и так называемые *éboulis ordonnées* (Cailleux, 1948; Раупа, 1960), являющиеся ритмичнослоистыми гравелистыми и грубощебнистыми разностями делювия, свойственными горным областям¹. Делювиальные шлейфы более низких склонов, сложенных рыхлыми породами, характеризуются интенсивным развитием третьей, периферической зоны осадконакопления и в большей своей части или даже целиком, бывают сложенными тонкослоистыми или почти не слоистыми суглинистыми разностями делювия. Этот тип делювиальных отложений особенно характерен для равнинных областей суши и к нему принадлежит, в частности, делювий Поволжья, послуживший для А. П. Павлова (1890) прототипом делювиальных отложений вообще как особого генетического типа континентальных осадочных образований. Ритмичнослоистые фации делювия, свойственные зоне переменного режима осадконакопления, в этом случае развиты, как правило, значительно меньше, хотя иногда и получают достаточно большое распространение. К ним относятся, в частности, так называемые ритмичнослоистые песчанистые отложения склонов, выделенные Дыликом на территории равнинной части Польши (Dylik, 1955).

В ходе перестройки склонов под воздействием смыва, по мере сглаживания их поверхности, уменьшения уклонов и нивелировки рытвинных и мелкоовражных форм относительная роль всех трех зон осадконакопления и типичных для них осадков также закономерно изменяется. В общем случае это выражается в постепенной редукции привершинной зоны и разрастании зоны устойчивого субламинарного режима осадконакопления, граница которой все выше и выше поднимается на склон (см. рис. 17). Соответственно и в разрезах делювия наблюдается, как правило, последовательная смена снизу вверх относительно грубозернистых и отчетливо слоистых отложений на все более тонкозернистые и менее ясно слоистые. Вместе с аналогичной сменой грубых осадков на все более тонкие при движении от вершины шлейфа к его подошве и наклонным параллельно его поверхности наслоением это является одним из наиболее характерных диагностических признаков делювия.

Как мы видим, наиболее благоприятным для накопления делювия является семиаридный климат. Поэтому мощное развитие делювиальных отложений в странах с гумидным климатом, где их накопление в настоящее время не происходит, является прежде всего свидетельством аридизации климата в прошлом. В настоящее время можно считать твердо установленным, что в Западной Европе и в СССР делювиальные отложения всех типов накапливались особенно интенсивно во время плейстоценовых ледниковых эпох, тогда как в межледниковые фазы по-

¹ Отложения типа *éboulis ordonnées* в понимании А. Кайе частично, по-видимому, относятся также и к промежуточному типу делювиально-ссыпных накоплений.

тепления климата аккумуляция делювия прерывалась и формировались заключенные в его толще погребенные почвы. Таким образом, для этих районов земного шара делювий можно считать типом отложений очень характерным для перигляциальной обстановки. Однако это не может служить поводом для того, чтобы толковать его специфически перигляциальным образованием, как это делают многие исследователи, особенно по отношению к некоторым его фациям, обозначаемым уже упоминавшимися терминами ритмичнослоистых отложений склонов, *grèzes litées*, *éboulis ordonnées* и т. п. Перигляциальная обстановка способствовала делювиальному осадконакоплению лишь постольку, поскольку она характеризовалась достаточно резкой аридизацией климата, при которой склоновый смыв неизбежно становится одним из ведущих факторов денудации. Значительная карбонатность, а часто и лёссовидность, почти всех суглинистых разностей европейского делювия является неоспоримым свидетельством этой аридизации. В связи с этим следует подчеркнуть, что малая влажность климата не могла способствовать мощному развитию мерзлоты в условиях средних, а тем более низких широт. В особенности это касается таких хорошо дренированных элементов рельефа, как склоны. Не удивительно поэтому, что в плейстоценовых отложениях средней и южной полосы Русской равнины и Западной Европы не обнаруживаются следов столь же мощных проявлений солифлюкционных процессов, как в нынешней субполярной зоне. И можно быть уверенным, что многие черты рельефа, приобретенные им в плейстоценовую эпоху, как, например, общее сглаживание и округление склонов, являются прежде всего именно результатом смыва, а не солифлюкции, роль которой в этом отношении, несомненно, сильно преувеличивается многими западноевропейскими авторами. Конечно, в еще большей степени все сказанное относится к современной семиаридной и аридной зоне тепло-умеренного и тропического поясов, в пределах которой накопление делювия вообще нет никаких оснований связывать с перигляциальной обстановкой и перигляциальными явлениями.

Все изложенное выше показывает, что делювиальные отложения и по способу накопления, и по составу и строению стоят совершенно особняком среди всех отложений склонов. Поэтому можно выделить их в самостоятельную парагенетическую группу склонового ряда под названием группы коллювия смывания. В то же время они столь близки друг к другу в историко-генетическом отношении, что их следует рассматривать в целом как единый генетический тип — делювий, вполне соответствующий тому первоначальному определению, которое дал А. П. Павлов. В зависимости от условий рельефа и климатической обстановки состав и строение делювиальных отложений могут, конечно, довольно существенно изменяться. Но все их разновидности все же подчиняются одним и тем же охарактеризованным выше общим закономерностям, и их особенности не выходят за рамки различий географических вариантов одного и того же генетического типа.

Один из таких вариантов был уже частично рассмотрен нами в первой главе настоящей работы. Речь идет о накоплениях продуктов склонового смыва у основания горных склонов с мелкоовражным расчленением. Как мы указывали, этого рода *горный делювий* во многом носит облик переходных пролювиально-делювиальных образований. Особенно это касается морфологически молодых и сильно расчлененных склонов эрозионных долин горных стран. Здесь продукты склонового смыва образуют систему разобщенных небольших конусов выноса, формирующихся против устьев склоновых оврагов и сложенных нацело грубым щебнисто-дресвянистым материалом. Для их вершинных частей характерна грубая сортировка и неправильная слоистость, но в периферической части более крупных из них бывают развиты уже отложения с наме-

чающейся ритмичной слоистостью, близкие по типу к *grèzes litées*. В целом эти конуса соответствуют по динамике осадконакопления привершинной зоне развитых делювиальных шлейфов. В основании сильнее переработанных смывом относительно более пологих горных склонов отдельные элементарные конуса выноса нередко сливаются в достаточно хорошо оформленный единый шлейф, периферическая часть которого по динамике аккумуляции уже вполне соответствует зоне переменного режима осадконакопления. В этом случае достаточно полно развиты фации ритмичнослоистых делювиальных отложений, часто играющих господствующую роль. Наконец в областях сильно переработанного площадной денудацией среднегорного и особенно низкогорного рельефа с плавными, округленными контурами склонов делювиальные шлейфы достигают еще более полного развития и в их строении появляются мелкоземистые супесчано-суглинистые периферические фации делювия, резко обедненные или почти лишенные примеси даже гравелистых частиц. В этом случае горный делювий теряет уже черты переходных отложений, а на многих участках склонов приобретает почти целиком суглинистый состав, свойственный типичному делювию равнин.

Если противопоставление горного делювия делювию равнинному оказывается в общем достаточно отчетливым, то выделение климатогенных вариантов этого последнего при современном уровне знаний остается еще задачей, ждущей своего разрешения. Пока хорошо известны только делювий семиаридных областей умеренного пояса и плейстоценовой перигляциальной зоны северного полушария. Его характеристика была уже дана выше. В разных случаях этого типа делювий несколько неодинаков. Он отличается то большей, то меньшей глинистостью, различной степенью карбонатности, наличием или отсутствием гипса и растворимых солей, более светлыми палевыми или более темными желто-бурыми оттенками и т. п. Эти различия связаны как с особенностями состава пород, слагающих склон, так в весьма большой степени и с своеобразием климатической обстановки места и времени образования. Но при всем том указанные вариации состава не лишают все делювиальные отложения этого типа чрезвычайно большого сходства и не позволяют поэтому различить среди них очень резко различные варианты.

Необходимо подчеркнуть, что особое место занимает вопрос о происхождении лёссовидных разностей делювия, который тесно связан с проблемой генезиса лёсса вообще. В настоящей работе мы не собираемся специально рассматривать эту сложную и остро дискуссионную проблему, так как для ее всестороннего анализа потребовалось бы большое самостоятельное исследование. Здесь мы ограничимся поэтому только теми замечаниями, которые совершенно необходимы для правильного понимания соотношений между делювиальной аккумуляцией и лёссообразованием. Выше мы уже указывали, что происхождение многих признаков континентальных отложений, определяющих их внешний лёссовидный облик, связано с определенным типом субаэрального диагенеза, протекающим в семиаридной климатической обстановке. Поэтому субаэральные отложения разного генезиса могут приобретать сходные лёссоподобные черты. В частности, это касается и мелкоземистых фаций делювия, как это убедительно показано исследованиями А. Г. Черняховского (1966), на которые мы уже ссылались. В то же время, однако, было бы совершенно неправильным рассматривать любые толщи лёссовидных пород и лёссов, покрывающих склоны, как отложения чисто делювиальные только на основании условий их залегания. Это касается в первую очередь территорий Украины, в пределах которых площадным распространением пользуются водораздельные лёссы. В этих районах нередко встречаются, конечно, молодые делювиальные шлейфы, связанные с вторичным переотложением лёссового материала процессами склонового

смыва. Но наряду с этим еще более распространенное явление представляет собою непосредственный переход водораздельного лёссового покрова на склоны, по которым он спускается на поверхности древнеаллювиальных террас, вместе с подстилающими и разделяющими его горизонтами погребенных почв. Такое плащеобразное залегание лёсса сопровождается часто увеличением его мощности вниз по склону и появлением в нем тонкой, параллельной склону, скрытой, а иногда и отчетливо выраженной слоистости. Иными словами, как форма залегания, так и текстура лёссовой толщи приобретают известные черты сходства с делювиальными накоплениями. Но при этом переход от неслоистых водораздельных к скрыто- или явнслоистым склоновым частям лёссового покрова происходит совершенно постепенно без каких-либо признаков вторичного переотложения, границ размыва и прислонения. Совершенно очевидно, что речь идет о генетически тесно связанных фациях единой лёссовой толщи, образовавшихся одновременно друг с другом. Подобные соотношения многократно отмечались в литературе и подробно описывались многими исследователями (Крокос, 1927; Мирчинк, 1925, 1928; Москвитин, 1933; Заморий, 1954, и т. д.). Их удалось наблюдать в многочисленных естественных обнажениях и автору настоящих строк в пределах Черниговской, Полтавской и Днепропетровской областей УССР. По нашему глубокому убеждению, описанные особенности распространения и залегания украинских лёссов не могут быть удовлетворительно объяснены иначе, чем эоловым происхождением, в чем мы целиком присоединяемся к упомянутым выше и многим другим исследователям, обосновавшим эту точку зрения. При таком решении вопроса становится совершенно очевидным, что и фации лёсса, покрывающие склоны, представляют собою аккумуляции того же эолового материала, лишь в той или иной степени переотложенного дождевыми и тальными водами склонового стока. Это не позволяет признать их делювиальными отложениями в собственном смысле, несмотря на присущие им отдельные текстурные черты сходства с делювием. Настоящий делювий является продуктом денудационной переработки склона процессами склонового смыва, при которых материал, формирующий делювиальный шлейф, черпается за счет разрушения коренных пород самого склона, т. е. имеет чисто местное происхождение. Мелкоземистые в том числе и лёссовидные фации такого истинного делювия представляют собою результат делювиального отмучивания этого местного материала в периферической части шлейфа. В данном же случае имеет место сингенетичное переотложение чуждого склону материала, еще до отложения испытавшего эоловый транспорт и эоловое отмучивание. Поэтому склоновые фации единого лёссового чехла перекрывают весь склон, не образуя шлейфов, прислоненных к его денудационной части, и в них не наблюдается ни вертикальной, ни горизонтальной гранулометрической дифференциации, характерной для делювия как генетического типа отложений и описанной выше. Это именно лишь фации эолового лёсса, в накоплении которых делювиальный процесс играл роль только дополнительного фактора аккумуляции.

Внимательный анализ фактов показывает, что и происхождение многих лёссовидных отложений склонов в тех областях суши, где отсутствуют покровы водораздельного лёсса, далеко не всегда можно объяснить одной лишь делювиальной аккумуляцией. Так, например, наши совместные наблюдения с И. С. Чумаковым (1965) в Лениногорской котловине Рудного Алтая показали, что мощные шлейфы лёссовидных пород здесь связаны часто со склонами небольших изолированных сопков, сложенных палеозойскими породами. При этом однородные лёссовидные суглинки, даже в основании которых почти отсутствует щебенка местных пород, поднимаются здесь почти к самым вершинам сопков, имеющим

ничтожную площадь. Такие соотношения делают невозможным объяснение образования суглинистых накоплений на склонах за счет одного только смыва продуктов выветривания с вершин самих этих сопков и заставляют предположить участие в их аккумуляции приносного, видимо, эолового материала. Это становится совершенно очевидным, если учесть, что юго-западнее, в степной части Рудного Алтая, лёссовидные суглинки, по составу мало отличающиеся от типичных лёссов, уже целиком одевают как склоны, так и вершины большинства сопков. По наблюдениям И. С. Чумакова, они образуют покров даже на вершинах господствующего над всей окружающей местностью Кольванского хребта в районе Эмеиногорска. Весьма показательный случай удалось наблюдать автору настоящих строк также в районе Саньмынься на р. Хуанхэ при поездке в КНР в 1959 г. Здесь на правом берегу Хуанхэ имеются изолированные довольно высокие холмы, сложенные известняками ордовика и возвышающиеся над плоской поверхностью плато так называемой «пятой террасы» р. Хуанхэ, затянутой лёссовым покровом. Один из таких холмов близ селения Шаньтили имеет вершину площадью порядка не более 1—1,5 га. Сразу же ниже этой вершины на склонах появляется лёссовый покров, быстро увеличивающийся в мощности вниз по склону до 5—10 м. Слагающий его лёсс состоит в основном из тонкой кварцевой пыли и его образование только за счет делювиального смыва продуктов выветривания ордовикских известняков более чем сомнительно. Участие эоловой пыли в накоплении многих плейстоценовых слоистых делювиальных лёссов ГДР, ФРГ, ЧССР и других областей Европы (Schwemmlösse немецких авторов) не менее вероятно, чем в приведенных выше случаях, и точка зрения большинства зарубежных авторов о ведущей роли эолового фактора в накоплении этого рода лёссов, по-видимому, достаточно обоснована (Woldstedt, 1954; Флинт, 1963). То же можно сказать и о делювиальных лёссах Молдавии и юго-запада Украины, слагающих шлейфы на склонах и отсутствующих на водоразделах. Их распространение в ближайшем соседстве от обширных площадей развития покровов водораздельных лёссов бассейна Днепра особенно показательно. Таким образом, есть все основания думать, что среди лёссовидных плейстоценовых отложений склонов на обширнейших территориях Европейского континента весьма распространенными являются смешанные эолово-делювиальные образования. Это ни в коей мере не противоречит высказанному выше соображению о том, что мелкоземистые фации собственно делювиальных отложений в семиаридной и, в частности, в перигляциальной обстановке неизбежно должны приобретать в той или иной степени ясно выраженный лёссовидный габитус под влиянием субэразального диагенеза даже при чисто местном происхождении материала. Наши замечания указывают лишь, что нельзя упрощенно подходить к вопросу и считать все лёссовидные склоновые отложения настоящим делювием только на основании поверхностной оценки их внешнего облика и условий залегания.

К сожалению, пока очень мало известно о новейших делювиальных отложениях семиаридных субтропиков и тропиков. Можно думать, однако, что они должны во многом отличаться от делювия умеренного пояса. В пользу этого говорит уже то обстоятельство, что основным источником для их накопления служит значительно более глубоко химически разложившийся, а потому и более глинистый красноцветный элювий. Вполне вероятно, что многие красноцветные суглинистые накопления, описываемые для этих зон земного шара, имеют делювиальное происхождение. В частности, это скорее всего относится ко многим красноцветным отложениям, перекрывающим террасы эрозионных долин Северной Африки и обычно сопоставляемых с так называемыми «аридами», многократное повторение которых в плейстоценовой истории Африканского континента

получило всеобщее признание. Все же выделение подобного красноцветного варианта делювия пока основывается главным образом на изучении относительно древних третичных и верхнемезозойских континентальных толщ Советского Союза, в составе которых он указывается многими авторами (Никифорова, 1960; Разумова, 1961; Чумаков, 1965). Пока что невозможно подробно охарактеризовать особенности строения и состава этого варианта делювия за исключением того, что среди глинистых минералов в нем играет существенную роль монтмориллонит.

По-видимому, значительным своеобразием как по первичному минералогическому составу, так и по типу вторичных диагенетических преобразований должны отличаться делювиальные отложения приполярной зоны, где, как мы видели, местами склоновый смыв приобретает существенное значение как фактор денудации и накопления склоновых осадков. Подобные накопления на склонах северной части западной Гренландии, сложенных песчаными толщами, были описаны Малори (Malaurie, 1960), по данным которого они очень напоминают «grèzes litées» И. Гильена. В целом, однако, об облике этого варианта делювия судить рано, поскольку о нем известно еще очень мало. Правда, о присутствии делювиальных отложений на более южных широтах, например в зоне тундр Крайнего Севера СССР, упоминается рядом авторов. В работах Е. М. Катасонова (1961) указываются даже характерные признаки криогенных текстур, присущих, по его мнению, делювиальным образованиям. Однако нет полной уверенности в правильности их разграничения от солифлюкционных накоплений, поскольку последние, так же как и все склоновые отложения вообще, нередко ошибочно именуется делювием. Вопрос о степени развития и специфических чертах субполярного делювия требует поэтому специального изучения. Это необходимо и потому, что очень часто субполярную обстановку стремятся отождествить с обстановкой плейстоценовой перигляциальной зоны Европы, что совершенно не оправдано в силу несомненных больших климатических различий между ними.

АЛЛЮВИАЛЬНЫЕ И ПРОЛЮВИАЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

СОДЕРЖАНИЕ ТЕРМИНА АЛЛЮВИИ И ПОНЯТИЕ О ДИНАМИЧЕСКИХ ФАЗАХ АЛЛЮВИАЛЬНОЙ АККУМУЛЯЦИИ

Из всех генетических типов водного парагенетического ряда аллювий является одним из наиболее широко распространенных. Аллювиальные отложения играют роль важнейшего компонента большинства континентальных осадочных формаций любого геологического возраста. Поэтому знание закономерностей их строения и формирования имеет первостепенное историко-геологическое значение. Особенно видное место занимает изучение аллювия в четвертичной геологии. Слагаемые им древние четвертичные террасы служат опорными горизонтами, позволяющими производить детальное сопоставление разрезов генетически разнородных и обычно очень бедных палеонтологическими остатками континентальных отложений. Не менее существенные данные позволяют получить изучение аллювия и для восстановления палеогеографии четвертичного периода. Наконец с аллювием связаны многочисленные россыпные месторождения, и он служит основанием для возведения очень многих гидротехнических и других инженерных сооружений. Естественно поэтому, что аллювиальные отложения издавна привлекали к себе внимание геологов. В нашей стране им посвятили свои, ставшие классическими работы еще В. В. Докучаев (1878) и С. Н. Никитин (1884). Известное внимание уделил им и А. П. Павлов (1888, 1894, 1898). Однако во всех этих исследованиях больше всего внимания обращалось на геоморфологический аспект проблемы. Собственно вопросы строения и динамики формирования аллювия были поставлены в центр внимания значительно позже, начиная с тридцатых — пятидесятых годов настоящего столетия (Плюснин, 1936; Николаев, 1947б; Горецкий, 1947; Ламакин, 1947, 1948, 1950; Шанцер, 1950б, 1951, 1961; Лаврушин, 1963; Лазаренко, 1964, и др.). В этом отношении советскими исследователями сделано значительно больше, чем за рубежом, и именно благодаря их усилиям аллювий стал в настоящее время одним из наиболее хорошо изученных генетических типов континентальных отложений вообще.

Относительно хорошая изученность аллювия и то, что многие основные особенности его строения стали уже общеизвестными, значительно облегчает задачу нашего изложения. В еще большей мере это касается той формы денудации, с которой генетически связано накопление аллювия и которую мы назвали выше линейным размывом, или эрозией в строгом смысле слова. Основные закономерности развития речных и вообще эрозийных долин настолько широко освещены в специальной геоморфологической и геологической литературе и так хорошо известны широкому кругу геологов и географов, что на них вообще нет нужды здесь останавливаться. Излагать только общие положения было бы рав-

носи́льно повторению достаточно банальных истин, известных уже со студенческой скамьи. Касаться же специально спорных и еще не решенных проблем морфогенеза эрозионной сети, значило бы выйти далеко за рамки задач настоящей работы. Поэтому, в отличие от предыдущего очерка, где мы много внимания уделили морфогенетической роли склоновой денудации, при характеристике аллювиальной аккумуляции мы будем затрагивать лишь очень немногие геоморфологические вопросы только в той мере, в какой это абсолютно необходимо.

Прежде всего уточним еще раз объем понятия аллювий в принятом нами толковании. Как уже было сказано выше, в этот генетический тип мы объединяем отложения русловых водных потоков за исключением внутриледниковых и приледниковых отложений талых ледниковых вод и накопленй приустьевых выносов эрозионных долин. Эти две последние группы отложений выделяются соответственно в генетический тип флювиогляциальных образований, входящий в состав ледникового парагенетического ряда, и в генетический тип пролювиальных отложений, родственный, но не тождественный аллювию. О последних речь будет еще впереди. Резюмируя, можно сказать, что аллювий включает отложения русловых водных потоков, текущих по дну созданных ими самими эрозионных долин и по поверхности также ими создаваемых аллювиальных аккумулятивных равнин. Наиболее характерной обстановкой накопления аллювия является именно обстановка дна речных долин. В этом случае как эрозионная, так и аккумулятивная работы потока наиболее тесно взаимосвязаны и взаимообусловлены и аллювий отчетливее всего выступает как итог проявления действительно единой и цельной своеобразной формы глиптогенеза. В то же время склоны долины, ограничивая пределы бокового растежания вод даже во время паводков, определяют наиболее типичную для аллювия линейную форму залегания и характерный тип фациальной дифференциации. Поэтому основное внимание мы уделим именно этой, если можно так выразиться, долинной форме аллювия.

Подчеркнем, что к аллювию следует относить не только отложения постоянных рек и ручьев, но равно и любых пересыхающих и временных водотоков. Различия между этими последними и постоянными реками состоят только в особенностях гидрологического режима, причем между ними существуют все постепенные переходы. В природе очень редко встречаются водотоки с полностью зарегулированным стоком и более или менее постоянными расходами в течение всего года. Подавляющее большинство даже постоянных рек характеризуется чередованием паводков и межени, при смене которых расходы изменяются иногда в десятки раз. Пересыхающие реки и ручьи аридных областей суши отличаются лишь более глубокой и длительной меженью, во время которой поверхностный ток воды на некоторое время может полностью прерываться. В случае, если это длится значительную или большую часть года и русло наполняется водой только во время паводка, говорят обычно уже не о пересыхающих, а о периодических реках или водотоках. От них остается уже один шаг до эпизодических водотоков пустынь, возникающих не регулярно и даже иногда не ежегодно, только во время случайных ливневых дождей. Конечно, с чисто гидрографической точки зрения все эти различные формы водотоков существенно различаются друг от друга. Но при всем том динамика течения воды и общие закономерности ее эрозионной, транспортирующей и аккумулялирующей деятельности остаются одинаковыми, особенно если учесть, что любой водный поток активен по существу только во время паводка, а меженное состояние влияет на итоги его геологической деятельности в гораздо меньшей мере. И если мы называем эрозионными долинами как долины, созданные постоянными реками, так и долины, образованные временными водотока-

ми, то нет никаких оснований не называть аллювием также и отложения тех и других¹.

Конечно, аллювий крупных постоянных рек, с одной стороны, и временных, а тем более эпизодических водотоков,— с другой, отличается и по составу, и по степени механической дифференциации слагающих его осадков и по деталям строения. Но все же это лишь разные варианты одного и того же генетического типа. Само собою разумеется, что наиболее хорошо дифференцированным и типично построенным является аллювий относительно крупных постоянных рек. Его мы и будем преимущественно иметь в виду при дальнейшем изложении. Недоразвитые же формы аллювия временных, в особенности небольших по размерам, водотоков мы вообще исключим из сферы своего внимания. Поступая, так, мы исходя из того, что понимание общих закономерностей строения и формирования аллювия постоянных рек позволяет разобраться и в особенностях всех его частных, менее типичных форм.

Переходя к характеристике аллювия долин постоянных рек, прежде всего следует подчеркнуть, что широко распространенное до сих пор резкое противопоставление фаз эрозии и аккумуляции в истории речных долин во многом весьма односторонне. В действительности эрозия и аккумуляция теснейшим образом взаимосвязаны и в той или иной форме всегда сопутствуют друг другу. Поэтому и аллювий образуется на любой стадии развития речной долины. В зависимости от хода движения земной коры, рельефа, климата и режима водных потоков несколько меняется лишь динамика процесса аккумуляции, а тем самым степень развития и особенности строения аллювиальной толщи. По терминологии В. В. Ламакина (1947, 1948, 1950), аллювиальная аккумуляция переходит из одной динамической фазы в другую.

Даже на бурных горных реках с крутыми продольными уклонами и интенсивным проявлением донной эрозии аллювий имеется на большей части русла в виде грубого валунно-галечного наноса, отлагающегося при спаде воды и частично вновь размываемого при паводках. Там же, где долина расширяется и ее дно не полностью занято меженным руслом, образуются достаточно обширные галечные отмели, способные перейти в ископаемое состояние в виде маломощного аллювиального покрова наклонных эрозионных террас (инстративная, или «выстилающая», фаза аллювиальной аккумуляции, по Ламакину).

Значительно более полно развит аллювий на реках с относительно равномерным продольным профилем и слабым проявлением или отсутствием донной эрозии. В этих случаях русло в течение длительных отрезков времени блуждает из стороны в сторону практически на одном и том же уровне, производя лишь боковую эрозию и вырабатывая плоское дно долины. Одновременно с этим происходит отложение аллювия на покинутых руслом участках дна долины и его последующее, иногда многократное перемывание и переотложение в ходе образования и отмирания меандров, боковых рукавов и т. п. (перстративная, или «перестилающая», фаза аллювиальной аккумуляции, по Ламакину).

В условиях активных отрицательных движений земной коры динамика накопления аллювия существенно изменяется. Начинается усиленное заполнение долины, и русло реки с течением времени переходит как бы на все более высокий уровень по отношению к ложу аллю-

¹ Исключение составляют отложения дна склоновых оврагов. Поскольку они связаны с работой склонового стока, их, очевидно, следует рассматривать как составную часть парагенеза делювиальных отложений, в которые они и переходят по простиранию. Небольшие размеры и эпизодический характер создающих их водотоков придают им облик, существенно отличающийся от подавляющего большинства собственно аллювиальных отложений. К этого рода образованиям относится значительная часть так называемого «ложкового аллювия», или «ложкового делювия», который часто выделяется в практике поисково-разведочных работ на россыпи.

виальной толщи. В определенной обстановке аналогичный, хотя и более ограниченный по масштабу эффект может иметь также изменение климата, если оно вызывает резкое усиление поступления обломочного материала в русло и перегрузку потока грубыми наносами, а тем самым прогрессирующую их аккумуляцию. В обоих случаях образовавшиеся пачки аллювиальных отложений погребаются под новыми, настилаемыми рекою поверх них отложениями (констративная, или «настилающая», фаза аллювиальной аккумуляции, по Ламакину).

Наиболее ярко выражены общие закономерности накопления аллювиальных отложений при перстративной фазе аккумуляции. В этом случае процесс целиком зависит только от режима и динамики самого потока и не осложняется дополнительным влиянием тектонических факторов, существенно меняющих сложившуюся обстановку с течением времени. Поэтому именно особенности строения *перстративного* аллювия постоянных рек могут служить основным эталоном, сравнение с которым позволяет верно понять своеобразные черты любого типа аллювиальных отложений. Мы указали, что перстративная фаза аккумуляции является выражением равновесного состояния продольного профиля, при котором не происходит ни врезания русла на глубину, ни прогрессирующего заполнения долины аллювием. Во избежание недоразумений необходимо в связи с этим уточнить условия, при которых подобное равновесие осуществляется в природе.

В учебных руководствах по геоморфологии и динамической геологии равновесность продольных уклонов, как правило, приписывается исключительно той идеальной конечной стадии их развития, которую принято называть предельным профилем равновесия, т. е. кривой, соответствующей полному равенству между размывающей силой потока и сопротивлением, оказываемым размыву коренными породами ложа на любом отрезке течения. В литературе неоднократно высказывалось мнение, что в подобном толковании содержанием этого понятия оказывается абстрактно-логическая схема, строго говоря никогда не осуществляющаяся в природе. При этом обычно приводится то соображение, что горные породы ложа реки неизбежно подвергаются выветриванию, их сопротивляемость размыву уменьшается и по прошествии достаточно длительного срока размыв должен стать возможным при сколь угодно малых скоростях течения, а следовательно, и сколь угодно малых уклонах. Иными словами, само понятие равновесного уклона с точки зрения исторической перспективы теряет реальный смысл. В таком рассуждении, конечно, имеется значительная доля истины. Однако это отнюдь не означает, что понятие профиля равновесия вообще лишено познавательного значения и должно быть полностью отброшено. Такую явно неоправданную чисто нигилистическую позицию в данном вопросе заняли, например, П. С. Макеев (1941) и Н. И. Маккавеев (1955). В противоположность их категорически отрицательному суждению, понятие предельной кривой равновесия, даже как равновесия абсолютного, вовсе не лишено научного значения. Во-первых, как показал М. А. Великанов (1948), существует такая минимальная скорость течения, при которой не могут перемещаться даже самые малые частицы. Эта скорость близка к $0,24 \text{ м/сек}$, т. е. является вполне реальной для существующих в природе водных потоков. Очевидно, при соответствующих ей уклонах должен прекратиться всякий размыв дна, даже сложенного самыми податливыми породами, если только эти последние не растворимы нацело. Во-вторых, и это самое главное с геологической точки зрения, предельным может считаться не обязательно профиль, соответствующий полному абсолютному равновесию в физическом смысле слова. Та кривая продольных уклонов, при которой размыв дна протекает слишком медленно, чтобы за геологически возможный срок существования долины привести к ощутимым геомор-

фологическим результатам, по существу говоря, выражает предельно возможную стадию развития. Ее с полным правом можно рассматривать как кривую равновесия, не рискуя допустить существенные ошибки в выводах и методике исследования. Понятие о подобном рода предельных профилях, если можно так выразиться, квазиабсолютного равновесия имеет большой познавательный смысл, позволяя сознательно оценивать возможные тенденции и конечные результаты развития рельефа. Мало того, нет оснований утверждать, что действительные продольные профили ряда долин сильно пенепленизированных областей суши и на самом деле не приближаются к такому предельному случаю.

Надо, однако, подчеркнуть, что то или иное решение проблемы о смысле и значении понятия предельного профиля равновесия вообще не имеет прямого отношения к интересующему нас вопросу. Говоря о равновесных продольных уклонах как предпосылке перстративной фазы аллювиальной аккумуляции, мы имеем в виду не конечное предельное равновесие, а лишь динамическое равновесие, фактически наблюдающееся в природе сплошь и рядом. Неоспоримым доказательством его существования является любая эрозионная долина с широким плоским дном, покрытым лишь маломощным плащом аллювия, постель которого в каждом данном поперечном сечении располагается повсюду на одних и тех же высотных отметках. Все многочисленные факты подобного рода прямо указывают на отсутствие глубинного врезания русла потока, равно как и прогрессирующего заполнения долины осадками в течение достаточно длительного геологически отрезка времени. Очевидно, на всем протяжении этого отрезка времени продольные уклоны сохранялись неизменными и, следовательно, могут рассматриваться хотя бы как временно равновесные. Причины подобного временного равновесия можно понять только в том случае, если учесть, что любой русловой поток нельзя рассматривать просто как поток чистой воды. Наряду с самой водой его обязательной органической составной частью являются также влекомые и взвешенные наносы, режим которых составляет столь же важную динамическую характеристику потока, как и водный режим. Совершенно прав поэтому И. П. Карташов (1957, 1961), когда указывает, что равновесность продольных уклонов на данном отрезке течения реки представляет собою выражение полной сбалансированности прихода и расхода донных наносов, достигающейся в определенной климатической и геоморфологической обстановке. Если в русло поступает с площади водосбора ровно столько обломочного материала, сколько водный поток в состоянии переработать в среднем за гидрологический год, то вся его деятельность неизбежно будет ограничена только транспортом и перетолжением этого материала и свободной энергии для размыва коренного ложа не останется. С другой стороны, этой энергии будет достаточно, чтобы воспрепятствовать избыточной аккумуляции, повышающей уровень дна долины и тем самым нарушающей форму ее продольного профиля. Устанавливающееся таким образом динамическое равновесие при неизменности климата и отсутствии тектонических деформаций земной поверхности теоретически может сохраняться до тех пор, пока естественный ход выравнивания рельефа в пределах водосбора не приведет к существенному изменению количества и состава поступающих с его площади продуктов разрушения горных пород и заметно преобразованию режима стока. Для этого требуются, очевидно, весьма длительные промежутки времени. Поскольку на обширнейших территориях земного шара в течение десятков, а то и сотен тысячелетий движения земной коры и изменения климатической обстановки нередко оказываются крайне незначительными, то динамическое равновесие продольных профилей эрозионных долин может существовать достаточно долго, чтобы успел сформироваться хорошо развитый перстративный аллювий. Он в действительности слагает поверхности многих, весьма обширных древнеаллювиальных террас и речных пойм.

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ СТРОЕНИЯ И ФОРМИРОВАНИЯ ПЕРСТРАТИВНОГО АЛЛЮВИЯ РАВНИННЫХ РЕК И ЕГО ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ВАРИАНТЫ

У рек горных областей и предгорий относительное равновесие продольного профиля достигается уже при довольно значительных уклонах и скоростях течения, поскольку большая часть энергии потока расходуется на переотложение грубого валунно-галечного материала. Поэтому перстративная фаза аккумуляции свойственна и многим из них. Но наиболее характерна она для рек равнинных стран, продольные профили которых очень пологи и нередко весьма близки к идеальным профилям равновесия. Крупные постоянные равнинные реки в этих условиях отлагают полнее всего развитый, хорошо фациально дифференцированный и в то же время наиболее правильно построенный аллювий, который является самым удачным объектом для выяснения общих закономерностей строения и формирования аллювиальных отложений (Шанцер, 1950б, 1951).

Наиболее распространенными формами миграции русла равнинных рек по дну долин являются образование, рост и смещение меандров вниз по течению. Активно этот процесс протекает только во время паводков, когда русло переполнено водой и скорости течения максимальны. В это время наибольшей интенсивности достигают поперечные циркуляционные токи, природу которых впервые установил Н. С. Лелявский (1893). Эти токи выражаются в том, что вода опускается ко дну у вогнутого подмываемого берега, к которому прижата линия наибольших продольных скоростей или стрежень реки. Отсюда вода оттекает в придонных слоях к противоположному выпуклому берегу и вновь возвращается к стрежню в поверхностных слоях (рис. 18). Нисходящие токи на стрежне способствуют размыву и отступанию вогнутого берега меандра. Поперечные придонные течения выносят часть влекомого по дну обломочного материала к выпуклому берегу, где он и откладывается в силу уменьшения скоростей. Таким путем формируется песчаная (или галечная) *русловая отмель*, частично обнажающаяся при спаде воды. Выпуклый берег меандра наращивается, как бы наступая на русло, которое смещается в целом в сторону вогнутого берега, сохраняя почти неизменными свою ширину и форму поперечного сечения. Отсюда следует, между прочим, что русловые ложбины нельзя рассматривать как

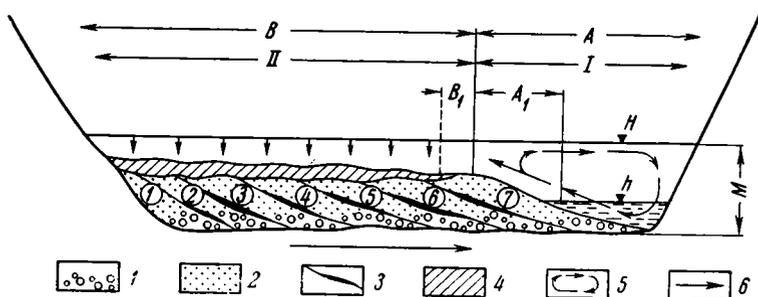


Рис. 18. Схема перстративной фазы аллювиальной аккумуляции.

A — русло (A_1 — русловая отмель); B — пойма (B_1 — прирусловый вал); H — уровень полных вод; h — уровень межи; M — нормальная мощность аллювия; I — зона намывания влекомых наносов поперечными циркуляционными токами, цифры в кружках ($I-7$) — последовательно образующиеся слои руслового аллювия; II — зона осаждения взвешенных наносов.

Русловой аллювий: 1 — мелкозернистые пески, гравий и галька; 2 — грубозернистые пески; 3 — прослой заиления; 4 — пойменный аллювий; 5 — токи поперечной циркуляции в русле; 6 — направление смещения русловой ложбины в ходе накопления аллювия

целиком эрозионные формы рельефа, а тем более как выражение новейшей фазы оживления донной эрозии и начала врезания реки на глубину в дно собственной долины (Соболев, 1948). На реках, продольные профили которых находятся в состоянии динамического равновесия, один борт русловой ложбины всегда является эрозионным (подмываемый берег), второй — аккумулятивным (намываемый берег, или русловая отмель).

Растущая у выпуклого берега отмель является частью русла, в пределах которой во время половодья условия движения воды и наносов принципиально не отличаются от условий, существующих в постоянно занятых водою частях русла. Поэтому слагающий ее аллювий с полным правом может быть назван *русловым аллювием*. Толща руслового аллювия наращивается путем последовательного прислонения все новых и новых его слоев, налегающих сбоку на наклонную поверхность растущей отмели по мере смещения русла в сторону вогнутого берега. Основная масса каждого такого слоя формируется за счет намываемых придонными токами поперечной циркуляции относительно крупных частиц влекомых наносов, тогда как тонкие пылевато-глинистые частицы остаются во взвешенном состоянии и выносятся рекою вниз по течению. Поэтому большая часть руслового аллювия оказывается сложенной хорошо отмытым и сортированным песчаным материалом. Однако состав его испытывает существенное изменение при переходе от одной части русла к другой. Нижние по падению концы накладывающихся на поверхность русловой отмели наклонных слоев образуются в зоне русла, расположенной близ стрежня, т. е. там, где скорости течения велики. Чем ближе к верхней части русловой отмели, тем на большем мелководье и при меньших скоростях течения происходит образование осадков. С этим связано измельчение гранулометрического состава.

В пристрежневой зоне русел крупных равнинных рек нередко откладываются грубозернистые, даже гравелистые пески, содержащие гальку и щебень коренных пород ложа реки и подмываемого берега. По мере удаления от стрежня они сменяются все более мелкозернистыми, а в конце концов часто и тонкозернистыми песками. Одновременно меняется тип слоистости образующихся русловых отложений. Относительно грубозернистые пески и гравий пристрежневой зоны характеризуются крупнолинзовидной неправильной косой слоистостью, соответствующей изменчивой резкотурбулентной гидродинамической структуре этой части потока. На большей части русловой отмели возникают гораздо более правильные типы косой слоистости, генетически связанные с различными проявлениями так называемой «дюнной» формы волочения донных наносов. В нижних частях склона русловой отмели, расположенных сравнительно недалеко от стрежня реки, эта форма переноса влекомых наносов выражается в системе довольно правильных, параллельных друг другу крупных «песчаных волн», или «донных гряд», с крутыми склонами, обращенными вниз по течению, и пологими склонами, обращенными против течения. Как было указано ранее (Шанцер, 1951), это обуславливает отложение песка в виде линзовидных слоев с правильной тонкой слоистостью диагонального типа, наклонной в направлении придонного течения в данном пункте русла.

По мере удаления от стрежня и измельчения песка уменьшается мощность образующихся слоев, и диагональная слоистость становится все более тонкой. Это является прямым следствием уменьшения размеров и прежде всего высоты подвижных донных гряд, которые, как было очень хорошо показано В. Н. Гончаровым (1954), прямо зависят от глубины, скорости течения и крупности донных наносов. В верхней части русловой отмели, где глубины затопления даже в паводок невелики, скорости понижены, а наносы наиболее мелкозернисты, правильная система

параллельных друг другу донных гряд не образуется. Здесь она замещается мелкими более или менее полулунными в плане знаками ряби течения, расположенными неправильными рядами. Каждый из таких знаков ряби представляет собою миниатюрную песчаную грядку, также имеющую крутой нижний и пологий верхний по течению склон. Наложение их друг на друга в ходе аккумуляции осадка приводит к образованию тончайшей мелколинзовидной косо слоистости, которую Л. Н. Ботвинкина (1957) назвала косо-волнистой. Подобная же тонкая косо-волнистая слоистость характерна и для песков обращенного к реке

пологого склона прируслового вала, обычно отграничивающего русловую отмель от поймы. Но здесь она нередко сменяется уже тонкой параллельной слоистостью, указывающей на полное сглаживание «дюнных» форм волочения донных наносов.

Описанные изменения гранулометрии и типов слоистости происходят внутри каждого из наклонных слоев, ежегодно накладывающихся на поверхность растущей русловой отмели по мере бокового смещения русла в сторону подмываемого берега (см. рис. 18). В итоге, вслед за отступающим руслом на дне долины формируется толща руслового аллювия, в любом вертикальном сечении которой от постели к кровле происходит последовательная смена тех же самых литогенетических типов осадков, что и на поверхности отмели по мере удаления от стрежня реки. В основании толщи всегда располагаются наиболее грубозернистые отложения, часто с неправильной косо слоистостью, выше — все более мелкозернистые с правильной диагональной слоистостью и, наконец, в самых верхних частях — наиболее тонкозернистые с косо-волнистой и параллельной тонкой слоистостью (рис. 19). Эти общие закономерности изменения гранулометрии и типа слоистости снизу вверх по разрезу действительны для руслового аллювия всех равнинных рек. Но относительная роль разных литогенетических типов русловых осадков может существенно меняться в зависимости от размера реки, особенностей ее гидрологического режима и средней крупности влекомых наносов, поступающих в русло на данном отрезке течения. Так, диагонально-слоистые текстуры наиболее

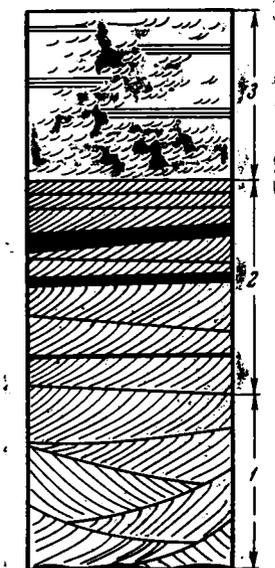


Рис. 19. Схема смены типов слоистости в вертикальном разрезе руслового аллювия равнинной реки

1 — горизонт с крупнолинзовидной косо слоистостью; 2 — горизонт с правильной диагональной слоистостью и прослоями заиления; 3 — горизонт с тонкой косо-волнистой слоистостью ряби течения

характерны для не слишком мелкозернистых песков. «Дюнная» форма волочения при очень мелкозернистом и тонкозернистом составе влекомых наносов оказывается мало устойчивой и легко разрушается уже при сравнительно небольших глубинах и скоростях течения, заменяясь волочением сплошным слоем в полувзвешенном состоянии. Осаждение таких наносов возможно лишь при очень малых глубинах и скоростях, когда при данной их крупности может возникать только мелкая рябь течения. Поэтому даже на крупных реках, но переносящих преимущественно очень мелкозернистый материал, в разрезах руслового аллювия главную роль приобретают мелко- и тонкозернистые пески с косо-волнистой слоистостью ряби течения. На спаде паводка они откладываются на большей части площади русловых отмелей, а более крупнозернистые диагонально-слоистые пески сосредотачиваются только в ближайших к стрежню

ню частях русла и слагают соответственно только самые нижние части толщи руслового аллювия. Как было показано Ю. А. Лаврушиным (1963), это очень характерно, например, для современного аллювия р. Индигирки, а также для мелкозернистого аллювия высоких террас р. Волги, формировавшегося в обстановке ее питания талыми водами материкового оледенения. В еще большей степени это касается песчаного аллювия многих малых рек с мелководными руслами и небольшими скоростями течения. В этом случае диагональнослоистые текстуры часто отсутствуют даже в самых низах толщи русловых отложений, и вся она в целом характеризуется исключительно косо-волнистой и тонкой параллельной слоистостью.

Наряду с хорошо промытыми песками в состав руслового аллювия равнинных рек входят также и существенно иные литогенетические типы осадков. На спаде воды в пределах русловой отмели скорости течения резко уменьшаются, особенно в ее нижней по течению части. В итоге иногда возникают условия, благоприятные для осаждения части взвешенного в воде тонкого алевритового и глинистого материала. Так образуются сезонные *прослои заиления*, сложенные илистными супесями и суглинками и в виде наклонных линз покрывающие покатую поверхность отмели. Часть этих прослоев сохраняется полностью в толще русловых песков, некоторые же частично или полностью размываются при последующих паводках, давая начало глиняным галькам или окатышам, нередко встречающимся в ископаемом состоянии.

Каждый прослой заиления отмечает верхнюю границу сезонной аккумуляции аллювия на русловой отмели, что и изображено на нашем чертеже (см. рис. 18). Однако регулярность образования этих прослоев и их мощность зависят от степени мутности полых вод, как известно сильно различающейся для разных рек. На реках с малой мутностью прослои заиления представляют собою детали строения, присущие только отдельным участкам аллювиальной толщи, и во многих ее разрезах могут отсутствовать полностью. На реках с большой мутностью вод они становятся обязательными членами почти всех разрезов аллювия, так как заиление на спаде паводка охватывает подавляющую часть поверхности русловых отмелей и достигает значительной мощности. В этих условиях оно распространяется даже на самые верхние их части, покрывающиеся водой только во время пика паводка. Здесь оно начинается при любом незначительном понижении уровня воды, повторяясь неоднократно иногда в течение одного сезона половодья. В результате образуется серия тонких иловатых прослоев, чередующихся с такими же тонкими почти горизонтальными прослоями мелкозернистых песков. Сходное чередование илистых и песчаных прослоев возникает также в отдельных заводях с пониженными скоростями течения. Такое чрезвычайно широкое развитие процессов заиления свойственно, например, р. Индигирке, отличающейся очень большой мутностью. Этот случай был положен Ю. А. Лаврушиным (1963) в основу построенной им схемы зональности осадконакопления на русловых отмелях рек (рис. 20) и выделения соответствующих субфаций руслового аллювия. Следует оговориться, что для рек с меньшей мутностью прослои заиления характерны только для той из этих субфаций, которую Ю. А. Лаврушин назвал субфацией средней части отмели.

За границей русловой отмели начинается собственно пойма, заливаемая только во время максимума половодья. Покрывающие ее полые воды текут медленно и не могут переносить грубый песчаный материал. Образующиеся здесь отложения возникают уже исключительно за счет оседания взвешенной в воде мути, состоящей преимущественно из алевритовых и глинистых частиц. Таким путем формируется одевающий пойму покров *пойменного аллювия*, сложенный тонкозернистыми песками, супесями и суглинками, в той или иной степени переработанными про-

цессами почвообразования, которые идут на пойме большую часть года. Пойменный аллювий является в известной мере образованием субаэральным и резко отличен по составу и облику от руслового аллювия, подстилающего его на всем пространстве дна долины.

Как было показано мною (Шанцер, 1951), на крупных равнинных реках в составе пойменного аллювия можно выделить две основные фациальные группы отложений, представленные существенно различными литогенетическими типами осадков. Первая из них свойственна участкам поймы, расположенным относительно недалеко от действующего русла. Для этой приречной зоны поймы очень типичны отложения с хорошо выраженной сезонной слоистостью, по которой чередуются тонкие

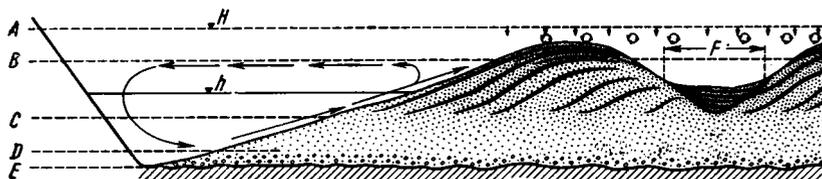


Рис. 20. Схема зональности осадконакопления на русловых отмелях равнинных рек, по Ю. А. Лаврушину (1963).

H — уровень половодья; h — меженный уровень воды; DE — зона накопления приречного аллювия; AD — прирусовая отмель (DC — зона интенсивного воздействия поперечных циркуляционных токов и образования правильных текстур диагональной слоистости — субфация нижней части отмели; CB — зона образования сезонных прослоев заиления на спаде паводков и перехода текстур диагональной слоистости в косо-волнистую слоистость ряби течения — субфация средней части отмели; BA — затопляемая только во время пика паводка зона образования мелких прослоев заиления при частных колебаниях уровня полых вод и преимущественного формирования текстур косо-волнистой слоистости, ряби течения, ряби волнения и тонкой линзовидно-горизонтальной слоистости); F — заиленные осадки субфации заводей и затонов

прослой алевро-песчаного и суглинистого состава. Дальше от действующего русла, во внутренней зоне поймы, где осадконакопление протекает гораздо медленнее и оседают только очень тонкие частицы, пойменные отложения представлены суглинками и супесями без ясной слоистости. Эта фациальная дифференциация пойменного аллювия не всегда отчетливо выражена, что зависит от конкретных особенностей режима реки и степени мутности ее вод.

Одновременно с русловым и пойменным аллювием формируется и третья основная группа аллювиальных фаций — старичный аллювий. Он представляет собой выполнение брошенных рекою участков русла, превращенных в озера-старичи, и по составу несколько напоминает озерные отложения. В типичных случаях это богатые органическим веществом темноокрашенные иловатые пески, суглинки и супеси, иногда венчающиеся залежами торфа. Залегает старичный аллювий в виде линз, вложенных в толщу руслового и перекрытых пойменным аллювием.

Кроме указанных трех основных групп фаций, в строении аллювия равнинных рек участвуют еще и играющие значительно меньшую роль отложения вторичных пойменных водоемов. Вторичные пойменные водоемы возникают преимущественно вдали от русла на плохо дренированных участках поймы, где грунтовые воды залегают у самой поверхности. В этих условиях обширные площади заболачиваются, а в понижениях пойменного рельефа образуются мелководные стоячие водоемы. Их осадки, с внешней стороны часто несколько напоминающие старичные, обычно перекрывают как русловой, так и пойменный аллювий, образуя в погребенном состоянии линзовидные залежи небольшой мощности.

Из всего изложенного вытекает, что важнейшей чертой аллювиального осадконакопления в долинах равнинных рек является четко выраженная латеральная механическая дифференциация терригенного материала в направлении от русла в глубь поймы. Эта дифференциация осуществляется в течение каждого сезонного цикла седиментации, падающего на время половодья. Ее очень наглядно проиллюстрировал А. А. Лазаренко (1964) на примере современного аллювия рек Днепра, Десны и Оки. Он расположил все основные фации аллювия этих рек в единый ряд, названный им фациально-седиментационным профилем аллювия, в последовательности от стрежневой зоны русла к русловой отмели и далее через прирусловой вал к приречной и внутренней зонам поймы и, наконец, к старичным водоемам, лежащим вдали от действующего русла. На широких поймах упомянутых рек вдоль этого фациально-седиментационного профиля происходит последовательное уменьшение медианного диаметра частиц песчаных осадков в 2,3—2,8 раза и алевритовых осадков в 2,4—4,3 раза. Именно эта латеральная механическая дифференциация в сочетании с боковым смещением действующего русла реки и определяет всю ту картину смены фаций и литогенетических типов осадков в разрезах толщ перстративного аллювия, которую мы охарактеризовали выше.

По сравнению с латеральной дифференциацией продольная механическая дифференциация вниз по течению для равнинных рек играет резко подчиненную роль. Как было показано в той же работе А. А. Лазаренко (1964), она довольно слабо сказывается даже на составе русловых фаций. Что касается пойменных и старичных отложений, то они практически сохраняют неизменными состав и облик на всем протяжении долин больших равнинных рек, если отвлечься от изменений, связанных с преобразованием водного режима и режима наносов под влиянием геоморфологических и климатических различий различных частей площади водосбора реки (Шанцер, 1951). Конечно, на горных реках с большими продольными уклонами и скоростями течения продольная механическая дифференциация, связанная с интенсивным истиранием грубых валуно-галечных наносов, сказывается гораздо резче. Хорошо известно, что на многих из них ясно прослеживается значительное измельчение аллювия вниз по течению. Но несмотря на это общие закономерности строения аллювиальных отложений и в этом случае определяются прежде всего боковой миграцией русла и выносом влекомых и взвешенных наносов из его стрежневой зоны на береговые отмели и пойму, т. е. тем же процессом латерального переотложения. Следовательно, можно считать, что именно этот фактор является наиболее важной чертой динамики перстративной аллювиальной аккумуляции и что с его воздействием надо связывать главные особенности строения аллювия, отличающие его от других генетических типов континентальных отложений.

Первым важным выводом из этой основной особенности аллювиальной аккумуляции является то, что мощность перстративного аллювия определяется некоторой максимально возможной величиной, которую мы будем называть *нормальной мощностью*. Последняя соответствует разности средних отметок ложа аллювия или, что то же, дна русла, и уровня полых вод, заливающих пойму (см. рис. 18). Для разных равнинных рек нормальная мощность аллювия колеблется от 10—15 до 30 м и более. Отсюда следует, что мощности такого порядка сами по себе не могут служить поводом для вывода о смене фазы эрозии фазой аккумуляции, а тем самым об изменении хода движений земной коры, климата и режима потока во времени. Они возникают исключительно благодаря совместному воздействию бокового смещения русла и периодически повторяющихся паводков при полной неизменности обстановки, в которой происходит накопление аллювия.

Не менее важен и второй вывод, вытекающий из всего вышеизложенного. Совершенно очевидно, что изменение состава аллювия снизу вверх связано исключительно с действием тех же двух факторов — смещения русла и чередования паводков и межени. Смена грубопесчаных или гравийно-галечных отложений низов руслового аллювия более мелкозернистыми песчаными отложениями в его верхах, равно как и погребение руслового аллювия под супесями и суглинками пойменных фаций, еще ни в коем случае не является доказательством изменений режима потока и климата.

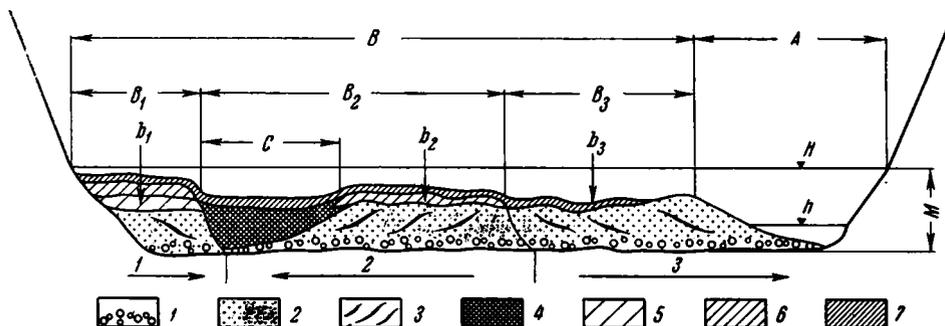


Рис. 21. Схема возрастных соотношений слоев в перстративном аллювии.

A — русло; *B* — пойма; *B*₁, *B*₂, *B*₃ — разновозрастные сегменты поймы (стрелки с цифрами под рисунком показывают направление смещения русла в соответствующие их формированию отрезки времени); *C* — выполненная осадками старичная ложбина; *H* — уровень полых вод; *h* — уровень межени; *M* — нормальная мощность аллювия.

Русловой аллювий: 1 — грубые пески, гравий, галька; 2 — пески; 3 — прослои заиления; 4 — старичный аллювий. 5—7 — пойменный аллювий (разновозрастные горизонты, обозначенные на чертеже индексами *b*₁, *b*₂, *b*₃ и синхронные соответственно русловому аллювию в сегментах *B*₁, *B*₂, *B*₃)

Наконец неизбежен и еще один не менее важный вывод. Мы видели, что русловой аллювий накапливается путем прислонения друг к другу косо наложенных пачек, расположенных на одном и том же уровне. Иными словами, изменение возраста образующих его слоев происходит не снизу вверх, как и в других типах отложений, а по горизонтали, слева направо. Лишь внутри линз старичного аллювия и в покрове пойменного сохраняется в общем обычная стратиграфическая последовательность напластования. Но и она действительна только для каждого данного вертикального сечения, взятого отдельно. Если же взять всю аллювиальную толщу в целом, то разные линзы старичного аллювия, лежащие на одном и том же уровне, но вдали друг от друга, могут иметь разный возраст. Так же точно верхние горизонты пойменного аллювия в одной части дна долины могут оказаться синхронными нижним его горизонтам в другой части долины (рис. 21). Следовательно, совершенно необязательно искать наиболее древние слои в низах, а наиболее молодые в верхах аллювиальной толщи. Они могут оказаться расположенными на одном и том же уровне в разных частях единой поверхности аллювиальной террасы.

В долинах равнинных рек ширина террас, сложенных аллювием, несомненно развивавшимся по схеме перстративной аккумуляции, нередко достигает многих километров, а то и десятков километров. Очевидно, такие обширные террасовые поверхности должны были разрабатываться рекою в течение длительных промежутков времени. И возраст покрывающего их аллювия может поэтому существенно отличаться в разных частях одной и той же террасы. По-видимому, в недоучете этого обстоятельства заключается одна из основных причин продолжаю-

щегося и сейчас спора о времени накопления аллювия террас европейских рек. Как сторонникам его ледникового возраста, так и сторонникам межледникового возраста необходимо, очевидно, серьезно пересмотреть свою аргументацию. В свете изложенного выше требуют пересмотра и многие палеоклиматические и тектонические выводы, сделанные на основании изучения аллювия речных террас и не учитывающие динамики аккумуляции речных отложений.

Представленная общая схема строения и формирования перстративного аллювия в главных чертах полностью сохраняет свое значение для всех равнинных рек. Однако различия в климате, режиме водного стока и стока наносов вносят в нее существенные изменения, в связи с чем можно различить несколько вариантов перстративного аллювия равнинного типа. При этом местная обстановка наиболее резко сказывается на аллювии малых равнинных рек, водосборы которых обычно однородны по климатической характеристике и условиям стока. Прежде всего на основании изучения отложений таких рек и удастся поэтому выделить варианты равнинного аллювия. Наиболее резко отличаются друг от друга два из них: аллювий рек с чисто озерным питанием и аллювий степных рек умеренного пояса, частично пересыхающих летом.

Крупные озера служат мощными регуляторами речного стока и одновременно отстойниками, в которых оседает почти вся муть, приносимая полыми водами с площади водосбора. В связи с этим вытекающие из них реки не имеют высоких паводков, их поймы обычно не затопляются, а в тех случаях, когда все же просходит разлив реки, из вод, покрывающих пойму, практически не выпадает никакого осадка. Поэтому в аллювии рек с чисто озерным питанием пойменные и старичные фации неразвиты или вовсе отсутствуют, и он почти нацело сложен русловыми отложениями.

Небольшие степные реки, наоборот, имеют высокие, хотя и кратковременные весенние паводки, связанные с бурным таянием снегового покрова. Их полые воды, как правило, очень мутны, поскольку со склонов, плохо защищенных редкой растительностью, поступает много тонкозернистых продуктов смыва. Поэтому в аллювии степных рек как раз пойменные фации достигают особенно мощного развития, и слагающие их бурые карбонатные суглинки составляют большую часть аллювиальной толщи. Русловые фации здесь играют меньшую роль и в значительной мере слагаются также суглинками: то желто-бурыми или серыми, то темными, богатыми органическим веществом. Это связано с тем, что уже на спаде половодья русло начинает распадаться на полуизолированные озеровидные плёсы, которые во время летней засухи превращаются в совершенно не связанные друг с другом стоячие водоемы с режимом, напоминающим старичный. Особенности строения аллювия степных рек специально посвятил одну из своих статей Ю. А. Лаврушин (1965б), подметивший ряд интересных закономерностей эволюции хода его накопления, на которых здесь мы, к сожалению, не имеем возможности останавливаться. В дополнение заметим лишь, что преобладающая роль пойменных фаций и в значительной мере суглинистый состав характерны для отложений степных рек в том случае, если в их водосборе широко распространены глинистые породы. Когда же водосбор сложен преимущественно толщами песчаного состава или породами, дающими песчанистые продукты выветривания, картина меняется. Аллювий даже небольших речек в этих условиях становится независимым от типа их режима и климатической обстановки всегда песчаным, причем в его составе начинают преобладать осадки руслового типа.

От аллювия озерных рек к аллювию рек степных ведет целый ряд промежуточных форм равнинного аллювия, соответствующих промежуточным типам гидрологического режима. Дальнейшим членом этого

ряда является овражно-балочный аллювий малых долин равнинных стран с временными водотоками. В связи с уменьшением мощности потока в подобных долинах, особенно на поздних стадиях их морфологической эволюции, нередко совершенно исчезает четко выраженное русло. Вследствие этого исчезает как самостоятельный член аллювиальной серии и русловой аллювий, как бы растворяющийся в толще суглинистых накоплений, отлагаемых совместно как водой, текущей вдоль dna долины, так и ее струями, стекающими со склонов. Отдаленным аналогом русловых фаций крупных рек здесь можно считать только рассеянные в толще мелкие линзы сравнительно хорошо отмытых песков.

Этот тип отложений, соответствующий условиям отмирания руслового потока, строго говоря, не является уже аллювием в полной мере. Скорее его можно рассматривать как переходное звено к делювию, т. е. к тем отложениям склонов, которые образуются под влиянием склонового смыва, осуществляемого мелкими струями дождевых и талых снеговых вод. Во всяком случае в составе овражно-балочного аллювия делювиальный материал играет не меньшую роль, чем наносы, приносимые потоками, текущими вдоль dna долины, т. е. аллювиальным путем. Чем более аридным является климат, тем для более крупных долин становится характерным отмирание осевого водотока. В зоне сухих степей и полупустынь Казахстана оно наблюдается обычно даже при площадях водосбора в несколько сотен квадратных километров. Среди выполняющих долину мощных, по преимуществу суглинистых отложений, в этом случае наряду с делювием склонов большое значение имеют пролювиальные накопления конусов выноса боковых оврагов и балок, а аллювий главного водотока оттесняется на задний план.

Отмирание аллювиальной аккумуляции и замещение ее накоплением продуктов склоновой денудации характерно также для малых долин низко- и среднегорных областей зоны мощного развития вечной мерзлоты. Здесь, как, например, во многих районах Забайкалья, грубообломочные продукты морозного выветривания, поставляемые солифлюкцией со склонов и из боковых ложбин, иногда настолько загромаждают дно долины, что небольшие постоянные водотоки буквально теряются среди них. Особенно это характерно для районов развития гранитных интрузий, дающих начало крупноглыбовым каменным потокам, среди которых ручьи пробираются на глубине, не образуя даже открытого русла. Однако следует подчеркнуть, что для равнинных областей современной субполярной зоны роль солифлюкции как фактора заполнения долин не следует преувеличивать. Те, по преимуществу суглинистые продукты, которые поставляются ею с пологих и невысоких склонов, ни по количеству, ни по составу не могут служить серьезным препятствием для работы даже сравнительно небольших постоянных водных потоков. Совместные с Ю. А. Лаврушиным наблюдения в бассейнах Индигирки и нижнего течения Енисея, обобщенные им в специальной монографии (Лаврушин, 1963), позволяют утверждать, что здесь уже сравнительно небольшие речки формируют нормально построенный аллювий с хорошо выраженными русловыми, пойменными и старичными фациями. Его отличия от равнинного аллювия умеренной климатической зоны сводятся в основном лишь к мощному развитию полигональной системы ледяных жил, после вытаивания которых возникают многочисленные псевдоморфозы «ледяных клиньев», особенно типичные для пойменных и старичных отложений. Для большинства аллювиальных отложений этого типа характерно все же преимущественное развитие русловых осадков, тогда как пойменные и старичные могут даже полностью выпадать из разреза. Это связано с двумя причинами. С одной стороны, весенние половодья на этих реках сравнительно невысоки, а довольно часто повторяющиеся летние дождевые паводки, связанные с быстрым

стеканием вод с площади водосбора, скованной вечной мерзлотой, сильно сокращают относительную длительность меженного периода. Это приводит к тому, что реки вырабатывают русла, способные пропускать расходы воды, значительно превышающие среднегодовую норму, и поймы испытывают лишь очень кратковременное и неглубокое затопление. С другой стороны, мощное развитие мохового покрова на склонах препятствует выносу продуктов склонового смыва в русла рек и обуславливает малую мутность их вод даже во время паводков. Исключение составляют лишь такие реки, как Индигирка, отличающиеся, наоборот, повышенной мутностью в связи с преимущественно горным питанием и интенсивным размывом мощных мерзлых толщ рыхлых отложений, слагающих обширные аккумулятивные низменности, по которым они протекают на очень большой части своего течения. Водный режим и режим наносов этого типа крупных рек отличаются, однако, столь большим своеобразием, что к особенностям строения их аллювия нам придется вернуться ниже в другой связи.

Судя по наблюдениям над древним аллювием четвертичных террас рек Русской равнины и Западной Сибири, нормальным строением характеризовался и аллювий тех рек перигляциальной зоны материковых оледенений, которые обладали местным питанием и не были связаны непосредственно со стоком талых ледниковых вод. Широкое распространение верхнеплейстоценовых, так называемых боровых террас, сложенных почти нацело песчаным русловым аллювием, свидетельствует о том, что режим этих рек отличался особенностями, сходными с теми, которые были указаны выше для равнинных рек субполярной зоны с местным питанием. Их поймы, по-видимому, также заливались полыми водами только на короткое время, а быть может и неполностью, а мутность была невелика. Главным отличием в данном случае является лишь мощное развитие перевеянных дюнных песков, осложняющих рельеф поверхностей боровых террас и указывающих на своеобразие климатической обстановки, видимо отличавшейся значительной аридностью и повышенной интенсивностью атмосферной циркуляции. Эти особенности относятся, однако, уже не к строению аллювия как такового, в связи с чем трудно указать какие-либо признаки, позволяющие выделить особый собственно перигляциальный вариант равнинного аллювия. Большим своеобразием отличался лишь аллювий плейстоценовых равнинных рек ледникового питания, но его более правильно называть скорее не перигляциальным, а именно ледниковым аллювием.

Равнинные реки с ледниковым питанием отличались, во-первых, длительными половодьями, занимавшими практически весь летний сезон, во-вторых, были перегружены обломочным материалом, поставлявшимся тальми водами за счет перемывания морен. Длительность ледниковых паводков, захватывавших весь период активной деятельности реки от ее вскрытия до замерзания, приводила к выработке обширных русел, способных пропускать громадные расходы воды. Однако в связи с перегруженностью обломочным материалом русла эти были мелководны и распадались на многочисленные рукава, каждый из которых в отдельности вмещал только небольшую часть суммарного расхода реки. В силу этого такие реки отлагали относительно грубые гравелистые и песчаные русловые осадки лишь вблизи питавшего их ледника. Вниз по течению в русловом аллювии довольно быстро начинали преобладать мелко- и тонкозернистые пески с тонкой и линзовидной косо-волнистой слоистостью, на современных больших равнинных реках наиболее характерные только для верхних частей русловых отmelей. Подобное изменение состава аллювия прекрасно прослеживается, например, на высоких плейстоценовых террасах основных водных артерий Русской равнины, текших на юг, от края ледника (Волга, Дон, Днепр).

Большая пропускная способность русел приводила к тому, что растянутые на весь теплый сезон ледниковые паводки не вызывали, как правило, выхода реки из берегов. Поймы заливались редко, и пойменный аллювий оказывался недоразвитым. Однако по мере удаления от ледникового края все более сказывалось влияние внеледниковой части водосбора, дававшей большие дополнительные массы воды лишь весной, во время снеготаяния. Эти кратковременные, но высокие сезонные паводки, более регулярно затопливавшие пойму, способствовали увеличению роли супесчано-суглинистых пойменных фаций в строении аллювиальной толщи, что и наблюдается в действительности на тех же реках Русской равнины. Именно мелкозернистость русловых отложений и особенности текстуры послужили Г. И. Горецкому (1958, 1961) поводом противопоставить эти отложения аллювию под названием просхозо-гляциальных, или половодно-ледниковых. С нашей точки зрения, подобное противопоставление необоснованно, ибо на деле речь идет не об осадках, образовавшихся вне русла при разливах полых вод, затоплявших периодически дно долины, а чаще как раз о русловых, т. е. типично аллювиальных отложениях.

К сожалению, в современную эпоху не существует равнинных рек, питающихся тальми водами материковых оледенений, и поэтому невозможно подыскать точного современного аналога ледникового аллювия, на анализе условий накопления которого можно было бы с полной объективностью проверить справедливость нарисованной нами картины. Однако мы можем удостовериться в ее большой правдоподобности на основании изучения современного аллювия некоторых рек, режим которых близко напоминает вероятный режим этого исчезнувшего типа рек. Сюда относится, например, нижнее течение р. Индигирки, где река обладает длительными, невысокими паводками и сильно перегружена мелким обломочным материалом. Особенности ее аллювия действительно оказываются очень близкими к «просхозо-гляциальным» (по Горецкому) отложениям, хотя этот аллювий и сложен почти нацело русловыми фациями, как это было прекрасно показано Ю. А. Лаврушиным (1963).

Необходимо оговориться, что ледниковый аллювий равнинных рек не является уже типично терстративным. Его строение обнаруживает ряд признаков, свойственных констративной фазе аккумуляции, что связано в основном не с отрицательными тектоническими движениями, а с особенностями режима наносов. Талые воды, вытекшие из-под края материкового льда, всегда были сильно перегружены продуктами размыва донных морен, в том числе и песчаным материалом, выносимым реками далеко вниз по течению в виде влекомых по дну наносов. Это создавало условия, благоприятные для прогрессирующего заполнения долин русловыми осадками, постепенно повышавшими уровень их дна. Поэтому для подобного рода ледникового равнинного аллювия характерны значительные мощности и неоднократное повторение в разрезе пачек руслового аллювия, каждая из которых начинается относительно грубозернистыми пристрежневыми фациями.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ КОНСТРАТИВНОГО АЛЛЮВИЯ РАВНИННЫХ РЕК И ОЗЕРНО-АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ТОЛЩ АККУМУЛЯТИВНЫХ РАВНИН

На примере описанного выше аллювия равнинных рек ледникового питания мы видели, что аллювиальная аккумуляция может переходить в констративную фазу иногда под влиянием изменения режима стока и режима наносов, т. е. факторов гидролого-климатического характера.

Однако наиболее типично пострѐнные и мощные толщи констративного аллювия формируются почти исключительно как следствие отрицательных тектонических движений земной коры. Констративная аккумуляция вносит существенные осложнения в строение аллювиальной толщи. Эти изменения сводятся к тому, что толща, во-первых, приобретает мощность, повышенную по сравнению с нормой, характерной для перстративной фазы аккумуляции, а, во-вторых, составляющие ее русловые, старичные и пойменные фации многократно повторяются в разрезе, располагаясь

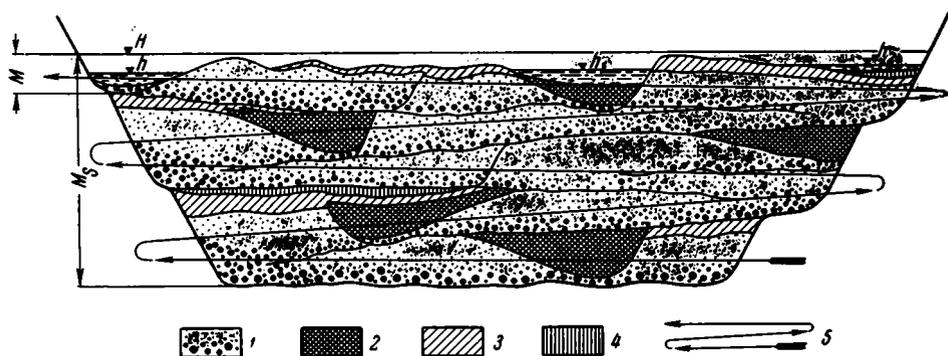


Рис. 22. Схема строения толщи констративного аллювия.

H — уровень полых вод; h — уровень межи в действующем русле реки; h_1 , h_2 — меженный уровень стариц и вторичных водоемов поймы; M — нормальная мощность аллювия при перстративной аккумуляции; M_s — суммарная мощность констративной аллювиальной толщи.

1 — русловый аллювий; 2 — старичный аллювий; 3 — пойменный аллювий; 4 — отложения вторичных водоемов поймы; 5 — общее направление перемещения русла в ходе накопления констративно-наслоенной аллювиальной толщи

друг над другом на разных уровнях (рис. 22). При этом чаще всего преобладает русловый аллювий, поскольку старичные фации всегда играют подчиненную роль, а пойменные, в большей их части, обычно уничтожаются мигрирующим руслом реки по мере перехода его на все более высокие относительные уровни. Эта особенность динамики констративной фазы аккумуляции обуславливает появление в разрезе многочисленных границ размыва, по которым налегают друг на друга пачки аллювиальных отложений, построенных сходно со схемой, описанной выше для перстративной фазы. Такая «многоярусность», или «цикличность», аллювиальных толщ повышенной мощности отнюдь не обязательно свидетельствует о колебательном ходе тектонических движений или о периодических изменениях режима потока и климата, ибо обусловлена в основном внутренней динамикой самого процесса аккумуляции. В частности, следует особо подчеркнуть, что границы размыва, отделяющие пачки аллювия в подобной констративно построенной толще, как правило, не должны толковаться в качестве следов длительных перерывов в осадконакоплении и соответствующих им фаз усиления донной эрозии. Русловый размыв представляет собою явление, обязательно сопровождающее работу водных потоков при любой обстановке их деятельности. Он всегда происходит на стряжне реки в пределах плесовых ложбин и у подмываемых берегов на изгибах русла, захватывая либо коренные породы ложа, либо ранее отложенные аллювиальные наносы. И поскольку аллювий откладывается в ходе боковой миграции русла, он практически всегда ложится на поверхность, предварительно выработанную этим русловым размывом, часто неровную и осложненную иногда достаточно резкими эрозионными карманами. Но при этом как русловый размыв, так и отложение аллювия остаются в общем процессами, одновременно

менно идущими на смежных участках, а не чередующимися последовательно в течение истории формирования аллювиальной толщи. О действительных перерывах в аккумуляции и фазах донной эрозии речь может идти лишь тогда, когда внутри этой толщи обнаруживаются глубокие эрозионные ложбины, прорезающие целиком одну или несколько ранее образовавшихся пачек аллювиальных отложений и выполненные вложенными в них более молодыми аллювиальными накоплениями. Но в таких случаях по существу уже нельзя говорить и о вполне единой констративно построенной аллювиальной толще.

Мощные констративно построенные аллювиальные выполнения современных и древних речных долин отнюдь не являются редкостью среди плейстоценовых отложений равнинных областей суши. В качестве одного из типичных примеров можно привести очень показательные профили С. Ружицкого (Różycki, 1964), иллюстрирующие строение аллювиальных толщ, относимых им к «миндель-риссу», или «великому межледниковью» (гольштейн, лихвин), которые развиты в бассейне р. Вислы (рис. 23).

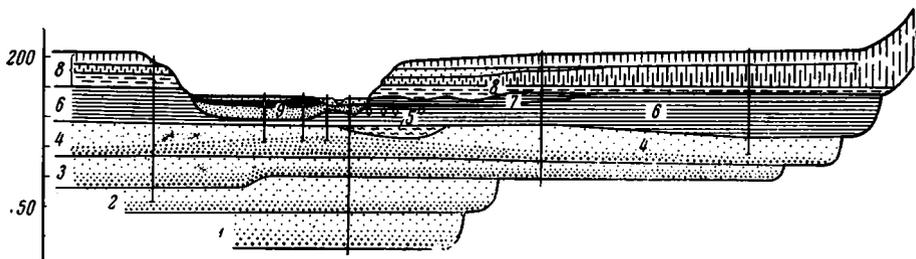


Рис. 23. Разрез констративно напластованной аллювиальной межледниковой толщи в долине р. Вепрь у Таржимехов, по С. Ружицкому (Różycki, 1964).

1—4 — аллювиальная толща миндель-рисского межледниковья; 5 — озерные гиттин; 6 — суглинки с арктической флорой (*Dryas octopetala*, *Salix polaris* и т. д.); 7 — ленточные глины времени максимума среднепольского (рисского) оледенения; 8 — лёссовидные и песчанистые отложения времени последней большой холодной эпохи (северопольское оледенение, вюрм); 9 — последледниковый аллювий

Не менее показательные примеры типичных констративных аллювиальных толщ можно привести и из гораздо более древних континентальных осадочных формаций. Один из них описан Дж. Алленом (Allen, 1962) для девонского нижнего древнего красного песчаника англо-уэльского постакаледонского внутреннего прогиба. Особенно показателен приводимый им разрез стенки карьера близ Митчелдина (правобережье р. Северна в западной части графства Глостершир), где вскрывается пять последовательно налегающих друг на друга аллювиальных пачек или «циклотем» (рис. 24). Каждая из них начинается русловыми песчаниками с галькой в основании, выше делающимися все более мелкозернистыми и изменяющими тип слоистости с крупнолинзовидной и диагональной на косо-волнистую и параллельную. Венчающие эти пачки алевролиты, по крайней мере частично, могут быть отнесены уже к пойменному аллювию. Мощность этих пачек (10—12 м) вполне соизмерима с нормальными мощностями перстративного аллювия средних по размерам равнинных рек.

Англо-уэльский прогиб представляет собою структуру типа крупной линейно вытянутой грабен-синклинали и в девонском периоде, видимо, являлся тектонической долиной, поперечные размеры которой вполне соизмеримы с поперечниками многих настоящих эрозионных долин крупных равнинных рек. Поэтому и условия накопления аллювиальной толщи в его пределах должны были приближаться к условиям накопления

долинного аллювия. Вообще же в составе более древних континентальных осадочных формаций особенно большое значение имеет несколько иной тип мощных, также в основе аллювиальных серий, формирующихся в пределах обширных внутриконтинентальных или приморских аккумулятивных равнин. К нему относится, в частности, большинство угленосных толщ. Основные особенности строения и формирования этого рода толщ можно лучше всего понять на примере переходного к ним типа констративного аллювия, характерного для приустьевых расширенных участков многих долин крупных равнинных рек, в пределах которых современные поймы достигают нередко десятков километров в поперечнике. Даже максимальные паводковые расходы рек в этом случае оказываются недостаточными для полного затопления пойм. Поэтому при выходе реки из берегов воды заливают только пониженные участки последних. Такие частичные разливы образуют как бы систему полуизолированных и сообщающихся друг с другом только протоками временных озеровидных водоемов, осушающихся во время межени. Иногда эти частичные разливы возникают на месте брошенных рекою и занесенных осадками боковых рукавов, крупных старичных ложбин или групп стариц, иногда же образуются просто на пониженных участках поймы, являясь в известной мере аналогами вторичных пойменных водоемов обычных речных пойм. Подобного рода разливы известны в низовьях Колымы и Индигирки под названием «речных лайд» (описанных Ю. А. Лаврушиным в 1963 г.); в низовьях Оби — «соров»; в низовьях некоторых рек черноморского бассейна — «плавней» и «лимапов» и т. д. В зависимости от высоты и длительности паводков и климатической обстановки характер образующихся в них осадков может быть несколько различным, но в целом они занимают в фациальном отношении как бы промежуточное положение между собственно пойменными и старичными, поскольку сам режим временных разливов часто имеет полуозерный тип. Это дало повод Лаврушину выделить рассматриваемую группу

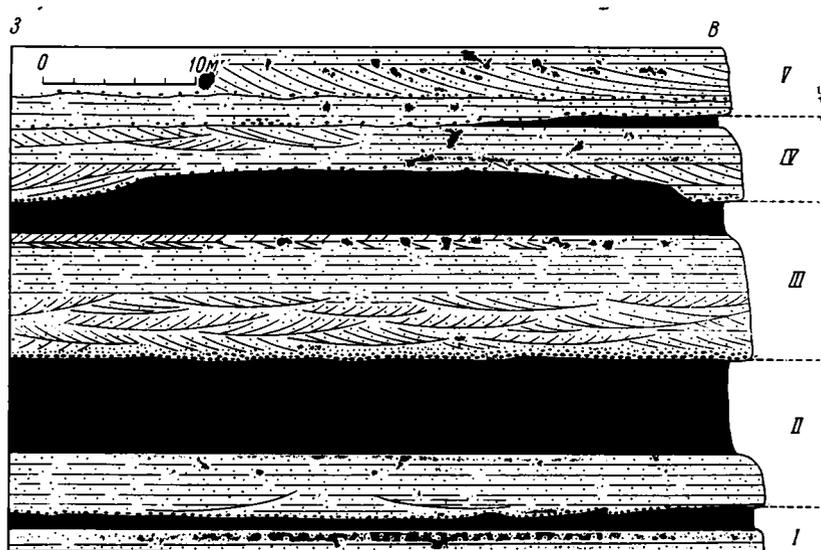


Рис. 24. Констративная аллювиальная толща в разрезе нижнего древнего красного песчаника англо-уэльского прогиба. Карьер у Митчелдина, графство Глостершир по Дж. Аллену (Allen, 1962).

На зарисовке видны пять (I—V) аллювиальных пачек («циклотем»), налегающих друг на друга со следами руслового размыва. Черное — алевриты пойменной фации, частично, возможно, включающие и осадки верхней части русловой отмели

отложений применительно к субполярной обстановке в особую фацию аллювия — фацию речных лайд. Многие из тех признаков, которые, по его данным, характеризуют эту фацию, — повышенная льдистость, особое богатство неразложенными автохтонными растительными остатками и растительным детритом и т. п. — конечно не могут быть присущими ее аналогам в других климатических областях суши. Так, по-видимому, к той же категории осадков следует отнести многие пойменные такыры в низовье Аму-Дарьи, внешне ничем не похожие на осадки «речных лайд» Крайнего Севера. Отложения частичных разливов сплошь и рядом сменяются по простирацию и вверх по разрезу болотными образованиями, в том числе и настоящими камышовыми, осоковыми и лесными торфяниками. Заблоченность значительной части поверхности пойм в описываемых условиях вообще является весьма типичной. Это связано с распластыванием и понижением высоты паводков в нижнем течении рек и соответственно с малой высотой пойм, грунтовые воды в пределах которых лежат поэтому на очень небольшой глубине.

В пределах настоящих аллювиальных равнин затопление их поверхности во время половодий приобретает еще более частичный характер. Вода, растекаясь от русла реки тонким слоем, быстро теряет свою скорость и сбрасывает не только все влекомые, но и значительную часть взвешенных наносов в непосредственной близости от него. В связи с этим здесь вдоль русел на большей части их протяжения образуются постепенно ограждающие их естественные прирусловые дамбы. Полые воды прорываются через их гребень только в отдельных местах, растекаясь по понижениям поверхности равнины. Русло оказывается в значительной мере закрепленным этими естественными дамбами, и его боковая миграция сильно затрудняется. Констративная аккумуляция аллювия в течение длительного времени концентрируется исключительно в самой русловой ложбине. Постепенное повышение дна русла и обрамляющих его прирусловых дамб обуславливает широко распространенное в этих случаях явление, когда река течет как бы по естественной насыпи несколько выше уровня прилежащей низины. На поверхности последней возникают поэтому обширные массивы болот и заболоченных лесов, а в крупных понижениях — довольно большие постоянные мелководные озера, питаемые водами главной реки и ее притоков. Очень типичным примером является южная часть Великой Китайской равнины и выполненные осадками обширные внутренние впадины вдоль течения Янцзы в провинциях Хубэй, Хунань и Цзянси. Естественные прирусловые дамбы, укрепленные местами искусственными насыпями, протягиваются здесь на всем протяжении реки, а за их пределами на поверхности равнины рассеяны многочисленные малые и большие озера, собирающие полые воды. Наиболее крупными и известными из них являются озера Хунцзэху, Гаоюху, Тайху, Поянху, Дунтинху и др.

Толщи, образующиеся в пределах подобных аккумулятивных равнин, отличаются от обычного констративного аллювия долин рек большой ролью в их строении уже не только аллювиальных, но также и собственно озерных отложений и, кроме того, прослоями и целыми мощными, выдержанными по простирацию горизонтами торфяников или возникших за счет их преобразования бурых и каменных углей. Поэтому их уже нельзя назвать чисто аллювиальными. Это скорее озерно-аллювиальные серии, от которых лишь один шаг ведет к паралическим формациям морских побережий, содержащим прослой лагунных и морских осадков.

Прекрасным примером такой паралической формации, в строении которой очень большую роль играют, несомненно, аллювиальные отложения, является среднекаменноугольная угленосная серия Донбасса. Закономерности ее строения, фациальная характеристика и условия

образования слагающих отложений подробно разобраны в работах коллектива авторов под руководством Ю. А. Жемчужникова и В. С. Яблокова (Аллювиальные отложения..., 1954; Жемчужников и др., 1959—1960). В этих работах дана в общем правильная диагностика аллювиальных пачек, являющихся базальными членами всех осадочных ритмов, на которые подразделяется огромная по мощности толща. Правда, из описаний авторов создается впечатление о широком развитии в их составе наряду с русловым также и пойменного аллювия, что несколько противоречит нашему выводу о том, что в условиях аккумулятивных аллювиальных и озерно-аллювиальных равнин для его образования как раз нет благоприятных условий. Однако это является следствием явно ошибочного истолкования алевро-песчаных пород с косо-волнистой слоистостью как пойменных осадков. И по текстурным особенностям и по месту, занимаемому в строении аллювиальных пачек, это явно отложение верхних частей русловых отmelей и малых рукавов и протоков, т. е. осадки русловые, а не пойменные. Частично они могут быть и осадками прирусловых валов, т. е. входить в состав фаций, переходных от руслового к пойменному аллювию. Об этом ясно свидетельствует тип слоистости, указывающий на отложение путем намывания влекомых наносов, перемещавшихся с образованием знаков ряби течения, что совершенно не свойственно поймам равнинных рек, где господствует осаждение мелких частиц из взвеси. Если внести эту поправку, то строение аллювия донецкой угленосной серии будет характеризоваться полным развитием русловых фаций при редукции пойменных, замещающихся осадками частичных разливов, озер и болот. Иными словами, это как раз те характерные черты озерно-аллювиальных свит больших аккумулятивных равнин, о которых мы говорили выше. В данном случае они дополняются лишь внедрением горизонтов лагунных и морских отложений.

ОБ АЛЛЮВИИ ГОРНЫХ РЕК

До сих пор мы рассматривали исключительно особенности различных вариантов аллювия равнинных рек и типов слагаемых им осадочных толщ. Всем им вместе взятым может быть противопоставлен аллювий бурно текущих горных рек. Последний отличается почти безраздельным господством русловых фаций, сложенных по преимуществу галечниками. Эта его особенность сохраняется всегда независимо от динамической фазы аккумуляции. Все остальные фации, выделенные нами для равнинного аллювия, в данном случае либо вовсе отсутствуют, либо крайне редуцированы и не типично развиты.

Практически полная редукция старичных фаций объясняется тем, что в горных долинах вообще не образуются водоемы старичного типа. Через те озерки стоячей воды, которые сохраняются здесь на отдельных участках дна временно функционирующих боковых рукавов, в паводок проходит столь бурный поток полых вод, что условия накопления и состав образующегося аллювия практически ничем не отличается от руслового.

Редукция пойменных фаций связана с крутыми продольными уклонами дна горных долин и большими скоростями течения полых вод. Благодаря этому взвешенные в воде мелкие песчинки, пылеватые и глинистые частицы не могут осаждаться, за исключением времени спада половодья. Но образующийся в конце паводка небольшой и не всюду присутствующий слой свежего осадка частично замыкается в поры нижележащего галечника дождевыми водами, а частично уничтожается последующим половодьем. Все же и на горных реках нередко можно наблюдать маломощный покров грубых песков и супесей, одевающий сверху русловые галечники и до некоторой степени напоминающий пой-

менный аллювий. Необходимо, однако, подчеркнуть, что часть этого поверхностного покрова поймы намывается течением за счет влекомых по дну частиц песка и гравия, т. е. путем, более свойственным русловым фациям равнинного аллювия. Другая часть вообще не является аллювиальным образованием в собственном смысле слова, а представляет собой периферические фации пролювия, слагающего конусы выноса боковых долин и оврагов.

Грубые валуно-галечные фации русловых отложений крупных и бурнотекущих рек характеризуются часто весьма несовершенной сортировкой и в небольших выходах в них невозможно заметить даже признаков слоистости. Последняя обнаруживается только в больших обнажениях, выражаясь в чередовании взаимно вложенных и врезанных друг в друга линз галечников, достигающих нескольких метров мощности и десятков метров в поперечнике и протягивающихся иногда на значительное расстояние вниз по течению. Слабая сортировка материала внутри таких линз еще более маскируется нередко очень плотным гравелисто-песчано-глинистым заполнителем, колымаирующим все промежутки между валуно-галечным материалом.

Происхождение этого заполнителя связано с двумя тесно переплетающимися процессами. Часть его возникает уже после отложения грубого материала, когда проникающая в крупные поры галечника вода, теряя скорость, осаждает внутри его толщи несомые ею мелкие частицы. Большая часть заполнителя образуется, однако, одновременно или почти одновременно с накоплением крупных галек и валунов. Благодаря большим размерам и массе эти последние перемещаются по дну русла со скоростями, значительно меньшими, чем скорости течения воды, тогда как частицы песчаной, а тем более пылевой и глинистой фракций, перемещающиеся во взвеси, двигаются практически с той же скоростью, что и сама вода. Поэтому слой подвижных донных наносов оказывается состоящим как бы из двух фаз — грубого валуно-галечного каркаса, отстающего от бурно мчащегося потока, и полувзвешенных в воде мелких частиц, вместе с нею фильтрующихся сквозь перемещающийся галечный каркас. Преодолевая сопротивление этого каркаса, загруженная песчано-глинистым материалом вода, конечно, замедляет скорость и уменьшает степень турбулентности своего движения. Это создает возможность частичной гравитационной сортировки мелкозернистых фракций наносов еще в ходе их движения и концентрации более тяжелых минеральных частиц близ коренного ложа. Описанный процесс является одним из важнейших в формировании россыпей тяжелых минералов и особенно благородных металлов, резко превышающих по удельному весу все остальные минералы. Грубогалечные аллювиальные накопления горных рек именно благодаря этому превращаются как бы в ловушки для выносимых из коренных месторождений золота и платины, не пропуская большую их часть ниже по течению. Не удивительно, что к ним приурочено подавляющее большинство промышленных золото- и платиноносных россыпей, обычно тяготеющих к основанию аллювиальной толщи и трещинам ее коренного ложа, или «плотика», как его принято называть в разведочной и горно-эксплуатационной практике. Для нас это обстоятельство очень интересно с точки зрения общей характеристики горного аллювия, русловые фации которого наряду с весьма несовершенной сортировкой осадка в целом отличаются, как мы видим, несколько неожиданными на первый взгляд признаками довольно отчетливой гравитационной сортировки мелких фракций.

Конечно, далеко не все горные реки отлагают совершенно одинаковый аллювий. Кроме изменений крупности и деталей текстуры галечников, эти различия выражаются иногда в появлении крупных линз гравия и даже песков, отлагающихся в заводях и полузаброшенных рука-

вах русла. Иногда возникают преслои и целые большие залежи горизонтальнослоистых песчано-глинистых осадков полуозерного типа, связанных с временными обвальными подпрудами узких горных долин и т. п. Но в большинстве случаев все же решительно преобладают достаточно монотонные русловые накопления. И эта монофациальность горного аллювия делает его мало выразительным и сильно затрудняет объективную оценку значимости отдельных частных особенностей строения как показателей обстановки накопления. Для этого необходима постановка специальных детальных исследований закономерностей сортировки, текстур и структур различных типов осадков, образующихся в руслах горных рек, и относительной роли разных их литогенетических типов в строении аллювиальной толщи, т. е. исследований чисто литологических. К сожалению, они еще не были никем поставлены достаточно серьезно и глубоко.

Необходимо оговориться, что данная выше характеристика горного аллювия относится только к отложениям бурных рек преимущественно высокогорных областей. Далеко не все реки горных стран отличаются указанными выше особенностями. Среди них нередки и такие, которые текут по дну широких плоскодонных долин, иногда образуя даже меандры, и отлагают перстративный аллювий, во многом уже сходный по своему строению с аллювием рек равнинного типа. Правда, его русловые фации отличаются обычно более грубым галечным или гравийно-галечным составом, но наряду с этим оказываются уже достаточно хорошо развитыми как пойменные, так и старичные фации. Подобного рода промежуточные варианты аллювия нельзя уже назвать собственно горным аллювием; между ним и аллювием типично равнинных рек вообще существует целая гамма переходов. Наличие таких переходов не означает, однако, что можно безоговорочно переносить все закономерности, установленные для аллювия равнинных рек, и на его промежуточные типы. В частности, это касается, например, вопроса о нормальной мощности перстративно наслаиваемой аллювиальной толщи.

Дело в том, что достижение состояния динамического равновесия продольных уклонов и выработка плоского дна долины обычно сопровождаются началом меандрирования речного русла. Образование меандров неизбежно вызывает удлинение течения реки, а следовательно, и уменьшение продольных уклонов русла и скоростей течения. У равнинных рек это мало сказывается на работе водного потока. При очень малых продольных уклонах дна долин скорости течения во время паводков, когда поток наиболее активен, определяются в большей мере не значениями этих уклонов, а теми дополнительными уклонами уровня воды, которые создаются в момент прохождения фронта паводковой волны. Поэтому удлинение русла в результате меандрирования не сказывается заметным образом на скоростях течения во время половодий, а тем самым и на транспорте и переотложении мелкзернистых песчаных донных наносов. Иное дело, когда меандры образуются на реке со значительными продольными уклонами дна долины и грубым галечным русловым аллювием. В этих условиях значительные скорости течения препятствуют образованию высокой паводковой волны и связанные с нею дополнительные уклоны уровня реки не играют решающей роли в изменении скорости течения. Основное значение в этом отношении имеют уклоны самого дна русла. В то же время уменьшение их в результате меандрирования резко влияет на условия транспорта и переотложения грубогалечных наносов. При прежних расходах воды и прежнем количестве поступающего в русло обломочного материала уменьшение скоростей течения неизбежно вызывает перегрузку потока донными наносами. Как следствие должна произойти дополнительная аккумуляция последних и увеличение мощности аллювия по сравнению

с указанной выше ее нормальной величиной. На это обстоятельство совершенно правильно обратил внимание И. П. Карташов (1958, 1961), объяснивший им тот факт, что почти на всех малых и средних реках бассейна Колымы мощность аллювия всегда оказывается заметно больше, чем норма, соответствующая условиям перстративной аккумуляции, и дно русла практически повсюду подстилается некоторой толщей русловых галечников, нигде не касаясь коренных пород ложа. Эту дополнительную толщу подруслового аллювия И. П. Карташов назвал плотиковым аллювием. Не исключена возможность, что подробное сравнительное изучение различных вариантов аллювиальных отложений позволит вскрыть и еще целый ряд интересных частных и общих закономерностей. В частности, совершенно не изученным вариантом аллювия равнинных рек является аллювий рек тропического пояса, который должен отличаться, конечно, рядом своеобразных особенностей.

ОБ ОБЪЕМЕ ПОНЯТИЯ ПРОЛЮВИИ

Поскольку в толковании термина пролювий среди наших исследователей нет полного единодушия, необходимо остановиться на этом вопросе специально. Выше мы условились понимать под пролювием весь комплекс отложений субаэральных дельт, конусов выноса и предгорных шлейфов засушливых областей, а отнюдь не только их периферические лёссовидные фации, к которым впервые применил этот термин А. П. Павлов (1903б). Это решение вытекает прежде всего из принятых нами выше принципиальных установок. «Пролювиальные лёссы» предгорий настолько тесно связаны с остальными фациями конусов выноса, что понять их в отрыве друг от друга невозможно. Речь идет в данном случае о едином парагенезе осадков, отдельные члены которого не могут существовать обособленно.

В работах А. П. Павлова (1903б, 1909) имеется указание на эту тесную парагенетическую связь. По существу говоря, наше толкование не расходится с первоначальным определением А. П. Павлова: «Геологические отложения, накапливающиеся путем распространения по равнинам минерального материала, выносимого временно излившимися из горных долин и растекающимся по равнине потоками, заслуживают обособления в особый генетический тип, для обозначения которого было бы удобно пользоваться термином «отложения пролювиальные» или «пролювий»» (цитируется по Павлову, 1951, стр. 68). Здесь совершенно очевидно речь шла именно о всем парагенезе осадков приустьевых выносов горных долин.

Если же пролювием называть только пролювиальные лёссы, как особенно энергично настаивал, например, О. К. Ланге (1952), то в значительной степени теряется возможность верной оценки явления в целом, теряет и свой смысл выделение пролювия как особого генетического типа. В частности, теряется четкая грань между ним и делювием. Ограничивая понимание пролювия лишь его лёссовидными фациями, Г. Ф. Мирчинк, например, пришел к выводу, «что пролювий представляет собою такое же субаэральное образование, как и делювий, образование его характеризуется той же направленностью процесса, что и при образовании делювия, но отличается от него масштабом процесса на первых фазах своего образования» (1937, стр. 121). С подобным заключением нельзя согласиться. А. П. Павлов правильно подметил основные, ведущие различия между накоплением делювия и пролювия наряду с некоторым внешним сходством их. Он писал (1909): «Процесс образования туркестанского лёсса по своим механическим условиям весьма близок к процессу образования делювиальных отложений Европей-

ской России, но есть и существенные отличия. Здесь работают не одни дождевые струйки, сбегаящие по пологому склону, но и по временам выбегающие из долин значительные илстые потоки, порождаемые ливнями» (выделено нами.— Е. Ш.). Таким образом, если делювий связан в своем образовании с первыми стадиями смыва, топографически и исторически предшествующими работе руслового потока на дне долины, то пролювий, наоборот, и топографически и исторически соответствует конечной стадии работы этих потоков, занимая последнее место в генетическом ряду континентальных водных образований аридных областей. Это обстоятельство не менее важно для правильного понимания положения пролювия среди других генетических типов, чем указанная выше тесная парагенетическая связь его лёссовидных фаций со всем комплексом отложений конусов выноса. Пролувий выступает перед нами как конечный продукт аллювиального, а не делювиального процесса.

Напомним, что именно эти соображения были для нас одними из основных для отнесения выносов склоновых овражков к группе делювиальных, а не пролювиальных отложений. Эти малые конусы выноса, целиком связанные с работой склонового стока, соответствуют той же ступени переотложения продуктов разрушения горных пород, что и типичные делювиальные образования, предшествуя фазе аллювиального переноса, а не следуя за ней.

А. П. Павлов не случайно упомянул в приведенной выше цитате о Европейской России как области классического развития делювия, а не пролювия. На Русской равнине обычно можно наблюдать только небольшие конусы выноса оврагов и промоин, сложенные преимущественно суглинками и супесями. Последние очень напоминают по своему облику аналогичные делювиальные отложения, иногда приближаясь к ним даже по условиям залегания, ибо незначительные и очень крутые конусы мелких промоин часто довольно высоко заходят на склон. В данном случае действительно трудно решить, имеем ли мы дело с пролювием или с делювием. Но при этом выпадает почти вовсе и стадия переноса материала русловым потоком, отделяющая образование делювия от пролювия. Подобные факты доказывают лишь общее недоразвитие пролювия в равнинных странах с не очень сухим климатом. Здесь по дну долин струятся обычно постоянные водотоки, уносящие обломочный материал далеко от водоразделов и горных подножий, переоткладывая его по пути в виде обычного речного аллювия. Они препятствуют накоплению пролювия в типичной его форме, оставляя место лишь для делювия и сходных с ним зачаточных конусов промоин и небольших оврагов.

Совсем другое дело в сухом климате. Громадные пролювиальные конусы и шлейфы среднеазиатских предгорий могли образоваться только в связи с иссяканием потоков, спускающихся с гор на пустынные равнины. Если бы климат был более влажным, тот же материал был бы переотложен потоком в форме аллювия далеко за пределами предгорий. Пролувий, развитый здесь мощно и полно, выступает с абсолютной очевидностью как заместитель аллювия. Оба генетических типа играют, таким образом, роль географических вариантов одной и той же генетической группы, являясь своего рода антагонистами. Там, где полно развит аллювий, пролювий редуцирован и, наоборот, там, где редуцирован аллювий,— полно развит пролювий.

Выше мы уже указывали, что конуса выноса и мощные пролювиальные шлейфы предгорий— это своего рода внутриконтинентальные климатически обусловленные конечные приемники вещества, мигрирующего из областей сноса. И в этом отношении нет принципиальной разницы между конусами выноса временных потоков и «наземными дельтами» постоянных, но иссякающих в своем нижнем течении рек.

Последние по своей морфологии и главным особенностям строения являются разновидностью пролювиальных выносов, играя ту же роль среди континентальных отложений и так же резко отличаясь от нормального аллювия условиями образования и закономерностями сочетания фаций.

В самом деле, все постоянные реки аридных районов обычно отличаются весьма изменчивым режимом стока. Так, например, средние расходы воды в самом многоводном месяце даже для таких сравнительно крупных среднеазиатских рек, как Сох или Зеравшан, в 12,5—13 раз превышают расходы во время самого маловодного месяца. Меньшие же по размерам постоянные водотоки в межень превращаются в совсем небольшие ручьи, тогда как в паводок это многоводные, бурные и сильно перегруженные наносами стоки. Поэтому активная аккумуляция устьевых выносов во всех случаях приурочена только к паводковому периоду, а в остальное время либо вовсе прекращается, либо становится совершенно ничтожной. Иными словами, она всегда представляет собою сезонное, т. е. временное, явление независимо от того, постоянным или временным с чисто гидрографической точки зрения является сам водный поток. Да и динамика аккумуляции в обоих этих случаях не отличается принципиально во всех своих основных чертах¹. И если уж мы называем пролювием весь парагенезис устьевых выносов временных потоков, то нет никаких оснований отказываться в этом названии устьевым выносам постоянных рек, как это делает, скажем Н. П. Васильковский (1951). В этом вопросе мы полностью присоединяемся к мнению Ю. А. Скворцова (1941, 1956) и Н. И. Николаева (1946), считающих и отложения «наземных дельт» постоянных рек разновидностью пролювия.

Заметим в связи с этим, что подобное понимание пролювия ни в коей мере не противоречит определению, данному А. П. Павловым. Мутлые паводковые воды постоянной реки, растекающиеся по радиально ветвящейся системе периодически функционирующих русловых ложбин поверхности «наземной дельты» или предгорного шлейфа, не в меньшей мере, чем воды собственно временных водотоков, заслуживают право быть названными теми «по временам вытекающими из долин илистыми потоками», о которых он говорил. Наша точка зрения является, таким образом, лишь логическим развитием идей А. П. Павлова, а вовсе не коренной их ревизией или, тем более, не полным отрицанием.

Конечно, сказанное отнюдь не означает, что пролювий, образуемый постоянными, особенно сравнительно крупными реками, и пролювий временных потоков ничем не отличаются друг от друга. Наличие достаточно существенных различий здесь несомненно и позволяет выделить соответствующие две основные категории пролювиальных отложений, правда связанные тесными взаимопереходами. Из них казалось бы на первый взгляд менее типичным должен быть пролювий постоянных рек, поскольку он является как бы прямым продолжением настоящего речного аллювия. Действительно, в его составе значительную роль играют осадки, если не вполне тождественные, то во всяком случае литогенетически очень близкие к обычным русловым аллювиальным отложениям. С известным правом их можно назвать аллювиально-пролювиальными или, как выразился Ю. А. Скворцов (1956), «аллювием в пролювиальной форме». Но ближайшее знакомство с особенностями строения крупных конусов выноса, или «наземных дельт», постоянных рек аридной зоны показывает, что оно весьма резко отличается от строения собственно аллювиальных отложений и обнаруживает

¹ Напомним, что отложения, образуемые временными потоками на дне долин, по которым они протекают, следует считать уже одним из вариантов аллювия, а не пролювия.

все характерные принципиальные черты именно пролювиального типа накоплений. Мало того, такие конуса выноса оказываются наиболее полно фациально дифференцированными, а потому и наиболее ясно позволяют понять общие закономерности пролювиальной аккумуляции вообще.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ СТРОЕНИЯ ПРОЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И ПРОБЛЕМА ПРОЛЮВИАЛЬНОГО ОТМУЧИВАНИЯ КАК ВОЗМОЖНОГО ФАКТОРА ЛЕССООБРАЗОВАНИЯ

Строение крупных конусов выноса, или «наземных дельт», постоянных рек хорошо описано в работах К. В. Курдюкова (1948, 1954, 1957), представления которого в последнее время были дополнены и уточнены В. И. Елисеевым (1963, 1964) на основании изучения конусов выноса тех же районов — Ферганы и Южного Казахстана. Основной особенностью строения этого типа устьевых накоплений является концентрическая зональность в плане, наиболее ярко выраженная у конусов, формирующихся у подножий круто воздымающихся горных хребтов по периферии больших предгорных и межгорных тектонических впадин. В этом случае (рис. 25) четко выделяется прежде всего относительно крутая вершинная зона конуса, сложенная преимущественно толщами галечников. От обычных русловых аллювиальных галечников они отличаются кроме повышенной мощности еще некоторыми характерными признаками. Это, во-первых, постепенное уменьшение крупности материала по мере удаления от вершины конуса, связанное с растеканием вод по его поверхности и уменьшением расходов и скоростей течения стока. Благодаря этому на протяжении немногих километров, максимум 10—17 км, крупновалунные галечники сменяются мелковалунными, переслаивающимися с гравием и песками, в конце концов начинающими преобладать в разрезе. Во-вторых, для них характерно хорошо выраженное параллельное поверхности конуса наслоение, часто подчеркivanное тонкими линзовидными прослоями песков, супесей и даже суглинков, образующихся на спаде паводка в понижениях дна русел. В-третьих, наконец, существенным признаком является обычно наблюдаемое уменьшение заглиненности галечников в самых верхних частях толщи, лишенных уже четкого параллельного напластования. Это связано с постепенным выполаживанием уклонов поверхности растущего конуса, шаг за шагом все более приближающихся к равновесным по отношению к расходам потока и свойственному ему режиму наносов. Тем самым преимущественно констративный ход аккумуляции, при котором новые слои гальки отлагаются поверх подстилающих без существенного перемива, начинает замещаться, если можно так выразиться, протративным, при котором повторно перемиваются и вновь переотлагаются ниже по уклону уже ранее отложенные слои. Это неизбежно приводит к частичному выносу ранее накопившегося песчано-глинистого заполнителя и увеличению степени промытости осадка¹. По мере удаления от

¹ Наши совместные с В. И. Елисеевым наблюдения над разрезами больших верхнеплейстоценовых конусов выноса постоянных рек у подножий Джунгарского Алатау в Алакольской впадине показали, что там это явление нельзя целиком объяснить только одной указанной причиной. Наряду с маломощным покровом хорошо промытых галечников здесь, уже внутри их основной толщи, выделяются два регионально выдержанных мощных горизонта обычных четко параллельно наслоенных галечников, нижний из которых отличается, однако, столь повышенной глинистостью, что слагается уже, по сути дела, рыхлыми глинистыми конгломератами. Они образуют вертикальные стенки до 20 м и более высотой и формируют на склонах хорошо выраженные структурные выступы. Столь большие различия обоих горизонтов В. И. Елисеев (1964), видимо, совершенно правильно объясняет резким уменьшением степени мутности потока в связи с деградацией верхнеплейстоценового оледенения в горах, сопровождавшейся общим изменением климата и режима стока.

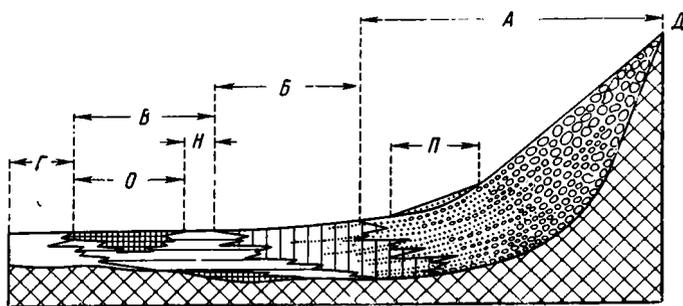
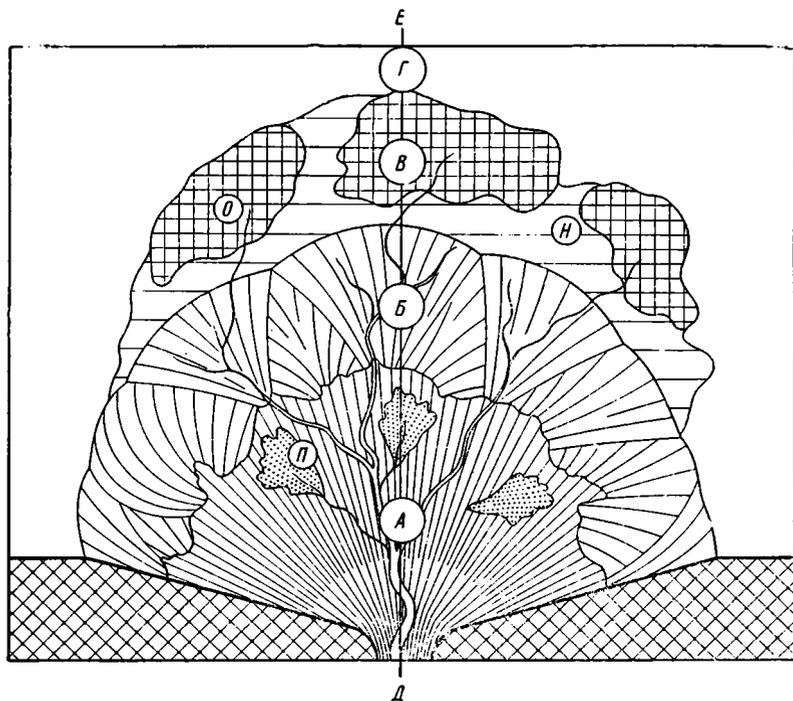


Рис. 25. Схема строения крупного конуса выноса («наземной дельты») постоянной реки (план и радиальный разрез по ДЕ).

А — вершинная зона, сложенная русловыми («потоковыми») отложениями; П — покровные пески и супеси частных вееров выноса в пределах вершинной зоны; Б — средняя зона накопления «веерной фации» на периферии морфологически выраженного конуса выноса; В — фронтальная зона разливов и накопления осадков «застойноводной фации» [О — осадки озерного типа; Н — наземные (болотно-солончаковые) осадки]; Г — непролювиальные отложения предгорной равнины. Косая клетка — породы ложа и горного склона

вершины уклоны поверхности конуса все более выполаживаются, и его вершинная зона постепенно переходит в полого-покатую периферическую часть. Вместе с тем меняется и состав отложений, что связано уже не только с уменьшением уклонов, но и с существенным изменением режима осадконакопления.

В вершинной зоне конуса поток растекается по его поверхности, образуя радиально расходящуюся систему достаточно крупных русловых ложбин, из которых лишь немногие, или даже только одна-единственная, несет воду круглый год, а остальные функционируют только во время паводков. Однако все они пропускают настолько большие рас-

ходы полых вод, что вдоль них перемещаются и переотлагаются грубые галечные наносы. По мере накопления этих наносов положение русел меняется — они перемещаются по поверхности конуса, то прекращая свое существование, то вновь возникая, причем во многих из них вода на некотором расстоянии от вершины конуса иссякает, постепенно просачиваясь в его рыхлое галечное тело, и они слепо кончаются, не доходя даже до границ вершинной зоны. В этом случае против их устьев образуются наложенные на поверхность конуса частные плоские веера выноса, сложенные уже преимущественно песчаными и супесчаными осадками. В прорезанной современной долиной и уже осушенной вершинной зоне верхнеплейстоценового Сохского конуса в Фергане подобные частные веера выноса до сих пор, например, местами сохранились в рельефе в виде плоских повышений, на которых располагаются участки обрабатываемых поливных земель и населенные пункты, поскольку их мелкоземистый рыхлый покров допускает произрастание сельскохозяйственных культур.

У внешней границы вершинной зоны уже большинство или даже все русла, на которые распался поток, иссякают, и здесь располагается сплошной пояс частных вееров выноса, мигрирующих с течением времени с места на место. В пересекающих эти веера отдельных русловых ложбинах откладываются песчаные осадки, но на промежутках между ними большие участки ее заливаются во время паводков более или менее сплошной маломощной пеленою воды, из которой оседают уже тонкие взвешенные наносы. Здесь формируются тонкослойные супесчаные и суглинистые осадки, по динамике накопления сходные с делювиальными отложениями. Из них в основном и состоит разрез толщи следующей периферической зоны морфологически выраженного конуса. Подобного рода накопления В. И. Елисеев (1963) назвал веерной фацией пролювия, противопоставив ее потоковой фации, слагающей вершинную зону. Отложения веерной фации в большей своей части являются, по сути дела, уже полусубаэральными или даже чисто субаэральными.

Наконец на самой окраине конуса его подножие опоясывает зона, в пределах которой периодически возникают разливы полых вод, образующие мелководные временные, обычно полностью пересыхающие водоемы озерного типа, и располагается система болот, соров, солончаков и такыров, питаемых как поверхностным стоком, так и грунтовыми водами, всегда насыщающими галечные конуса выноса постоянных рек. Здесь уже господствуют полусубаквальные и настоящие субаквальные осадки. Среди них широким развитием пользуются две существенно различные литогенетически группы. С одной стороны, это неяснослойные песчано- или алевро-суглинистые, оглеенные, карбонатные и часто сильно загипсованные и засоленные накопления болотно-солончакового типа. С другой стороны, более или менее типичные озерные отложения, сложенные плотными тонкослойными карбонатными алевитистыми глинами, мергелями и содержащие прослой мергелистых известняков и залежи гипса. Этот комплекс отложений Елисеев объединил в фацию разливов.

Таким образом, главным отличием отложений конусов выноса иссякающих рек аридной зоны является радиальная механическая и фациальная дифференциация, которая вместе с общим констративным типом наложения весьма четко противопоставляет их аллювию. В составе конусов выноса невозможно выделить точные аналоги пойменных, а тем более старичных фаций, четко противопоставляющиеся русловым. Русловые осадки вершинной зоны конуса сменяются по простиранию осадками веерной фации, являющимися их непосредственным продолжением и формирующимися к тому же в своеобразной обстановке, скорее сходной с обстановкой поверхности делювиального шлейфа, чем

речной поймы. Фация разливов тем более не может быть сопоставлена ни с одной из фаций аллювия, если только не основываться на весьма отдаленных чертах сходства, которые можно обнаружить у всех водных осадков вообще.

Весьма существенными особенностями отличается также морфогенетическая эволюция крупных конусов выноса постоянных рек, происходящая под влиянием тектонических поднятий и глубинной эрозии водных потоков, на что обратил в свое время внимание В. Н. Вебер (1930). Они располагаются обычно на границе между воздымающимся горным сооружением и примыкающей к нему областью опускания предгорной или межгорной впадины. В связи с этим поднятия охватывают преимущественно вершинные зоны конусов, в которые и врезается река, образуя здесь часто глубокую крутосклонную долину. По направлению к периферии конуса глубина вреза быстро уменьшается, пока, наконец, река вновь не выходит на его поверхность. От этой точки начинается формироваться новый конус выноса, как бы выдвинутый вперед по отношению к старому и образующий более низкую наклонную ступень рельефа. При этом вершина молодого конуса, по мере его накопления, заходит в низовья прорезанной потоком эрозионной долины, дно которой, постепенно расширяясь вниз по течению, сливается с его поверхностью. Такие серии конусов разных генераций или «конусных террас» очень ярко отличаются от собственно аллювиальных террас речных долин. В этой связи следует заметить, что, как правильно указал К. В. Курдюков (1957), контраст между воздымающимися хребтами и примыкающими тектоническими впадинами вообще является не менее важным фактором мощной пролювиальной аккумуляции в областях аридных предгорий, чем особенности климата. Именно ему обязано накопление иногда километровых толщ предгорных моласс, в основном сложенных пролювиальными образованиями.

Относительно более мощные реки аридных предгорий не иссякают полностью у самых горных подножий, а более или менее далеко внедряются в глубь прилежащих пустынных равнин и, если они не впадают во внутренние бессточные водоемы, слепо кончаются, давая начало плоским и широким «наземным дельтам равнинного типа», как их называл К. В. Курдюков (1957). Отложения этого типа устьевых выносов постоянных водных потоков теряют ряд характерных признаков пролювия. Они не слагают уже крутых, четко выраженных конусов выноса, а образуют распластанные и часто неправильные по очертаниям веера. Грубый обломочный материал сюда не поступает, и даже вершинные части подобных дельт сложены косослоистыми песками, сходными с обычным русловым аллювием равнинных рек. Ближе к периферии, по мере разветвления русла на все более мелкие, в большинстве лишь временно действующие рукава, в их толще появляется все больше линз и прослоев заиленных осадков, сходных с теми, которые образуются на спаде воды в изолированных плесах пересыхающих степных рек, а у внешней границы «дельты» располагается система болот, соров, солончаков и такыров, занимающих депрессии поверхности равнины и не образующих сомкнутого концентрического пояса. Таковы наземные дельты рек Мургаба и Теджена в Туркмении. Сходна с ними и дельта Зеравшана. У менее мощных водотоков, подобных р. Чу в Казахстане, морфологически выраженных «дельт» вообще не возникает и они теряются в пустыне, не образуя сильно разветвленной системы рукавов. Крайним случаем являются устьевые разливы некоторых равнинных рек, примером которых могут служить Камыш-Самарские озера, Чижинские и Дюранские разливы Прикаспийской низменности, в которых вершинную и периферическую части вообще невозможно четко противопоставить. Здесь решительно преобладают полусубаквальные осадки

болотис-солончакового и озерно-болотного типа. Все эти образования занимают в ряду флювиальных отложений положение, аналогичное собственно пролювию, и с этой точки зрения могут быть отнесены к комплексу пролювиальных накоплений в широком смысле слова. Но крайнее их своеобразие не позволяет сделать это безоговорочно и, быть может, правильнее выделять их особо в качестве промежуточных по своей природе смешанных парагенезов, включающих как осадки, близкие к пролювию в собственном смысле, так и по существу своему уже аллювиальные и озерно-болотные отложения.

Обратимся теперь к той группе пролювиальных отложений аридных предгорий, которая связана с деятельностью временных потоков. В этом случае также можно противопоставить друг другу фации вершинной зоны, в пределах которой обычно достаточно хорошо обособлены индивидуальные устьевые конуса выноса, и фации полого-покатой периферии, чаще всего представляющей собою уже единый пролювиальный шлейф. Отложения, слагающие обе эти зоны, по ряду особенностей динамики накопления, состава и строения существенно отличаются от отложений описанных выше «низменных дельт» постоянных рек.

Для фаций вершинной зоны пролювия временных потоков характерна прежде всего слабая обработка грубого обломочного материала, представленного плохо окатанной галькой и совершенно угловатым щебнем. Само по себе это не является еще очень важным генетическим признаком, так как свидетельствует лишь об относительно небольшой длине течения водотоков и соответственно малом пути, пройденном продуктами разрушения горных пород от источников сноса. Гораздо существеннее плохая сортировка и неправильно линзовидная слоистость отложений. Оба эти признака связаны с крайним непостоянством режима стока и полуселевым или селевым режимом кратковременных бурных паводков временных горных ручьев. Совершенно не сортированные валунно-щебнистые глинистые осадки грязекаменных потоков играют, правда, обычно подчиненную роль в строении этих толщ. Но главную их массу в подавляющем большинстве случаев слагают плохо отмытые глинистые щебни и дресвянисто-щебенчатые суглинки, среди которых лишь изредка попадаются линзы лучше сортированных плохо окатанных галечников, гравиев, дресвяников и еще реже песков. Подобные толщи обычно и принято считать наиболее характерным типом собственно пролювиальных отложений и именно их в свое время выделил Лоусон (Lawson, 1913) под именем «фангломератов».

Периферическая полоса пролювиальных выносов временных потоков отличается прежде всего относительно малой общей обводненностью. В связи с этим здесь отсутствует типично выраженная окраинная зона разливов и вплоть до самой внешней границы пролювиальных шлейфов осадконакопление происходит в чисто субаэральной обстановке. Поэтому развитые здесь образования в целом могут быть сопоставлены с одной лишь верной фацией конусов выноса постоянных рек. Но меньшая интенсивность поверхностного стока приводит к гораздо большему его распластыванию и во многом сближает динамику осадконакопления с описанной ранее для делювиальных шлейфов. Это сходство становится тем больше, чем менее высоко и круто воздымаются прилегающие возвышенности, чем меньше размеры стекающих с них временных потоков и чем меньше грубого обломочного материала приносится ими. По периферии обширных и пологих пролювиальных шлейфов в ряде случаев большое развитие получают пылевато-суглинистые, почти лишенные даже гравелистых и песчаных частиц отложения, которые под влиянием субаэрального диагенеза в сухом климате приоб-

ретают ясно выраженный лёссовидный габитус. Некоторые их разность настолько однородны и обладают столь неясно выраженной, часто скрытой слоистостью, что по всем своим признакам приближаются к настоящим лёссам, если понимать этот термин как чисто литологический.

Одним из наиболее интересных в этом отношении районов являются окрестности г. Самарканда. Здесь к югу от широкой тектонической депрессии, используемой долиной р. Зеравшан, протягиваются невысокие горы западной оконечности Зеравшанского хребта. Они сложены нацело гранитами, на которых развиты элювиальные дресвяники, содержащие значительное количество пылеватых продуктов выветривания. За счет размыва этих дресвяников в основном и образованы конусы выноса временных потоков, стекающих по коротким долинам в сторону Зеравшанской депрессии. В непосредственной близости от горного склона эти конусы сливаются в еще более пологий шлейф. Уже на расстоянии 10—12 км от гор этот шлейф сложен по преимуществу однородными толщами лёссовидных пород с плохо выраженной слоистостью, содержащих только редкие зерна гранитной дресвы. В обнажениях вдоль арыка Даргом среди этих пород наблюдаются лишь два прослоя, сильно обогащенных дресвой, а в средней части представляющих собою настоящие переотложенные слоистые дресвяники. Далее к северу, в самом городе Самарканде, и эти прослоя приобретают лёссовидный облик и содержат только линзы и гнезда, сильно обогащенные дресвянистым материалом. В целом же толща состоит из отложений, которые отличаются от самых типичных лёссов только присутствием очень неясной тонкой слоистости. Мы остановились столь подробно на районе Самарканда потому, что именно наблюдающиеся здесь соотношения послужили для А. П. Павлова (1903) основой развитой им пролювиальной теории происхождения среднеазиатских лёссов. Участие пролювиального материала в строении лёссовидных толщ окрестностей Самарканда, как мы видим, действительно несомненно, и нет оснований отрицать возможность именно пролювиального происхождения если не всех, то значительной их части. Сам А. П. Павлов распространил выдвинутую им теорию на все лёссы Средней Азии. В настоящее время эту точку зрения разделяют очень многие геологи либо безоговорочно (Скворцов, 1932; Васильковский, 1951; В. И. Попов, 1950, 1954; Ланге, 1952, и др.), либо, по крайней мере, по отношению к подавляющей массе лёссов этого региона (Мавлянов, 1958).

Не отрицая пролювиального происхождения многих лёссовидных пород как Средней Азии, так и примыкающих областей Южного Казахстана, мы вынуждены указать, однако, что для обширных районов распространения лёссов это объяснение их происхождения встречает ряд трудностей и противоречий. Прежде всего бросаются в глаза некоторые особенности географического распространения среднеазиатских и казахстанских лёссов. Пролувиум развит здесь вдоль подножий буквально всех горных хребтов, образуя непрерывные пояса крупных конусов выноса и предгорных шлейфов в десятки километров шириною. Лёссы же тяготеют только к некоторым районам, не являясь, таким образом, обязательными членами пролювиальных парагенезов. Так, в западной части Ферганской впадины лёссы практически полностью отсутствуют. Те лёссовидные, не просадочные породы, которые показаны здесь на сводной карте Г. А. Мавлянова (1958), не имеют ничего общего с типичными мощными лёссовыми накоплениями, известными, например, в Приташкентском районе. Большинство из них представляют собою охарактеризованные уже выше слоистые супесчано-суглинистые и часто оглеенные отложения веерной фации и фации разливов, располагающиеся в периферических зонах крупных конусов выноса

постоянных рек. Кроме того, здесь имеются также маломощные слоистые и обычно песчанистые покровы пойменного аллювия террас р. Сыр-Дарьи, лёссовидные признаки которых сводятся к карбонатности, повышенной пористости и вертикальной трещиноватости, присущим любым субаэральным отложениям аридных и семиаридных областей. Лёссы, сходные с приташкентскими, распространены только в восточной части Ферганской впадины. То же самое касается северных подножий Киргизского хребта и Зайлийского Алатау, лишь в восточных частях которых лёссы присутствуют, а в западных частях их нет, несмотря на не менее мощное развитие пролювия. Подобных примеров можно было бы привести еще достаточно много.

Второе обстоятельство, обращающее на себя внимание, заключается в особенностях залегания лёссов. В большинстве областей их развития они отнюдь не тяготеют к периферической зоне пролювиальных конусов выноса и шлейфов, а, как правило, перекрывают их сплошным плащом, нередко подходя к самому подножию гор и даже заходя в горные долины, где они перекрывают речные террасы. Это касается, например, Приташкентского района, наиболее мощные и однородные толщи лёсса в пределах которого приурочены к так называемой 5-й террасе Чирчика, или ташкентскому циклу, по Ю. А. Скворцову (1939, 1949, 1956). Именно их Г. А. Мавлянов (1958) считает своего рода эталоном пролювиальных лёссов вообще. Между тем их покров перекрывает громадный галечниковый шлейф, спускаясь по его поверхности непосредственно от подножий отрогов гор Каржантау на севере к р. Сыр-Дарье на юге, протягиваясь непрерывно на более, чем 100 км. При этом мощность лёссовой толщи достигает уже в самом Ташкенте 45—50 м и увеличивается далее постепенно до 80 м и более. По данным Мавлянова, вся эта толща, по крайней мере на протяжении 75—80 км от непосредственных окрестностей Ташкента до Сыр-Дарьи, совершенно однородна и не содержит не только прослоев песка, не говоря уже о более грубом материале, но даже лишена практически всякой примеси песчаных частиц, в ничтожных количествах обнаруживающихся только в редких образцах. Даже если учесть указания на появление прослоев обломочного материала вблизи самого подножия гор, приведенные данные почти невозможно объяснить, исходя из предположения о пролювиальном отмучивании как главном механизме лёссонакопления. Совершенно аналогичные замечания можно сделать и в отношении условия залегания и состава лёссовых толщ многих других районов Средней Азии и Казахстана. Мало того, во многих случаях лёссы здесь переходят с поверхности предгорных пролювиальных шлейфов непосредственно на скальные породы горных хребтов и иногда поднимаются высоко в горы, одевая ряд перевалов. Полное отсутствие связи с конусами выносов, а порою и залегание на вершинах изолированных возвышенностей являются в этих случаях еще более противоречащими пролювиальному их генезису. Вполне понятно поэтому, что тот же Мавлянов допускает делювиальное, золотое, а в некоторых случаях даже элювиальное происхождение подобных лёссов. Нам кажется, что приведенные выше соображения заставляют усомниться в пролювиальном генезисе также и многих, если не большинства лёссов предгорий. Здесь мы не можем специально касаться проблемы происхождения среднеазиатского и казахстанского лёссов. Но если ограничиться и сказанным, становится очевидным, что лёссовидные фации пролювия нельзя считать не только обязательным его компонентом, но даже и одним из наиболее характерных и типичных.

Внимательный анализ литературы, посвященной лёссам Средней Азии и Казахстана, показывает, что сторонники пролювиальной и вообще водной гипотезы их происхождения не привели неопровержимых

аргументов не только в пользу возможности универсального применения своей точки зрения, но также и против вероятия значительной, а в ряде случаев, возможно, и решающей роли эолового фактора в их образовании. Эоловая теория, выдвинутая В. А. Обручевым (1911, 1933) и поддержанная после этого многими авторами, ни в коей мере не может считаться опровергнутой. В частности, остается весьма вероятным значительное участие эоловой пыли в накоплении даже лёссовых толщ самаркандского типа, поскольку наличие в их составе прослоев, несомненно, пролювиального материала отнюдь не исключает этой возможности. Во всяком случае громадное распространение пыльных бурь и явления пыльной мглы в пределах Средней Азии в современную эпоху, вместе с прочно установленным фактом осаждения пыли даже на снегах и ледниках высокогорной зоны, заставляют рассматривать указанные выше особенности распространения и условий залегания лёссов как один из аргументов именно в пользу эоловой теории. Конечно, при этом не исключается водное переотложение эоловой пыли на склонах и в пределах предгорных шлейфов. Нам кажется, что проблема происхождения среднеазиатских и казахстанских лёссов требует еще весьма серьезной разработки и связывать не только все, но даже и значительную их часть именно с пролювиальным осадконакоплением было бы по меньшей мере неосторожно.

В этой связи крайне интересно обратиться к данным по Северной Америке. Здесь лёссы и лёссовидные породы широко распространены в пределах равнин бассейна Миссисипи от подножий Скалистых гор до Пенсильвании, особенно к северу от 37° с. ш., и практически вовсе отсутствуют в юго-западных гористых аридных областях, как раз там, где пролювиальные отложения развиты наиболее мощно. Правда, точному сопоставлению строения этого североамериканского пролювия с нашим среднеазиатским и казахстанским сильно мешает то обстоятельство, что сам этот термин не употребляется американскими авторами, а отдельные частные формы и фации пролювиальных отложений выделяются ими в качестве особых самостоятельных разновидностей «аллювия», понимаемого очень широко. Подобное дробление единого пролювиального парагенеза затрудняет понимание общей картины. Мало того, некоторые типы отложений, выделяемые американскими авторами, например так называемые отложения «бахад» (bajada deposits), впервые обособленные Блэквельдером (Blackwelder, 1931), по-видимому, объединяют как пролювиальные конусы и шлейфы малых эрозионных долин низкогорных и холмистых районов, так и склоновые накопления делювиального типа. Однако из анализа литературы ясно, что в подавляющем большинстве случаев речь идет о тех же двух группах пролювиальных фаций — вершинной и периферической, которые были выделены нами выше. К первой из них относятся отложения «аллювиальных вееров» (alluvial fans), образованные толщами фангломератового типа. Ко второй — покровные породы так называемых увенчанных конусами педиментов Блэквельдера (fan-topped pediments), представляющих собою не что иное, как полого-покатую периферию пролювиальных шлейфов. Эти «покровы педиментов», судя по описаниям (Blissenbach, 1954; Eckis, 1928; Davis, 1938; Bryan, 1922; Melton, 1965, и др.), даже в самых окраинных своих частях сложены преимущественно сравнительно грубыми осадками щебнисто-дресвянистого, гравелистого или щебнисто-суглинистого состава. Даже слоистые лёссовидные образования того типа, который мы описывали для веерной фации конусов выноса постоянных рек, по-видимому, пользуются здесь ограниченным распространением. Настоящие же лёссовидные породы практически вообще не упоминаются, если только это впечатление не зависит от различий в терминологии.

Из сказанного вытекает, что распространение лёссовидных фаций пролювия, если даже исключить вопрос о лёссах среднеазиатского типа как таковых, подчиняется довольно сложным и во многом еще недостаточно ясным географическим и геологическим закономерностям. Их развитие оказывается неравномерным не только при сравнении наших и североамериканских примеров. Даже в аридных предгорьях Советского Союза в ряде случаев они почему-то оказываются недоразвитыми, в других, наоборот, хорошо развиты. Думается, что выяснение причин этих различий является весьма интересной научной задачей.

В зонах аридных предгорий пролювий является господствующим типом континентальных отложений и часто из него целиком формируются мощные формации молассового типа, вернее те их фациальные типы, которые соответствуют подгорно-веерному поясу схемы В. И. Попова (1950, 1954¹). В направлении к горной области роль пролювиальных накоплений в строении рыхлого континентального покрова уменьшается. Здесь у подножия склонов горных долин к пролювию можно отнести только отдельные крупные конуса выносов боковых притоков, обычно целиком сложенные грубообломочными накоплениями и лишённые периферических фаций. Более мелкие конуса выноса, связанные со склоновыми оврагами, как мы уж видели, занимают промежуточное положение между собственно пролювиальными и делювиальными образованиями, и их отложения не могут быть четко отделены от горного делювия. Теряет ряд своих характерных черт пролювий и в горных странах влажных климатических областей, где он вообще не достигает полного развития. В этом случае даже у подножия горных хребтов редко формируются крупные конуса выноса, а там, где они имеются, они оказываются нацело сложенными галечниками, более же мелкий обломочный материал выносится руслами постоянных горных потоков далеко от гор, и периферические фации пролювия почти не образуются.

В равнинных и холмистых областях суши пролювий также не достигает полного развития. Даже в условиях аридного и семиаридного климата его мощному накоплению препятствует малая контрастность рельефа. Образующиеся здесь конуса выноса никогда не достигают столь грандиозных размеров, как в предгорных зонах и, как правило, уже в своих вершинных частях оказываются сложенными достаточно мелкообломочным материалом. Значительная же их часть образована осадками супесчано-суглинистого состава, по условиям своего накопления и общему облику обычно мало отличающимися от широко распространенных в этих условиях делювиальных отложений. Поэтому разграничение пролювия и делювия становится достаточно сложной и мало благодарной задачей, и очень часто приходится ограничиваться выделением переходных и смешанных делювиально-пролювиальных накоплений. Специально останавливаться на подобного рода недоразвитых и не типичных формах пролювия в настоящей работе мы не будем, поскольку им свойственны те же общие закономерности строения и формирования, что и полно развитым пролювиальным накоплениям, но лишь выраженные менее четко.

¹ В этой схеме под названием «веерно-обломочной», или фангломератовой, зоны нетрудно узнать наши фации вершинных частей пролювиальных конусов выноса и шлейфов, в «веерно-лессовой» — зону развития веерных фаций В. И. Елисеева и в «веерно-застойной» — фаций разливов. Надо лишь оговориться, что последняя из этих зон свойственна лишь обводненным конусам постоянных рек и не может считаться обязательным членом серии предгорных накоплений. Что же касается «веерно-лессовой» зоны, то, учитывая сказанное нами о распространении лёссовидных фаций пролювия и соотношении лёссов с пролювиальными накоплениями вообще, само ее название вряд ли можно признать удачным.

Глава VI

ДИНАМИКА ЛЕДНИКОВОЙ АККУМУЛЯЦИИ И ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ МОРЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ СОБСТВЕННО ЛЕДНИКОВЫХ ИЛИ МОРЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Отложения ледникового ряда, или ледникового комплекса, как часто выражаются, играют огромную роль в строении плейстоценовых толщ средних и высоких широт северного полушария. Они, или их предполагаемые аналоги, известны также в древних осадочных формациях, включая и некоторые докембрийские, в составе которых местами пользуются достаточно широким распространением. Поэтому их изучение имеет значительно больший общегеологический интерес, чем, скажем, исследования отложений склонового ряда, которым мы уделили выше достаточное внимание. И, однако, здесь мы ограничимся рассмотрением вопросов динамики аккумуляции и характерных особенностей строения только собственно ледниковых, или моренных, отложений. При этом мы исходим из того, что все основные стороны аккумулярующей и рельефообразующей деятельности ледников и их талых вод широко освещены в обширнейшей литературе по ледниковой геологии, геоморфологии и гляциологии, которая накопилась со времени утверждения теории плейстоценовых оледенений. Многие как общие, так и частные закономерности, выясненные в результате этой громадной коллективной работы ученых разных стран, сделались достаточно общезвестными и сказать в этой области новое слово можно только на основании глубокого и всестороннего критического анализа этой обширной и сложной проблемы. Для этого потребовалась бы целая большая самостоятельная монография, для составления которой у автора не хватает собственного целеустремленно собранного фактического материала. Повторять же еще раз краткий систематический обзор ледниковых образований, неоднократно дававшийся уже на страницах многих известных сводных работ по четвертичной геологии и геоморфологии, было бы явно нецелесообразно, поскольку задача нашей книги заключается в разъяснении лишь общих принципов учения о генетических типах, а не в исчерпывающем его изложении. Такого рода достаточно полные обзоры, в частности, можно найти в сводках П. Вольдштедта (Woldstedt, 1954), Дж. Чарлзворта (Charlesworth, 1957), Р. Ф. Флинта (1963), а из работ советских исследователей у И. П. Герасимова и К. К. Маркова (1939а, б), С. А. Яковлева (1954), А. И. Москвитина (1957) и в недавно вышедшем руководстве И. С. Щукина (1960). К ним мы и отсылаем читателей. И именно постольку, поскольку в подобного рода обзорах, да и в специальных исследованиях, строение и условия образования морен наименее полно освещены и многие связанные с этим вопросы остаются неясными, а часто и просто неверно понимаются, им мы и уделим наше внимание.

Ограничим свое изложение и еще в одном отношении. По обстановке образования и особенностям строения можно различить два типа развития отложений ледникового комплекса, один из которых приурочен к областям горных оледенений, другой — к территориям, покрывавшимся материковыми льдами. Результатом деятельности горных оледенений являются главным образом формы рельефа, связанные с разрушительной работой движущегося льда и в меньшей мере его талых вод. Ледниковая и водно-ледниковая аккумуляции здесь ограничены по своим масштабам, и возникающие накопления отличаются обычно сравнительно малым генетическим разнообразием как форм рельефа, так и типов отложений. В этом отношении несравненно более полны и разнообразны ледниковые комплексы материковых оледенений. В частности, именно в их составе наиболее развиты собственно ледниковые отложения, или морены, которые мы и будем иметь в виду в дальнейшем.

Необходимо оговориться, что речь будет при этом идти только об отложенных моренах, которые являются отложениями в собственном смысле слова. Так называемые подвижные морены (поверхностные, внутренние и донные), включенные в толщу движущегося льда, — это еще не отложения, а лишь материал для образования последних, аналог донных и взвешенных наносов, переносимых реками. Совершенно естественно, что в нашей классификационной схеме этим формам транспорта ледниковых наносов нет места и о них речь будет идти только тогда, когда необходимо будет касаться вопросов динамики ледниковой аккумуляции.

В этой связи следует заметить, что, как справедливо указала Е. В. Рухина (1960, 1961), неоднозначность смысла, вкладываемого у нас в слово морена, вносит определенную противоречивость в терминологию. Кроме уже указанных двух значений, оно имеет еще и третье, обозначающее аккумулятивные формы рельефа, созданные также действием самого движущегося льда, но не обязательно сложенные даже собственно ледниковыми наносами, т. е. материалом подвижных морен как таковых. Так, очень многие, а иногда и большинство из конечных морен, входящих в состав ряда зон краевых форм рельефа плейстоценовых оледенений, в большей части или целиком образованы смещенными и дислоцированными толщами водно-ледниковых отложений, а то и переметыми пакетами коренных пород ледникового ложа. Подобные напорные конечные морены (Stauchmoränen немецких авторов) в областях древних материковых оледенений вообще распространены значительно шире, чем конечные морены, сложенные действительно из моренного материала и выделяемые в группу насыпных морен (Aufschüttungsmoränen). Эти последние преобладают только среди краевых образований горных ледников.

Стремясь избежать указанной терминологической многозначности, Рухина предложила именовать моренами только формы рельефа, поскольку к ним это название было применено впервые и только в этом смысле оно до сих пор употребляется, например, в англоязычной литературе. Для обозначения собственно ледниковых отложений ею было выдвинуто название «моренные отложения», содержание которого должно пониматься примерно аналогично содержанию английского термина «тилл» (till)¹. Несмотря на то, что стремление к совершенствованию научной терминологии следует всегда приветствовать, мы все же не считаем предложение Рухиной выходом из положения, ибо введение термина «моренные отложения» ничего не меняет по существу. В самом

¹ В русской геологической литературе привился только производный термин «тиллиты», обозначающий древние окаменевшие и метаморфизованные морены и мореноподобные образования.

деле, в этом случае «морена» неизбежно воспринимается как те самые осадочные образования, из которых слагаются «моренные отложения», подобно тому, как «песчаные отложения» сложены из песков, а «аллювиальные отложения» — из аллювия. Иными словами, сохраняется та же многозначность понимания морены и как отложений, и как форм рельефа. Преодоление этой глубоко укоренившейся традиции возможно, очевидно, только путем гораздо более кардинальной реформы терминологии, за которую мы не считаем возможным браться. Да она по существу и не столь уж необходима, если только под моренами понимать не определенный петрографический тип пород или литогенетический тип осадка, а группу генетических типов отложений ледникового ряда, характерными признаками которых является, в частности, и выражение в рельефе.

Подходя к вопросу с этой точки зрения, можно выделить *два генетических типа* собственно ледниковых отложений или морен — *основные морены и краевые морены*. Основные морены представляют собой накопления переносимого ледником обломочного материала, образующиеся под покровом льда еще в ходе его движения или при последующем таянии. Они образуют, как правило, сплошной плащеобразный покров, одевающий значительные площади, и в рельефе соответствуют моренным равнинам, большей части форм друмлинного и частично холмисто-моренному ландшафту. К краевым моренам мы относим уже упомянутые конечные морены. Они образуют бугристые и валообразные накопления у края ледника, выражаясь в рельефе в виде различных аккумулятивных форм и прежде всего форм конечноморенного и крупнохолмистого моренного ландшафта. Между обоими генетическими типами морен существует заметное различие в динамике накопления материала и закономерностях строения и состава. Соотношения же между ними в некоторых отношениях сходны с соотношениями между аллювием и пролювием, отвечая фазам переноса и накопления ледниковых наносов, аналогичным тем, каким эти два последних генетических типа отвечают в перетолжении наносов русловыми потоками.

Из двух выделенных нами генетических типов собственно ледниковых образований, по существу говоря, только основные морены являются особым типом отложений в обычном смысле этого слова. Существенно иначе обстоит дело с краевыми моренами, наиболее существенные отличительные признаки которых заключаются не в составе слагающих их пород, а в соответствующих типах краевых ледниковых форм рельефа. Морфология и особенности внутреннего строения этих форм были предметами многочисленных исследований, широко освещены в геологической и геоморфологической литературе и достаточно общеизвестны. Поэтому мы ограничимся лишь краткими замечаниями, поясняющими нашу точку зрения. Прежде всего оговоримся, что боковые морены горных ледников могут считаться краевыми в значительной мере лишь условно. До перехода в отложенное состояние они являются разновидностью подвижных поверхностных морен, и их материал, с этой точки зрения, от них ничем не отличается. Только то обстоятельство, что отложенные боковые морены образуют валы, непосредственно переходящие по простиранию в конечные морены фронтальной части ледника, позволяет объединять их с этими последними в одну группу образований. Настаивать на безусловной правильности подобного решения, очевидно, нельзя. В областях материковых оледенений боковых морен в собственном смысле слова не существует и развиты лишь настоящие краевые или конечные морены.

Как мы уже упомянули выше, среди конечных морен принято различать два типа — насыпные и напорные конечные морены. Это разграничение во многом, однако, условно. Любая насыпная конечная морена,

даже целиком сложенная принесенным ледником моренным материалом, всегда в какой-то мере испытывает динамическое воздействие осциллирующего ледникового края. Это совершенно очевидно для наиболее характерных грядовых форм с хорошо выраженной асимметрией склонов, из которых более крутой внутренней является прямым следствием напора льда. Признаки этого напора обнаруживаются и во внутреннем строении морены, выражаясь в нарушении правильности ориентировки валунов, в часто встречающихся вмятых в моренную толщу перекрученных линзах флювиогляциальных песков, ленточных глин и т. п. Иными словами, многие насыпные морены оказываются одновременно и до известной степени напорными. В то же время напорные морены, сложенные перематыми и надвинутыми друг на друга пакетами водно-ледниковых отложений или коренных пород ложа ледника, почти всегда включают также линзы и пакеты моренного материала. Таким образом, и они обнаруживают признаки не только напорного, но и насыпного происхождения. Насыпными образованиями в чистом виде можно было бы считать краевые формы крупнохолмистого моренного ландшафта, образованные неправильными накоплениями сгруженного у медленно отступающего ледникового края моренного материала. Но, как известно, и многие холмы этого типа обнаруживают ядра из подстилающих флювиогляциальных песков, выжатых неравномерной нагрузкой трещиноватого льда краевой зоны ледника, т. е. тоже обладают напорной структурой. Это заставляет рассматривать все виды конечноморенных образований как своего рода фации единого генетического типа краевых морен. Мы применили в данном случае термин фация с оговоркой, поскольку к напорным конечным моренам он не вполне подходит. Слагающие их образования невозможно назвать отложениями в собственном смысле слова. Это скорее своеобразные дислокации пород ледникового ложа. И, однако, это дислокации совершенно особого рода. Они представляют собою результат разрушительной работы одного из экзогенных факторов денудации, под воздействием которого породы были сорваны с места своего первоначального залегания, перемещены на некоторое расстояние и из них созданы новые накопления, получившие свое выражение в рельефе. С этой точки зрения напорные конечные морены все же являются вновь возникшими осадочными образованиями ледникового генезиса, происхождение которых не имеет ничего общего с условиями и способом накопления участвующих в их строении дислоцированных горных пород. Мы особенно подчеркиваем это обстоятельство, поскольку напорные конечные морены, сложенные целиком водно-ледниковыми отложениями, иногда только на одном этом основании некоторые авторы совершенно неправильно пытаются исключить из числа конечноморенных форм как таковых.

Условия возникновения, динамика образования, структурные и геоморфологические особенности конечных морен и их связь с типом и стадиями развития оледенения являются специальными вопросами, которые невозможно решать в отрыве от анализа краевых ледниковых форм рельефа и отложений водно-ледникового происхождения — камов, зандровых конусов и т. п. Только изучая весь этот сложный парагенез образований краевой зоны оледенения в целом, можно понять генезис каждого его отдельного взятого члена. Поэтому, ограничивая задачу настоящего очерка только обзором динамики собственно ледниковой аккумуляции, мы в дальнейшем сосредоточим свое внимание исключительно на донных моренах как наиболее характерном генетическом типе ледникового ряда.

ДИНАМИКА АККУМУЛЯЦИИ ОСНОВНЫХ МОРЕН МАТЕРИКОВОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ

Особенности строения основных морен определяются закономерностями захвата, переноса и отложения ледниками обломочного материала. Для горнодолинных ледников одним из его источников служат прилегающие склоны, осыпание которых является причиной возникновения поверхностных и внутренних подвижных морен. Громадные выпуклые щиты материковых льдов полностью погребают под собою все неровности рельефа земной поверхности, и в этом случае указанный источник обломочного материала отсутствует. Единственным поставщиком последнего остается ложе ледника, с которого движущийся лед срывает обломки горных пород и перемещает их далее в виде донной морены. Следовательно, для понимания условий образования основных морен материковых оледенений нам необходимо прежде всего охарактеризовать хотя бы в главных чертах динамику движения их льдов.

Проблема динамики движения ледников является весьма трудной, и несмотря на то, что ею занимаются уже очень долго, вполне законченная теория в строгой физико-математической форме до сих пор еще окончательно не разработана. Хороший обзор состояния проблемы можно найти в книге П. А. Шумского (1955), и мы не будем касаться этого чисто гляциологического вопроса. Укажем лишь, что в настоящее время особенно благодаря теоретическим работам Дж. Ная (1964) общая качественная картина достаточно ясна. Движение ледника представляется сложным процессом, в котором сочетается пластичное, или, точнее говоря, вязко-пластичное, течение льда со скольжением его по ложу, причем все это осложняется еще явлениями деформаций сдвига и среза со скольжением отдельных блоков относительно друг друга внутри самой ледяной толщи. Иными словами, лед ведет себя одновременно и как пластично-текущее и как упругое и хрупкое твердое тело. В разных условиях относительное значение основных компонентов этого сложного процесса неодинаково. Для горных ледников, с большими продольными уклонами постели, скольжение по ложу часто определяет большую часть скорости их движения. В то же время лед всегда испытывает и пластичное течение, основным фактором которого является составляющая сила тяжести, параллельная уклону. Таким образом, в данном случае процесс развивается в основном как гравитационный. Существенно иначе обстоит дело с движением материковых ледников, ложе которых неровное, с переменными знаками уклонов, а для многих ледниковых щитов, растекавшихся по равнинным территориям, ложе в первом приближении может быть принято практически горизонтальным, ибо размах его рельефа оказывается очень небольшим по сравнению с мощностью ледяной толщи. Это касается в первую очередь плейстоценовых материковых оледенений Северной Евразии и Северной Америки. В этих условиях движение льда в основном представляет собою пластичное растекание по радиусам от центра оледенения под влиянием собственного веса ледяной толщи. Главную роль играют при этом градиенты давлений, определяемые уменьшением мощности ледникового щита по направлению к периферии. Если эти градиенты на данном отрезке пути достаточно велики, то лед может течь даже против уклона ложа, преодолевая иногда весьма значительные подъемы и переваливая нередко через довольно крупные возвышенности. Для этого необходимы только значительные мощности льда, обеспечивающие большую пластичность нижних горизонтов, и соответствующие значения уклонов его поверхности. Указанные особенности движения материкового льда объясняют, в частности, тот общеизвестный факт, что валуны горных пород, развитых в зоне ледораздела скандинавского оледенения в Швеции, переносились не только на дру-

гую сторону впадины Балтийского моря, в Прибалтику и на Северо-Германскую низменность, но и на атлантическое побережье Норвегии, т. е. через Скандинавские горы. При подобном типе движения скольжение по ложу играет лишь подчиненную роль и в большей своей части представляет собою явление, производное от самого пластичного течения, не являясь результатом гравитационного соскальзывания льда по уклону подстилающей поверхности, если отвлечься от влияния местных неровностей ложа. В целом движение материкового льда можно представить в первом приближении как медленное течение, при котором все слои ледяной толщи стремятся сохранить параллельность друг другу и поверхности ложа. Иными словами, по своей кинематике оно близко

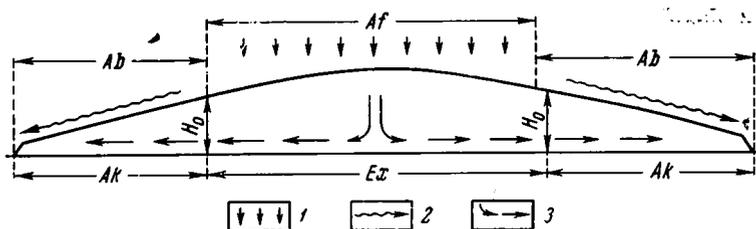


Рис. 26. Схема динамики ледникового щита.

Af — область питания ледника; *Ab* — область абляции; *Ex* — зона экзарации; *Ak* — зона ледниковой аккумуляции; H_0 — максимальная мощность льда, при которой возможно подледное накопление основной морены.

1 — приход снежных осадков; 2 — поверхностное стаивание; 3 — движение льда

к ламинарному течению вязкой жидкости, хотя лед, как мы подчеркивали, и не может быть с нею отождествлен. Конечно, сводя всю картину только к подобному плавному, если можно так выразиться, квазиламинарному растеканию льда под собственным весом, мы се заведомо упрощаем, отвлекаясь от всех осложняющих обстоятельств. Но для создания ясного представления о самых общих закономерностях разрушительной и аккумулирующей работы материкового ледника именно такая упрощенная схема, выражающая только самые главные черты процесса, представляется наиболее ценной.

Для еще более четкого понимания этих общих закономерностей представим себе идеальный случай ледникового щита, развивающегося на совершенно горизонтальной поверхности (рис. 26). В центральной части этого щита, соответствующей климатически наиболее благоприятной обстановке, располагается область питания ледника, где приход снежных осадков превышает расход их на таяние. В пределах этой области мощность льда постепенно нарастает. Под давлением верхних слоев нижние горизонты льда приобретают пластичность и отжимаются от центра к периферии. В итоге ледяная шапка расплзается по радиусам во все стороны за границы области питания. При этом объем льда, поступающий из центральной части, распределяется на все большие и большие площади, и уже в силу одного этого мощности должны уменьшаться в сторону ледникового края, так что профиль ледника приобретает форму выпуклого щита. К этому присоединяется еще и то, что за пределами области питания климатическая обстановка обуславливает превышение годовой величины стаивания над приходом твердых осадков. В этой периферической области абляции интенсивность стаивания постепенно нарастает к краю ледника, что еще более понижает его мощность. Общая площадь ледникового щита и положение его внешней границы, очевидно, определяются балансом между подтоком льда к краю ледника и расходом его на стаивание. При увеличении прихода снежных

осадков или уменьшении интенсивности таяния мощность ледника и занимаемая им площадь будут возрастать, и ледниковый край начнет продвигаться вперед, при обратных изменениях в приходе-расходном балансе произойдет уменьшение мощности и площади ледника и отступление его края. Но при всем том лед будет, конечно, все время оттекать от центра к периферии. Мы специально остановились достаточно подробно на этих, казалось бы, элементарных положениях, поскольку они имеют весьма существенное значение для последующего изложения.

Движущийся материковый лед на значительной части своего пути способен оказывать разрушительное воздействие на свое ложе. Формы и непосредственные результаты этого воздействия достаточно подробно рассмотрены в литературе, и по этому вопросу можно отослать читателя хотя бы к очень хорошей сводке Р. Ф. Флинта (1963). Отметим лишь, что в отличие от водной эрозии ледниковая экзарация сильно зависит не только от скорости движения льда, но также от давления на ложе, т. е. от мощности льда в данной точке, и от тех дополнительных горизонтальных сдвигающих напряжений, которые возникают под напором ледяных масс, прибывающих со стороны центра оледенения. При достаточно больших значениях вертикальной нагрузки даже крайне медленно движущийся лед способен срывать и перемещать очень крупные блоки пород ложа, не говоря уже о мелко раздробленном обломочном материале. Это делает возможной экзарационную деятельность материковых льдов уже в центральных частях ледниковых щитов, где уклоны поверхности и скорости движения ничтожны, но мощность льда очень велика. Яркие следы экзарации в центральных частях древних плейстоценовых оледенений Фенноскандии и Канады служат тому неоспоримым доказательством. Однако интенсивность разрушительной работы льда неизбежно возрастает по мере удаления от центра оледенения. При этом основную роль играют уже увеличение скорости движения в связи с нарастанием уклонов поверхности и горизонтальное давление движущихся масс льда, стремящееся срезать неровности ложа. Несмотря на свою значительную пластичность лед сохраняет свойства твердого тела, и поэтому горизонтальные напряжения передаются в его толще на значительные расстояния, суммируясь на протяжении больших отрезков пути и создавая возможность крайне интенсивного напора ледяных масс из преграждающие их движение препятствия. Это с лихвой компенсирует уменьшение мощности ледника. Для плейстоценовых оледенений Европы и Северной Америки большую роль играло также то обстоятельство, что их центральные части располагались на территории древних кристаллических щитов, сложенных твердыми скальными породами. На некотором же расстоянии от центра льды растекались по территории платформенных плит, сложенных гораздо более рыхлыми и податливыми осадочными толщами. Это обстоятельство совершенно правильно отметила Е. В. Рухина (1960), подчеркнувшая тот факт, что в составе основных морен Европейской части СССР решительно преобладает местный материал осадочного чехла платформы, а дальноприносный «эрратический» материал фенноскандинавского происхождения имеет подчиненное значение. Но сказанное отнюдь не позволяет присоединиться к выводу Р. Ф. Флинта (1963) о том, что экзарация непрерывно нарастает по своей интенсивности чуть ли не вплоть до края ледника. Это может быть верным только по отношению к таким ледниковым щитам, как современные гренландский или антарктический, растекание которых ограничено берегом моря, к которому они спускаются. В случае, если подобной непреодолимой преграды для расширения площади оледенения нет, картина существенно отлична. В связи со все большим и большим уменьшением мощности в периферической зоне ледника главным агентом экзарации становится горизонтальный напор движущихся масс

льда на противостоящие им препятствия. Там же, где ложе ледника ровное, особенно если его уклон совпадает с направлением движения, экзарация становится практически невозможной из-за малой мощности льда и, как увидим далее, большой перегрузки его базальных горизонтов донной мореной. Поэтому на некотором расстоянии от центра ледникового щита экзарация неизбежно приобретает очаговый характер, приурочиваясь исключительно к склонам долин и возвышенностей, обращенных навстречу движения льда, или к дну отдельных глубоких ложбин ложа, вдоль которых двигаются особенно мощные и концентрированные потоки льда. На основной же части территории господствуют процессы переноса и отложения ранее захваченного материала. Тем самым периферическую зону материкового оледенения можно противопоставить центральной *зоне экзарации* как область относительного господства накопления морен, или *зону ледниковой аккумуляции* (см. рис. 26).

Необходимо подчеркнуть, что накопление основной морены в зоне аккумуляции представляет собой отнюдь не результат простого вытаивания обломочного материала, заключенного во льду, при таянии ледника во время его исчезновения. Вопреки этому широко распространенному представлению отложение основной морены в значительной степени, а очень часто, по-видимому, даже почти полностью завершается еще под толщей движущегося льда. Изложим те факты и соображения, которые позволяют не сомневаться в правильности именно такого вывода.

Предположения о возможности накопления по крайней мере части основных морен еще подо льдом высказывались с давних пор (Chamberlin, 1894; Slater, 1929; Virkkala, 1952), причем предлагались различные возможные механизмы этого процесса. Из них в настоящее время можно считать наиболее вероятными и важными два. Первый связан с общими закономерностями возникновения и перемещения подвижных донных морен, которые автору настоящей работы рисуются в следующем виде.

Большая часть обломочного материала, срываемого ледником со своего ложа, так или иначе включается в нижнюю часть самой толщи льда и поэтому донную морену нельзя представлять себе, как иногда думают, просто в виде слоя рыхлой обломочной массы, зажатой между льдом и его коренным ложем. Валуну и мелкие обломочные частицы насыщают нижние горизонты ледника иногда до значительной высоты над его постелью. Наблюдения над обнажениями края гренландского материкового льда показывают, что эта высота может достигать первых десятков метров. Такое явление объясняется влиянием неровностей ложа, нарушающих картину плавного, почти ламинарного движения, и сказывающихся в разной форме. Во-первых, продукты разрушения горных пород, срываемые льдом с вершин и склонов повышений ложа, могут сразу же попадать в наддонные части ледяной толщи. Поскольку мощности материковых льдов измеряются тысячами метров, то такие повышения ложа часто представляют собою целые возвышенности, поднимающиеся над средним уровнем ложа на десятки и сотни метров. Во-вторых, те же повышения ложа играют роль упоров, тормозящих движение нижних частей ледяной толщи. Последние под напором вновь прибывающих масс льда испытывают пластические деформации, сминаются в складки, или же дробятся поверхностями среза и скалывания, по которым отдельные блоки надвигаются друг на друга. В обоих случаях обломочный материал, включенный в придонные слои льда, выносятся в более высоко расположенные части толщи. Пластические деформации, сопровождающиеся горизонтальным сжатием и увеличением мощности нижних горизонтов ледника, могут возникать и при их втискивании в узкие ложбины ложа, что приводит также к подъему обломочного материала над постелью ледника. Конечно, этого рода процессы перемеши-

вания нижних частей движущейся ледяной толщи не исключают того, что подавляющая масса обломочного материала остается сосредоточенной вблизи ложа. Но даже и эту часть донной морены нельзя четко противопоставить вышележащей. Как показывают прямые наблюдения и теоретические расчеты (Робин, 1964), даже в периферической части «холодных» арктических материковых ледников гренландского типа температуры придонных слоев льда близки к точке его таяния при данных давлениях. Поэтому здесь всегда наблюдается частичное его плавление, чередующееся с замерзанием. Благодаря этим процессам так называемой режелации в основании ледника всегда присутствует некоторое количество жидкой воды.

В этих условиях даже мелкозернистые массы донной морены не могут оставаться сухими, а всегда должны быть пропитаны водою и льдом. Если можно так выразиться, они представляют собою подобие «каменистой каши», замешанной на «ледяном масле». В связи с этим любая, даже достаточно грубообломочная донная морена при соответствующих значениях вертикальной нагрузки может переходить в пластично-текучее состояние, а следовательно, активно участвовать в движении ледяной толщи. Взгляд на нее как на некую пассивную прослойку, растяжимую между движущимся льдом и неподвижным ложем, подобно тому как растирается зерно между мельничными жерновами, был бы совершенно неправильным. Переход от этой наиболее насыщенной обломочным материалом нижней части подвижной донной морены к вышележащим, менее богатым обломочным материалом ее слоям, а затем и к чистому льду в принципе достаточно постепенен, и какие-либо резкие границы здесь провести вряд ли возможно. В связи с этим нам кажется необоснованным противопоставление собственно донной морены, располагающейся якобы между коренным ложем и льдом, так называемой нижней морене, включенной в сам лед, как это до сих пор делают некоторые авторы вслед за Ф. Форелем (Fogel, 1910). Там, где наблюдения над обрывами концов ледников указывают на существование действительно резкой границы, речь идет, по-видимому, о границе между уже отложенной основной мореной, по которой ледник вместе с его донной мореной продолжает двигаться.

Указанные закономерности распределения материала донной морены в нижних горизонтах льда позволяют представить себе следующую динамику подледной аккумуляции. Как известно, скорости движения льда последовательно увеличиваются от его ложа к поверхности, достигая максимальных и уже практически постоянных значений в его самом верхнем слое, мощность которого недостаточна для достижения пластично-текучего состояния под влиянием собственного веса. Вообще говоря, пластичный характер течения льда, как было показано Наем (Nye, 1952), обуславливает наиболее быстрое нарастание скоростей движения в пределах именно придонной части ледяной толщи. Однако этот вывод верен только, если иметь в виду чистый лед. Донная морена обладает очень большим внутренним трением и поэтому ее пластичность и текучесть при тех же значениях вертикальной нагрузки и тех же горизонтальных градиентах давлений гораздо меньше, чем у покрывающего ее чистого льда. Поэтому нарастание скоростей и их абсолютное значение внутри донной морены должны быть значительно меньшими, чем в покрывающих ее слоях ледника (рис. 27). На таком расстоянии от центра ледникового щита, где мощности льда недостаточны для создания давления, способного преодолеть внутреннее трение наименее пластичных нижних слоев донной морены, они теряют подвижность и ложатся мертвым пластом на ложе ледника, начинающего двигаться поверх них. От этого пункта начинается зона ледниковой аккумуляции (см. рис. 26), в пределах которой ледник по мере движения к своему краю постепенно

теряет ранее захваченный обломочный материал, слой за слоем откладывая основную морену повсюду, за исключением локальных очагов экзарации.

Второй механизм подледной аккумуляции основной морены был указан в свое время еще Чемберлином (Chamberlin, 1894). Он заключается в оседании моренного материала при донном таянии ледника в периферической его зоне. Необходимо подчеркнуть, что это донное таяние представляет собою процесс частичного плавления льда, сочетающийся с режелацией, и происходит в ходе движения ледника. Поэтому оседание заключенного в нем обломочного материала нельзя отождествлять с осаждением частиц из толщи воды. Это оседание мыслится как постепенное вытаивание льда из донной морены и ее уплотнение. Оно не сопровождается механической дифференциацией частиц по их размерам и весу и не приводит к сортировке материала. Иными словами, имеется в виду явление, аналогичное уплотнению льдистых мерзлых пород при развитии термокарста. Подобное уплотнение, несомненно, должно охватывать прежде всего нижние, наиболее насыщенные обломочным материалом слои донной морены, резко уменьшая их пластичность, а тем самым способствуя выключению из участия в движении толщи ледника, т. е. отложению основной морены.

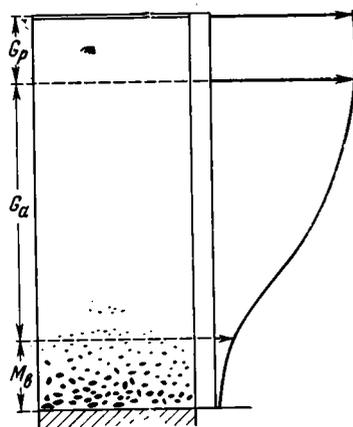


Рис. 27. Схема эпюры скорости движения льда в вертикальном сечении материкового ледника.

M_b — донная морена; G_a — зона активного движения льда; G_p — зона пассивного движения льда

ГЛАВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ОСНОВНЫХ МОРЕН

Очерченные нами общие закономерности позволяют понять наиболее характерные признаки структуры и текстуры основных морен. Прежде всего надо подчеркнуть, что основные морены отличаются крайним непостоянством минералого-петрографического состава и гранулометрии. В зависимости от геологического строения ложа ледника они могут быть сложены грубыми валунно-щебнистыми, песчаными, супесчаными, суглинистыми и даже тяжело глинистыми накоплениями, обладать всей гаммой окрасок от темно-серых до палевых и красно-бурых. Все эти петрографические разновидности морен одинаково характерны для этого генетического типа отложений и поэтому на основании одних только петрографических признаков принципиально невозможно противопоставлять «типичные» морены «нетипичным», как это иногда делают. С точки зрения описательно-литологической характеристики единственным общим признаком всех донных морен является то, что они сложены не цементированными разнозернистыми, не сортированными породами, всегда включающими то или иное, но не обязательно большое количество щебня, гальки или валунов, в общем беспорядочно распределенных в толще. Некоторые специфические структурные и текстурные признаки, присущие только моренам, достаточно отчетливо выражены лишь в некоторых их разновидностях, а нередко их вообще не удается обнаружить. Это обстоятельство создает наибольшие трудности при диагностике морен, поскольку литологически они часто оказываются чрезвычайно сходными с несортированными породами совершенно иного происхождения — солифлюкционными накоплениями, селевыми выносами и т. п. Поэтому

очень часто одной описательно-литологической характеристики недостаточно для уверенного решения вопроса о моренной или неморенной природе отложений. Для этого необходим учет их парагенетических соотношений с другими осадочными образованиями, связей с характерными формами рельефа, условий залегания, особенностей пространственного изменения петрографического состава и его зависимости от коренных пород, развитых на данной и смежных территориях и т. п. Иными словами, необходимо помнить, что морена это не горная порода, а генетический тип отложений.

Несортированность моренных отложений является следствием того, что ледниковый транспорт и переотложение приводят не к дифференциации продуктов разрушения горных пород, а, наоборот, как раз к их смешению. Однако необходимо иметь в виду, что это смешение в связи с близким к ламинарному типом движения ледника и донной морены как его нераздельной части происходит лишь очень постепенно. Осуществляясь в каждом отдельно взятом небольшом объеме морены уже на сравнительно небольших расстояниях, оно требует для полного завершения перемешивания крупных масс весьма длинного пути переноса. Это очень наглядно видно на примере перемещения материковыми льдами так называемых отторженцев, т. е. громадных блоков горных пород, сорванных с ложа ледника. Подобные отторженцы, достигающие иногда объемов в сотни тысяч и даже миллионы кубометров, известны из многих районов Северной Европы, Европейской части СССР и Западной Сибири и неоднократно описывались в литературе. Здесь отметим лишь, что многие из них сложены достаточно рыхлыми песчано-глинистыми осадочными породами и несмотря на это оказываются относительно очень слабо нарушенными и в них сохраняется нормальная стратиграфическая последовательность напластования. Поэтому в обнажениях их часто первоначально принимали за коренные выходы пород, что приводило иногда к неверным выводам о наличии тектонических нарушений. Классическим примером может служить так называемый «Вышневолоцко-Новоторжский вал», оказавшийся грандиозной цепью отторженцев нижнекаменноугольных, а местами и более древних пород, перемещенных с погребенного Валдайского эрозионного уступа в область сплошного развития среднего карбона (Москвитин, 1938). Некоторые из них перемещены на расстояние порядка до 120 км. Наиболее дальний перенос испытал отторженец кембро-ордовикских пород у с. Рованичи, Минской области БССР. Расстояние от него до ближайших коренных выходов отложений этого возраста на южном побережье Финского залива превышает 500 км.

Весьма интересны с той же точки зрения так называемые местные, или локальные, морены, состоящие целиком из продуктов разрушения горных пород, слагающих ложе ледника непосредственно на данном его участке. Эти местные морены никогда не имеют широкого площадного распространения и приурочены к отдельным очагам экзарации и их ближайшим окрестностям, чаще всего слагая не всю моренную толщу, а лишь нижнюю ее часть. В направлении движения ледника местные морены постепенно обогащаются примешивающимся к ним далекопринесенным материалом, но преобладание продуктов разрушения горных пород, захваченных в данном очаге экзарации, сохраняется все же иногда на многие километры, а при большой массе захваченных пород — и на десятки километров (Рухина, 1960). Это показывает, что процесс перемешивания действительно является весьма медленным, и состав морены может стать совершенно однородным во всей толще и приблизительно соответствующим «средней пробе» всех собранных ледником по пути своего движения продуктов разрушения горных пород только при достаточно дальнем их переносе в условиях отсутствия крупных местных оча-

гов эжзарации. В периферических областях плейстоценовых материковых оледенений такие условия осуществлялись далеко не редко, ибо очень часто в пределах весьма обширных районов состав основных морен отличается значительной выдержанностью, не обнаруживая резких изменений, связанных с различиями геологического строения ложа. Это является лишним подтверждением того, что перенос и отложение ледниковых наносов в зонах ледниковой аккумуляции действительно являлись господствующими процессами и что явления активного динамического воздействия льда на коренное ложе играли в общем подчиненное значение. Как бы ни были велики по масштабам наблюдающиеся здесь в отдельных местностях гляциодислокации, отторженцы и т. п., они все же остаются явлениями местными, подчиненными, а не определяющими всей картины в целом.

Явления захвата пород ложа и ассимиляции их материала донной мореной в ряде случаев можно наблюдать непосредственно в обнажениях. Очень хорошо были они, например, описаны К. Рихтером (Richter, 1929) в одном из районов ФРГ. Автору настоящих строк аналогичные факты удалось описать совместно с Л. Д. Шорыгиной на Верхней Волге. При этом масса подстилающих рыхлых пород как бы затягивается в нижние горизонты морены в виде наклонных в сторону движения ледника языков, переходящих в прослеживающиеся на значительном расстоянии горизонтальные полосы, постепенно растаскивающиеся на отдельные разорванные гнезда и линзы, мало-помалу расплывающиеся и смешивающиеся с преобладающей массой морены. Видимо, именно таково происхождение нередко наблюдающейся в нижних частях толщ основной морены так называемой полосчатости (Bänderung немецких авторов). Она выражается в подобии неясной горизонтальной слоистости, заключающейся в смене полос несколько разной окраски, гранулометрического и минералогического состава, которые могут быть прослежены иногда в обнажениях на десятки метров, но всегда постепенно расплываются и теряются. Различие в составе между этими полосами очень невелико, но его нельзя объяснить иначе, как описанным выше растаскиванием захваченных ледником порций различных пород ложа. Таким образом, эта полосчатость может рассматриваться как генетический аналог той ложной слоистости растаскивания, которая была описана выше для солифлюкционных образований. Она является еще одним доказательством послонного движения донной морены. Там, где ее удастся наблюдать, полосчатость может служить одним из характерных диагностических признаков донной морены.

Описанную полосчатость следует, как мы видим, рассматривать в качестве первичного признака донной морены, возникающего даже не конседиментационно, а, по сути дела, уже на более ранней стадии переноса материала. Совершенно иное происхождение имеет наблюдающаяся в глинистых разностях морен своеобразная сланцеватость. Ее можно заметить только на свежее обнаженных обрывах невыветрелой морены, не замытых стекающей водой и не замазанных лопатой или экскаватором, как это бывает в искусственных карьерах. Лучше всего она обнаруживается на просохших стенках¹. Такая сланцеватость выражается в распадении породы на горизонтально ориентированные и черепитчато

¹ На старых склонах и откосах очень часто возникает вторичная отдельность десквамации, заключающаяся в расслаивании глинистой породы на тонкие плитки, параллельные склону. Ее происхождение связано с периодическим набуханием при промачивании и усадкой при последующем просыхании породы, а также с образованием ледяных шлиров и линзочек при ее промерзании. Эта отдельность, иногда захватывающая поверхностный слой породы до глубины порядка 1,5—2 м, ничего общего не имеет с описываемой сланцеватостью.

налегающие друг на друга тонкие линзочки от нескольких миллиметров до первых сантиметров толщиной, иногда с притертыми поверхностями. Возникновение этой сланцеватости можно объяснить только динамическим воздействием движущегося ледника на уже отложенную или почти прекратившую свое движение уплотненную морену туго пластичной или даже твердой консистенции. Она является, таким образом, послеседиментационным признаком, связанным со своеобразным подледным диагенетическим уплотнением осадка, приобретающим в данных условиях некоторые черты, родственные с динамометаморфизмом.

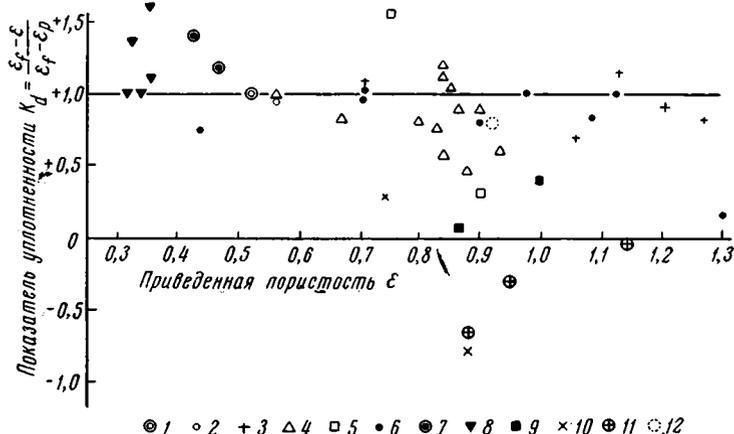


Рис. 28. Соотношение показателя уплотненности к приведенной пористости для некоторых глинистых отложений СССР, по В. А. Приклонскому (1949).

1 — кембрийские (северо-западный район Европейской части СССР); 2 — верхнекаменноугольные (Подмосковный район); 3 — верхнеюрские (Подмосковный район и Поволжье); 4 — нижнемеловые (Поволжье); 5 — верхнемеловые (Нижний Дон); 6 — палеогеновые (Нижнее Поволжье); 7 — то же (Кавказ); 8 — морена (Поволжье); 9 — аллювий (р. Волга); 10 — лёссовидные суглинки (Узбекская ССР); 11 — ленточные глины (северо-западный район Европейской части СССР); 12 — хвалынские глины (Нижнее Поволжье)

Описанная сланцеватость, как и значительная уплотненность вообще, присуща только глинистым и суглинистым моренам. Значительная плотность представляет собой одну из их очень характерных черт, хорошо известную инженерным геологам, оценивающим глинистые морены как надежные основания для строительства (см., например, Котлов, 1958). Очень интересны в этом отношении данные В. А. Приклонского (1949), из которых следует, что плейстоценовые суглинистые морены по степени уплотненности превышают очень многие не только палеогеновые и мезозойские, но даже и палеозойские глины Русской платформы (рис. 28). В особенности резкими оказываются их отличия от других типов континентальных четвертичных отложений, не только субаэральных, но и субаквальных, частицы которых при выпадении из воды, казалось бы, должны ложиться особенно плотно. Наиболее разительна разница между моренами и верхнеплейстоценовыми озерно-ледниковыми ленточными глинами, не испытавшими еще значительного диагенетического преобразования. Для этих последних предложенный В. А. Приклонским показатель уплотненности (K_d) характеризуется значениями порядка от $-0,03$ до $-0,54$, а показатель степени сжатия (K_c) от -7 до $-0,7$. Для

морен те же показатели достигают соответственно +1,0—+1,6 и +12—+14,5¹.

Большая уплотненность глинистых и суглинистых морен может на первый взгляд показаться трудно объяснимой. В самом деле, вес некогда покрывавшего их льда вряд ли мог существенно превышать вес гораздо более тяжелых осадочных толщ, под которыми были погребены некоторые палеозойские и мезозойские глины, оставшиеся все же менее уплотненными. Но, если учесть описанное выше явление сланцеватости морен, то станет ясным, что на них влияла отнюдь не только чисто статическая вертикальная нагрузка, а в первую очередь динамическое воздействие движущегося льда, что полностью разъясняет суть дела. Супесчаные (не говоря уже о еще более грубых по гранулометрическому составу отложениях) морены, естественно, не могли испытать столь же интенсивного уплотнения в силу того, что подобные породы вообще не способны так же сильно сжиматься под нагрузкой, как глинистые. Поэтому такие разности морен всегда сохраняют гораздо большую рыхлость, если только они не подверглись цементации. В них не обнаруживается, как правило, и сланцеватая текстура, по крайней мере различимая на глаз. Но, по-видимому, многие из них должны быть более плотными по сравнению с другими отложениями аналогичного гранулометрического состава. К сожалению, сравнительных данных, которые позволили бы с полной бесспорностью подтвердить это предположение, пока никем не подобрано.

В связи со сказанным заслуживают большого внимания исследования, проведенные Д. Истербруком (Easterbrook, 1964) над континентальными моренами и синхронными им гляциально-морскими отложениями на побережье залива Пьюджет в штате Вашингтон. Внешне эти осадки почти не отличимы друг от друга, поскольку субаквальные их разности представляют собою подводную морену, возникшую, видимо, за счет выпадения обломочного материала из сохранившегося свою цельность конца ледника, находившегося на плаву в сравнительно мелководном заливе. Крайне постепенное поступление материала на дно в условиях отсутствия движений воды исключало возникновение какой-либо сортировки и слоистости. Возможно даже, что это были и просто несортированные массы морены, сталкивавшиеся льдом с суши на мелководье в ходе движения ледника. Но очень интересно, что степень уплотненности такого рода подводных морен оказалась значительно меньшей, чем у морен, несомненно, континентальных, и в общем соответствующей уплотненности тех типично морских отложений, в которые они переходят по простиранию. Истербрук исходил из соотношений между приведенной пористостью и объемным весом, которые, как показывает заимствованный у него график, оказались очень показательными (рис. 29). Это обстоятельство представляется весьма интересным, поскольку намечает

¹ Показатель уплотненности, по В. А. Приклонскому, определяется по формуле

$$K_d = \frac{\varepsilon_f - \varepsilon}{\varepsilon_f - \varepsilon_p}, \text{ где } \varepsilon - \text{наблюдаемая приведенная пористость, } \varepsilon_f - \text{приведенная пористость при нижней границе текучести, } \varepsilon_p - \text{то же, при нижней границе пластичности.}$$

При $K_d = 1$ происходит переход породы в полутвердое состояние, значение $K_d < 1$ соответствует недоуплотненности и $K_d > 1$ — переуплотненности породы по сравнению с этим переходным состоянием. Показатель $K_c = \frac{\varepsilon_f - \varepsilon}{1 + \varepsilon_f} \times 100$, по мысли В. А. Приклон-

ского, примерно соответствует уменьшению мощности слоя в процентах от ее начального значения при $\varepsilon = \varepsilon_f$, т. е. при липко-пластичной и вязко-текучей консистенции, характерной для свежееосажденного из водной среды глинистого ила. Хотя оба эти показателя, особенно для отложений несубаквальных, дают лишь весьма приближенное представление о действительной степени уплотнения, испытанного породой, они представляются все же весьма ценными сравнительными характеристиками.

один из возможных путей решения трудной и в настоящее время ставшей весьма актуальной для четвертичной геологии проблемы разграничения и диагностики настоящих наземных морен и сходных с ними гляциально-морских отложений в пределах Печорской и севера Западно-Сибирской низменности, где и те и другие, по-видимому, сосуществуют.

С послынным движением толщи материковых льдов и их донной морены связано также явление ориентировки длинных осей большинства удлиненных валунов в направлении движения. Это явление в настоящее время приобрело широкую известность и используется в качестве одного из критериев для определения путей движения плейстоценовых ледников

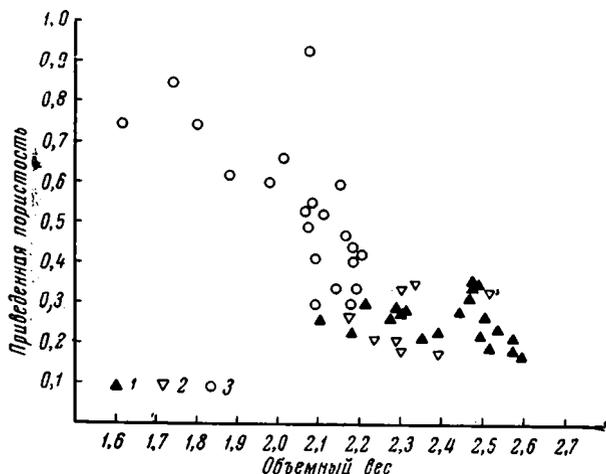


Рис. 29. Приведенная пористость и объемный вес морен и ледниково-морских отложений, по Д. Истербруку (Easterbrook, 1964).

1 — морена Вашон; 2 — морена Сьюмас; 3 — ледниково-морские отложения

наряду с методом изучения ореолов рассеяния руководящих валунов. Несмотря на то, что ориентированность валунов как один из характерных признаков текстуры морен отмечается многими авторами (Kjumben, 1939; Holmes, 1941; Флинт, 1963, и т. д.), в полной мере все значение этого факта для понимания динамики переноса и обработки льдом обломочного материала обычно остается не раскрытым. Насколько мне известно, первым исследователем, который верно оценил этот факт, был А. П. Иванов, обративший на него внимание своих слушателей в курсе лекций, читанных им в Московском Университете в середине 20-х годов и оставшихся, к сожалению, неопубликованными. На некоторые мысли, высказанные в этих лекциях, сослался в одной из своих работ А. И. Москвитин (1957). Попытаемся здесь развить эти идеи Иванова и сделать из них некоторые выводы.

Представим себе удлиненный валун А, включенный в толщу движущейся морены (рис. 30). Скорости движения морены в общем плавно увеличиваются снизу вверх при переходе от одного ее слоя к другому. Но внутри валуна они, очевидно, не могут нарастать, и он будет в целом перемещаться с той средней скоростью, которая соответствует занятому им интервалу мощности морены. В связи с этим на границах валуна возникают перепады скоростей. Он скользит по подстилающему слою морены своей нижней поверхностью, которая шлифуется обгоняемыми ею обломочными частицами. Наоборот, крьющий слой морены обгоняет валун и шлифует его верхнюю поверхность. Менее значительные пере-

пады скоростей возникают на боковых гранях валуна, в связи с чем и их шлифовка происходит менее интенсивно. Наконеч передний и задний торцы валуна вовсе не подвергаются шлифовке за исключением лишь углов, отделяющих их от продольных граней. Эта схема полностью соответствует фактам. У всех валунов, приближающихся по форме к параллелепипеду, действительно наиболее хорошо отшлифованными являются продольные грани, а торцовые стороны оказываются почти не обработанными и только их углы несколько округлены. А. П. Иванов на массовом материале демонстрировал также, что в углублениях заднего торца, как правило, плотно впрессованы пылевато-глинистые частицы, образующие корочку, не смываемую водою даже при обработке жесткой щеткой, тогда как передний торец легко отмывается от всех приставших к нему частиц. Интересно, что верхней и нижней всегда оказываются наиболее широкие грани валуна, поскольку самым устойчивым

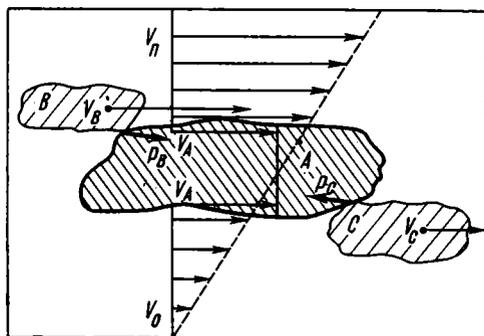


Рис. 30. Схема шлифовки и дробления валунов в движущейся донной морене. $V_О - V_П$ — скорости движения морены на разных уровнях; V_A — скорость движения валуна А; V_B, V_C — соответственно скорости движения валунов В и С, P_B и P_C — усилия, передаваемые на валун А обгоняющим его валуном В и отстающим от него валуном С

положением в послойно движущейся морене оказывается положение длинной осью вперед и плашмя, т. е. широкой стороной вниз. Подавляющее большинство шрамов также располагается на этих гранях, причем большая часть их продольная, ориентированная под очень острыми углами к длинной оси, поперечные же шрамы всегда относительно редки. Именно описанный механизм хорошо объясняет наиболее типичную для ледниковых валунов, так называемую «утюгообразную» форму. Из него следует также, что шлифовка возникает преимущественно внутри толщи движущейся морены и трение валунов о ложе ледника является лишь частным и относительно редким случаем. В то же время прекрасная обработка многих валунов указывает на то, что они двигались в достаточно компактной массе обломочного материала, обладающей большим внутренним трением, т. е. что вся донная морена, включая ее нижние наиболее плотные «подледные» горизонты, активно участвовала в пластичном течении ледника, а не просто пассивно перемещалась под влиянием его напора.

Очевидно, что при этих условиях неизбежно дробление и истирание обломочного материала при послойном движении морены, тем более интенсивное, чем больше ее плотность и внутреннее трение и чем мощнее ледник и больше оказываемое им вертикальное давление. Скалывающие усилия, возникающие при соприкосновении валунов, движущихся на разных уровнях и с разными скоростями (см. рис. 30), оказываются при этом, как показывают наблюдения, достаточными для дробления даже весьма твердых горных пород, что облегчается нали-

чем в них скрытых трещин отдельности, катаклаза и т. п. Валуны, являющиеся обломками некогда более крупных, нередко обнаруживаются в моренах, распознаваясь по форме и характеру ледниковой штриховки. Иное расположение длинной оси обломка по сравнению с исходным крупным валуном приводит к его переориентировке и появлению на гранях новой системы шрамов, пересекающих ранее возникшую под тем или иным углом. Еще более наглядно дробление грубообломочной составной части морены видно по уменьшению размеров дальнепринесенных «эрратических» валунов по мере удаления от центра оледенения. На горных ледниках, длина которых сравнительно невелика, это явление практически не поддается учету и морены сохраняют часто грубый валунно-щебнистый состав на всем протяжении. В моренах плейстоценовых материковых оледенений это выявляется гораздо более отчетливо. Например еще на северо-западе Русской равнины нередки огромные валуны фенноскандинавских пород, примером которых может служить хотя бы постамент памятнику Петру I в Ленинграде. В средней полосе Европейской части СССР такие валуны практически неизвестны, но еще очень многие превышают 1 м в поперечнике. В том числе это касается и валунов сравнительно легко разрушающихся крупнозернистых пород, таких, как граниты-рапакиви. На Дону и Украине гранитные валуны больших размеров вовсе неизвестны, и здесь вообще преобладают совсем небольшие валунчики по преимуществу наиболее твердых пород.

Несравненно менее определено можно учесть возможную степень истирания и перемалывания мелкого обломочного материала при ледниковом переносе. Теоретически этот процесс должен приводить к увеличению мелкозернистости морены и обеднению ее валунами по мере удаления от центра оледенения. Однако фактически наблюдаемая смена грубощебнистых морен центральных частей плейстоценовых оледенений Северной Америки и Европы преимущественно слабовалунными суглинистыми разностями в более южных районах, как правильно отмечается в литературе (Флинт, 1963; Рухина, 1960), связана в основном с захватом ледником песчано-глинистого материала из пород осадочного платформенного чехла, что маскирует влияние ледникового истирания. В частности, таково происхождение практически всех глинистых частиц. Продукты дробления пород, занесенных из центра оледенения, с несомненностью констатируются только в составе песчаных и алевроитовых фракций. Вполне вероятно, что именно эти размерности в данном случае являются предельно возможными стадиями измельчения продуктов разрушения твердых пород.

В связи с этим следует подчеркнуть, что до сих пор никому не удалось с бесспорностью доказать возможность химического преобразования минерального вещества в подледной обстановке с возникновением свободных гидроокислов, карбонатов, а тем более глинистых минералов. Предположения о существовании «подледного выветривания», высказывавшиеся в литературе, основаны исключительно на общих соображениях, а не на конкретных фактах. Хотя присутствие жидкой воды у ложа ледника, пусть даже при температурах таяния льда, конечно, не исключает абсолютно возможность проявления в какой-то мере процессов гидратации и даже гидролиза, но условия для их развития здесь явно неблагоприятны и к существенным преобразованиям минералов они, по всей видимости, приводить не могут. Во всяком случае все особенности минералогии морен вполне понятны и без этого. Значительная карбонатность некоторых из них без труда объясняется механическим разрушением карбонатных пород ложа. Точно так же обстоит дело и с присутствием гидроокислов железа. Красно-бурые окраски «типичных» морен Подмосковского района, например, легко увязываются с обогащением материалом красноцветных толщ девона, верхнего палеозоя,

триаса, а также красных верхнекаменноугольных морских глин, широко развитых в областях, по которым двигался ледник на пути к Подмосквовью. Там, где таких пород нет, морены обычно имеют серые оттенки. В этом отношении чрезвычайно показательное сравнение разновозрастных горизонтов морен в одном и том же районе. Так, например, на обширных территориях Литвы, Белоруссии и Смоленской области нижние, более древние горизонты морен, обычно имеют темно-серые окраски. Даже поверхностное их изучение показывает, что это связано с сильным обогащением материалом мезозойских отложений, продукты разрушения которых переполняют морену в виде глауконита, фосфоритовых желваков, крошки белого писчего мела и т. п. Верхние, более молодые горизонты морен в тех же районах имеют желто- и красно-бурые оттенки и избобилуют преимущественно валунами палеозойских пород, распространенных севернее. Это находит свое естественное объяснение в изменении относительного значения разных источников питания обломочным материалом по мере преобразования ледниками рельефа своего ложа. Первые материковые льды, надвигавшиеся на Русскую равнину, встречали на своем пути сильно расчлененный эрозионный рельеф, энергично стесывали склоны долин и срывали рыхлый мезозойский покров. Льды более поздних оледенений ползли уже по резко сглаженной поверхности, и их экзарационная деятельность развертывалась преимущественно лишь севернее, ближе к центру оледенения, где широко распространены девонские красные цветы. Отсюда понятно, что и отложенные ими морены приобрели красно-бурые оттенки, обогатившись бедными водою тидроокислами железа, окрашивающими исходные породы. Учитывая все сказанное, можно сделать вывод, что подледное «химическое выветривание» не может считаться достойным внимания фактором формирования минерального состава морен и что подледные диагенетические процессы, по-видимому, сводятся главным образом к указанному выше механическому уплотнению.

Факт интенсивного уплотнения отложенных донных морен движущимся ледником заставляет предположить вероятность значительной анизотропности их свойств. Вполне вероятно, что несцементированные современные и плейстоценовые морены должны отличаться существенно различными значениями сопротивления сжатию, внутреннего трения и фильтрационной способности по вертикали, вкрест и вдоль направления движения льда. Было бы весьма интересным проверить это измерениями на ориентированных монолитах. Есть основания предполагать также наличие достаточно отчетливой ориентировки тонких, особенно глинистых частиц в сторону движения ледника, что возможно установить путем изучения ориентированных шлифов под микроскопом. Это особенно важно проверить с целью разработки методов диагностики древних дочетвертичных, уже сцементированных морен и достоверного выделения их из генетически достаточно разнородной группы так называемых «тиллитов». К сожалению, эти замечания приходится делать лишь в качестве предположений и пожеланий, ибо ни один из упомянутых методов исследования в приложении к моренам почти не использовался.

Необходимо подчеркнуть, что все указанные выше признаки, связанные с динамикой переноса и отложения донной морены, далеко не всегда бывают достаточно отчетливо выражены. Особенно это касается ледниковой шлифовки и шрамов на поверхности валунов. Степень совершенства их обработки зависит от состава пород и длительности переноса без значительного дробления. Валуны крупнозернистых и неоднородных по минералогическому составу пород, подобным большинству гранитов, вообще бывают плохо отшлифованными и несут лишь очень грубые и редкие шрамы. Обычно такие следы обработки легко стираются уже при самой малой выветрелости поверхности валуна. Более совершенную

шлифовку и густую сеть тонких шрамов и штрихов приобретают тонкозернистые, более однородные и мягкие породы — различные основные эффузивы, сланцы, пелитоморфные известняки и т. п. Хорошая шлифовка на валунах очень твердых пород наблюдается обычно только в моренах областей, удаленных от места их происхождения. Так, например, она характерна для кварцитовых валунов фенноскандинавского происхождения в моренах Украины. С другой стороны, в морене всегда очень много валунов и щебня, вовсе лишенных признаков ледниковой обработки, а иногда в большом количестве встречаются и гальки, явно окатанные водой. Это связано с захватом материала по пути движения ледника, в том числе и из подстилающих морену аллювиальных и водноледниковых отложений, с дроблением валунов в ходе переноса и т. п. Поэтому редкость находок типично ледниковых валунов и преобладание обломочного материала с другим типом обработки ни в коем случае нельзя рассматривать как признак, сам по себе противоречащий моренной природе отложений. В этом отношении обнаружение хотя бы единичных валунов с несомненно ледниковой обработкой в большинстве случаев имеет значение несравненно более важного генетического критерия, ибо сама эта обработка весьма мало стойкая, и ее следы легко исчезают даже при непродолжительном выветривании или водном перетолжении. В особенности это касается отложений горных ледников, для которых небольшая дальность переноса и большая роль материала внутренних и поверхностных морен вообще исключает хорошую обработку большинства валунов.

Кроме отложенной донной морены, составляющей обычно большую часть толщи основных морен материковых оледенений, в их строении участвует еще и так называемая *абляционная морена*. Абляционные морены являются итогом оседания материала, заключенного в верхних частях ледниковой толщи или покрывающего поверхность ледника, при поверхностном стаивании льда. Поскольку горные ледники особенно богаты внутренней и поверхностными моренами, абляционные морены также весьма характерны прежде всего для них. В условиях материкового оледенения они менее широко развиты и не являются обязательным членом моренной толщи, но местами образуют достаточно четко обособляющийся, обычно маломощный верхний ее горизонт. Очень хорошие примеры такого рода приведены Р. Ф. Флинтом (1963), который дает и наглядную графическую схему образования абляционных морен в обстановке материкового льда (рис. 31). Абляционные морены состоят чаще всего из материала, частично промытого талыми водами, поэтому обеднены мелкоземистыми частицами и обладают относительно грубым супесчано-, песчано- и щебнисто-валунным составом. Они, как правило, несортированы и лишь в отдельных участках обнаруживают неправильную слоистость явно водного происхождения. В них уже не наблюдается ни четкой ориентированности валунов, ни других характерных структурных и текстурных признаков, описанных выше.

Абляционная морена слагает, таким образом, верхнюю часть толщи основной морены, подстилаясь большей ее частью, представляющей собою отложенную донную морену. Иными словами абляционную морену следует рассматривать не как вполне самостоятельный тип собственно ледниковых отложений, а скорее только как их фацию, обычно имеющую подчиненное значение. Однако в некоторых условиях именно абляционные морены приобретают главное значение, а иногда ими оказывается сложенной практически и вся толща. Как мы уже указывали, это бывает характерно для накоплений некоторых долинных ледников, в частности для долинных ледников южной Норвегии, существовавших во время заключительных стадий последнего Скандинавского материкового оледенения (Хольтедаль, 1958). Скорее всего, абляционной мореной

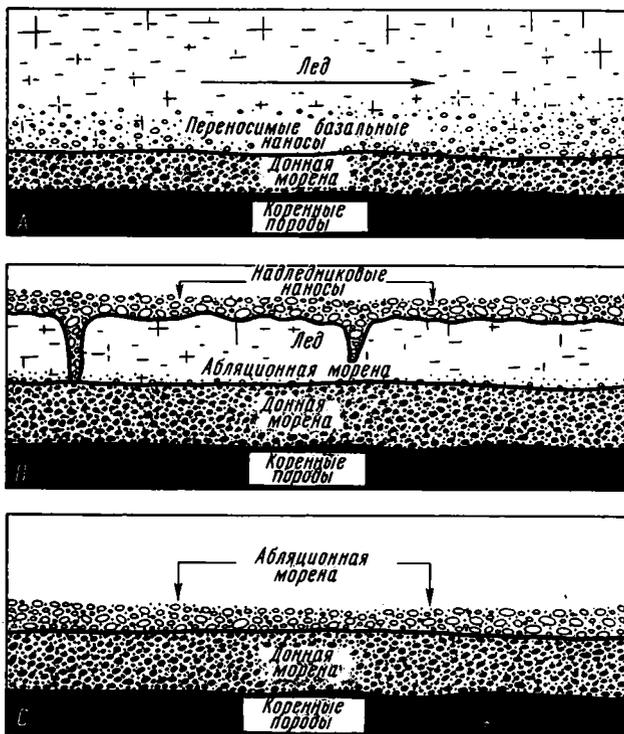


Рис. 31. Образование основной и абляционной морен, по Р. Ф. Флинту (1963).

А — подледная аккумуляция основной морены во время движения ледника; Б — образование поверхностной морены при стаивании прекратившего движения (мертвого) льда; С — образование слоя абляционной морены поверх донной морены

являются валунные неслоистые пески, в которые, по наблюдениям А. И. Москвитина (1939, 1954), переходит верхняя морена Подмосковья на высоких террасах р. Москвы. Эту так называемую долинную фацию морены сам Москвитин называл вначале местной мореной. И действительно в ряде случаев можно наблюдать, что в ней участвуют смятые ледником подстилающие древнеаллювиальные пески. В целом, однако, она, несомненно, представляет собою продукт перемыва водами тающего ледника донной морены, поскольку иначе невозможно объяснить ее резкое обогащение валунами, практически почти отсутствующими в нижележащих песках.

Сделанный нами обзор показывает, что строение основных морен материковых оледенений достаточно сложно. Кроме чисто литологических разностей, состав которых в основном зависит от особенностей пород ложа ледника, в строении толщи основной морены нередко участвуют различные фации и литогенетические типы. Несомненно, одним из таких своеобразных литогенетических типов можно рассматривать, например, местные морены. Они теснейшим образом связаны с другими формами динамического воздействия ледника на местные породы ложа, выражающимися в различного рода гляциодислокациях, иногда достигающих очень крупных размеров. Сами по себе гляциодислокации, конечно, нельзя рассматривать еще как ледниковые отложения, но от них целая гамма переходов ведет к скоплениям небольших пакетов перемятых и смещенных пород, образующих уже более или менее четко выра-

женный слой. Такие образования с полным правом можно толковать как особую напорную фацию местной морены. Своеобразным литогенетическим типом отложений основной морены являются также описанные выше полосчатые ее разности, подобно местным моренам тяготеющие к нижней части моренных толщ. Они достаточно хорошо отличаются от наиболее характерного литогенетического типа совершенно неслоистых, однородных по составу морен. Наконец абляционные морены тоже представляют собой особую и, по-видимому, не вполне однородную группу своеобразных литогенетических типов ледниковых отложений. Количество последних, несомненно, значительно больше, чем перечислено нами, особенно если учесть слоистые разновидности морен, являющиеся переходными от собственно ледниковых к водно-ледниковым отложениям. Специальные исследования их особенностей и типов сочетания в разрезе и плане в зависимости от местных условий геологического строения и рельефа, размеров оледенения и стадий его развития безусловно должны дать очень много для понимания динамики разрушительной и аккумуляющей работы ледников. К сожалению, подобного рода исследования пока еще не проводились. В этом отношении заслуживает всяческого одобрения первая попытка подобного рода, предпринятая Е. В. Рухиной (1960, 1961). Надо, однако, заметить, что включение ею в число особых типов моренных отложений так называемых преобразованных морен, т. е. ледниковых отложений, в той или иной степени вторично переработанных водными потоками, озерными и морскими бассейнами, солифлюкционно-делювиальными и криогенными процессами и даже почвообразованием и подземными водами, явно не оправдано и только запутывает проблему. Очевидно, при выделении фаций и литогенетических типов собственно ледниковых отложений необходимо ограничиться только теми их признаками, которые связаны с деятельностью самого ледника. Только в этом случае возможно установление общих закономерностей, присущих ледниковой аккумуляции как таковой.

Выше эти общие закономерности были намечены нами только в виде самой общей схемы. В частности, мы остановились почти исключительно только на тех признаках отложенных донных морен, которые указывают на пластичное течение как на основную форму движения ледника. В самом начале, однако, было подчеркнуто, что фактическая динамика этого процесса значительно сложнее и наряду с пластичными, лед проявляет также упругие и хрупкие свойства, присущие любому твердому телу. Они местами существенно сказываются на строении морены, выражаясь в элементах блоковой структуры, в наблюдающихся иногда в ней поверхностях срыва и скольжения, порою переходящих в подобие чешуйчатых надвигов с участием отторженцев пород ложа. Как справедливо указывают многие авторы, присутствие в некоторых случаях почти не нарушенных отторженцев рыхлых песков заставляет предполагать перемещение их в мерзлом состоянии без значительных пластических деформаций. Подобные явления описаны, например, в упоминавшихся уже работах Рихтера (Richter, 1929) и Слэйтера (Slater, 1929), которые не без основания указывают на то, что блоковые структуры во многих случаях увеличивают свое значение при приближении к краевым зонам оледенения. Хотя блоковые структуры и имеют местное значение, тяготея к отдельным очагам экзарации, их соотношения с «нормальными» текстурами пластичного течения требуют еще дополнительного изучения.

Характеристика основных морен как генетического типа ледниковых отложений, конечно, остается несколько односторонней в отрыве от других образований, входящих в состав ледникового парагенетического ряда, в частности и от водно-ледниковых отложений, с которыми морены находятся в теснейшей парагенетической связи. Однако характеристика этих последних с позиций учения о генетических типах в настоящее время

представлялась крайне трудной. Их изучение до последнего времени проводилось преимущественно с геоморфологической точки зрения. Сравнительно больше внимания уделялось лишь литологии озерно-ледниковых отложений, да и то главным образом не столько с собственно литологическими, сколько со специальными геохронологическими целями. Что касается флювиогляциальных отложений, то характерные для них сочетания литогенетических типов и фаций осадков выяснены пока в столь грубых чертах, что во многом остаются не раскрытыми даже их специфические отличия от таких генетических типов водного ряда, как аллювий. Именно поэтому мы и ограничились изложением некоторых вопросов генезиса одних только основных морен, которые, по нашему мнению, являются наиболее важными для понимания ледниковой аккумуляции как таковой. Полный очерк всего ледникового ряда в целом представляется нам делом будущего, если иметь в виду не простое повторение ранее уже публиковавшихся сводок.

ЛИТЕРАТУРА

- Алешин С. Н. Сорбционное состояние ионов водорода и алюминия в почве.— В кн.: Доклады 6-му Международному конгрессу почвоведов. Вторая комиссия. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Аллювиальные отложения в угленосной толще среднего карбона Донбасса. Под ред. Ю. А. Жемчужникова.— Труды ИГН АН СССР, 1954, вып. 151, угольная серия (№ 5).
- Ариноушкина Е. В. Химическая природа и условия образования ортзандов.— Уч. зап. МГУ, 1939, вып. 27.
- Артюшков Е. В. О физических причинах возникновения полигональных структур в грунтах.— В кн.: Проблемы палеогеографии и морфогенеза в полярных странах и высокогорье. М., Изд-во МГУ, 1964.
- Ассинг И. А. Начальные стадии выветривания и почвообразования на массивнокристаллических породах.— В кн.: Проблемы советского почвоведения, сб. 15. М., Изд-во АН СССР, 1949.
- Атлас литогенетических типов угленосных отложений среднего карбона Донецкого бассейна. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Берг Л. С. О происхождении лёсса.— Изв. Русск. геогр. об-ва, 1916, 52, вып. 8.
- Берг Л. С. Климат и жизнь. Изд. 2. М., Географгиз, 1947.
- Билибин Ю. А. Основы геологии россыпей. М.—Л., ГОНТИ, 1938. Изд. 2. М Изд-во АН СССР, 1955.
- Бонштедт Э. М. Ледяные стебельки.— Труды Сев. науч.-промышленной экспед., 1923, вып. 16.
- Борисяк А. А. Курс исторической геологии. Пг., Госиздат, 1922.
- Ботвинкина Л. Н. Условия накопления угленосной толщи в Ленинском районе Кузнецкого бассейна.— Труды ИГН АН СССР, 1953, вып. 139, угольная серия (№ 4).
- Ботвинкина Л. Н. Элементы полевого фациального анализа.— В кн.: Методы изучения осадочных пород, 1. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Боч С. Г. О солифлюкционных террасах Приполярного Урала.— Изв. Гос. геогр. об-ва, 1938, 70, вып. 3.
- Боч С. Г. О некоторых типах делювиальных отложений Полярного Урала.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1939а, 17, вып. 6.
- Боч С. Г. Четвертичные отложения Приполярного Урала.— Труды Сов. секции Международ. ассоц. по изуч. четвертич. периода, 1939б, вып. 4.
- Боч С. Г. Наблюдения над формами микро- и мезорельефа в четвертичных отложениях, связанными с мерзлотными процессами.— В кн.: Методическое руководство по изучению и геологической съемке четвертичных отложений, ч. 2. М., Госгеолтехиздат, 1955.
- Боч С. Г., Краснов И. И. О нагорных террасах и древних поверхностях выравнивания на Урале и связанных с ними проблемах.— Изв. Всесоюзн. геогр. об-ва, 1943, 75, вып. 1.
- Боч С. Г., Краснов И. И. Процесс гольцового выравнивания и образования нагорных террас.— Природа, 1951, № 5.
- Быков Г. Е. Формы рельефа Атбасарского района.— Изв. Гос. геогр. об-ва, 1932, 64, вып. 1.
- Васильковский Н. П. О некоторых генетических типах новейших континентальных отложений Средней Азии (делювий, пролювий, аллювий).— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1951, 25, вып. 2.
- Вебер В. Н. Миграция сухих дельт в Фергане.— Геол. вестн., 1930, 7, № 1—3.
- Великанов М. А. Движение наносов. М., Изд-во Мин-ва речного флота СССР, 1948.
- Вернадский В. И. Очерки геохимии. М.—Л., Госиздат, 1927.
- Винокуров М. А., Бухарева Л. Г. Первичные стадии почвообразования на массивнокристаллических породах мелкосопочника Северного Казахстана.— Почвоведение, 1961, № 6.
- Воскресенский С. С., Зорин Л. В., Симонов Ю. Г. Закономерности формирования склонов в Восточной Сибири.— Вестн. МГУ, 1960, серия 5, геогр., № 1.

- Герасимов И. П. О движениях почвенно-грунтовых масс на склонах.— Почвоведение, 1941, № 7—8.
- Герасимов И. П. Лёссовобразование и почвообразование.— Изв. АН СССР, серия геогр., 1962, № 2.
- Герасимов И. П., Марков К. К. Ледниковый период на территории СССР.— Труды Ин-та географ. АН СССР, 1939а, вып. 33.
- Герасимов И. П., Марков К. К. Четвертичная геология. М., Учпедгиз, 1939б.
- Гинзбург И. И. Стадийное выветривание минералов.— В кн.: Вопросы минералогии, геохимии и петрографии. М., Изд-во АН СССР, 1946.
- Гинзбург И. И. Древняя кора выветривания на ультраосновных породах Урала, ч. 2.— Труды ИГН АН СССР, 1947, вып. 81, серия Уральск. компл. экспед. (№ 2).
- Гинзбург И. И. Кора выветривания, ее диагностические признаки и значение в фациальном анализе.— В кн.: Методы изучения осадочных пород, 2. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Гинзбург И. И., Кац А. А., Корин И. З. и др. Древняя кора выветривания на ультраосновных породах Урала, ч. 1.— Труды ИГН АН СССР, 1946, вып. 80, серия Уральск. компл. экспед. (№ 1).
- Гинзбург И. И., Наждасова Г. Э., Никитина А. П. Современное и древнее латеритное выветривание базальтов Бразилии и Русской платформы.— В кн.: Кора выветривания, вып. 4. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Гинзбург И. И., Рукавишникова И. А. Минералы древней коры выветривания Урала. М., Изд-во АН СССР, 1951.
- Гончаров В. Н. Основы динамики русловых потоков. Л., Гидрометеоздат, 1954.
- Горецкий Г. И. Об одном способе палеогеографических реконструкций некоторых элементов пойменного ландшафта.— Вопросы географии, 1947, сб. 33.
- Горецкий Г. И. О перигляциальной формации.— Бюлл. Комис. по изуч. четвертичн. периода АН СССР, 1958, № 22.
- Горецкий Г. И. Генетические типы и разновидность перигляциальной формации.— В кн.: Материалы по генезису и литологии четвертичных отложений. Минск, Изд-во АН БССР, 1961.
- Девяткин Е. В. Закономерности накопления кайнозойских отложений впадин Юго-Восточного Алтая.— Труды ГИН АН СССР, 1965, вып. 126.
- Дерягин Б. В. Упругие свойства тонких слоев воды.— Ж. физ. химии, 1934, 3, вып. 1.
- Дерягин Б. В. Расклинивающее действие жидких пленок и его практическое значение.— Природа, 1943, № 2.
- Дерягин Б. В., Кусаков М. М. Определение зависимости расклинивающего давления от толщины гидратных пленок воды на минеральных частицах.— В кн.: Современные методы исследования физико-химических свойств почв, 4, вып. 3. М., Изд-во АН СССР, 1948.
- Докучаев В. В. Способы образования речных долин Европейской России. СПб., 1878.
- Елисеев В. И. О строении и фациальном расчленении пролювия (на примере Феоганской впадины).— Докл. АН СССР, 1963, 152, № 6.
- Елисеев В. И. О пролювии Алакульской впадины.— Литол. и полезн. ископ., 1964, № 2.
- Жемчужников Ю. А. Что такое фация.— В кн.: Литологический сборник. Л.— М. Гостоптехиздат, 1948, сб. 1.
- Жемчужников Ю. А., Яблоков В. С., Боголюбова Л. И. и др. Строение и условия накопления основных угленосных свит и угольных пластов среднего карбона Донецкого бассейна, ч. 1—2.— Труды ГИН АН СССР, 1959—1960, вып. 15.
- Жигарев Л. А. Экспериментальные исследования скоростей движения грунтовых масс на солифлюкционных склонах.— Труды Ин-та мерзлотовед. АН СССР, 1960, 16.
- Жигарев Л. А., Каплина Т. Н. Солифлюкционные формы рельефа на Северо-Востоке СССР.— Труды Ин-та мерзлотовед. АН СССР, 1960, 16.
- Заморий П. К. Четвертинні відклади Української РСР. Київ, Вид-во АН УРСР, 1954.
- Золотарев Г. С. О возрасте древних оползней и стадиях формирования оползневых склонов Поволжья.— Вопросы теорет. и прикл. геол., 1948, сб. 6.
- Золотарев Г. С. Опыт классификации гравитационных движений горных пород на склонах в инженерно-геологических целях.— Уч. зап. МГУ, 1956, вып. 176.
- Иенни Г. Факторы почвообразования. М., ИЛ, 1948.
- Казаринов В. П. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. М., Гостоптехиздат, 1958.
- Каплина Т. Н. Криогенные склоновые процессы. М., Изд-во «Наука», 1965.
- Карташов И. П. Флювиальные рельефообразующие процессы.— Труды Всесоюзн. науч.-исслед. ин-та, Магадан, 1957, раздел 2, геол., вып. 29.
- Карташов И. П. О плитковой фации аллювия.— Колыма, 1958, № 1.
- Карташов И. П. Фации, динамические фазы и свиты аллювия.— Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 9.
- Катасонов Е. М. Исследования состава и криогенного строения многолетнемерзлых горных пород.— В кн.: Полевые геокриологические (мерзлотные) исследования. М., Изд-во АН СССР, 1961.

- Качурин С. П. Солифлюкционные террасы в области вечной мерзлоты.— Труды Комис. по изуч. вечной мерзлоты АН СССР, 1939, 7.
- Качурин С. П., Каплина Т. Н. Солифлюкционные явления и образования.— В кн.: Полевые геокриологические (мерзлотные) исследования. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Келлер В. Д. Основы химического выветривания.— В кн.: Геохимия литогенеза. М., ИЛ, 1963.
- Костяев А. Г. К вопросу о происхождении клиновидных тел в четвертичных отложениях.— Вестн. МГУ, серия геол., 1962, № 4.
- Костяев А. Г. О происхождении клиновидных и складчатых деформаций слоев в четвертичных отложениях.— В кн.: Проблемы палеогеографии и морфогенеза в полярных странах и высокогорье. М., Изд-во МГУ, 1964.
- Котлов Ф. В. Инженерно-геологические особенности глинистых пород Москвы и Подмосквья в связи с их генезисом и условиями формирования.— В кн.: Исследования и использование глин. Львов, Изд-во Львовск. ун-та, 1958.
- Крашенинников Г. Ф. Фации, генетические типы и формации.— Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 8.
- Крокос В. И. Материалы для характеристики четвертичных отложений восточной и южной Украины.— В кн.: Матеріали по дослідженню ґрунтів України, 1, вып. 5. Харків, 1927.
- Крылов А. А. Подзол Могилевской губернии и происхождение его и растительных биолитов Эренберга вообще.— Зап. СПб. мин. об-ва, 1873, 8.
- Курдюков К. В. К изучению континентальных дельт Ферганы в связи с тектоническим развитием этого района.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1948, 23, вып. 5.
- Курдюков К. В. Строение наземной (субаэральная) дельты.— Докл. АН СССР, 1954, 94, № 4.
- Курдюков К. В. Основные вопросы изучения наземных дельт.— Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР, 1957, № 21.
- Лаврушин Ю. А. Аллювий равнинных рек субарктического пояса и перигляциальных областей материковых оледенений.— Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 87.
- Лаврушин Ю. А. О механизме накопления ритмичнослойстых отложений склонов.— В кн.: Четвертичный период и его история. М., Изд-во «Наука», 1965а.
- Лаврушин Ю. А. Основные черты строения и закономерности образования аллювия равнинных рек степной зоны.— В кн.: Генезис и литология континентальных четвертичных отложений. М., Изд-во «Наука», 1965б.
- Лазаренко А. А. Литология аллювия равнинных рек гумидной зоны (на примере Днепра, Десны и Оки).— Труды ГИН АН СССР, 1964, вып. 120.
- Ламакин В. В. Об остаточных речных и вообще об остаточных поверхностных отложениях.— Изв. АН СССР, серия геол., 1943, № 2.
- Ламакин В. В. Перлювиальные отложения на Печоре.— Изв. АН СССР, серия геол., 1944, № 6.
- Ламакин В. В. О динамических особенностях аллювиальных отложений.— Докл. АН СССР, 1947, 57, № 1.
- Ламакин В. В. Динамические фазы речных долин и аллювиальных отложений.— Землеведение, 1948, 2 (42).
- Ламакин В. В. О динамической классификации речных отложений.— Землеведение, 1950, 3 (43).
- Ланге О. К. К вопросу о генезисе туркестанских лёссов.— Уч. зап. МГУ, 1952, вып. 161.
- Лелявский Н. С. О речных течениях и формировании речного русла.— В кн.: Труды 2-го Съезда инженеров-гидротехников. СПб., 1893.
- Ли Сы-гуан. Геология Китая. М., ИЛ, 1952.
- Лопатин Г. В. Эрозия и сток наносов.— Природа, 1950, № 7.
- Лопатин Г. В. Наносы рек СССР (образование и перенос).— Зап. Всесоюз. геогр. об-ва, 1952, 14.
- Лукашев К. И. Основные генетические типы четвертичных отложений СССР. Минск, Изд-во АН БССР, 1955.
- Лукашев К. И. Генетические типы и фации антропогенных отложений. Минск, Изд-во АН БССР, 1960.
- Лыкошин А. Г. Трещины бортового отпора.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1953, 28, вып. 4.
- Мавлянов Г. А. Генетические типы лёссов и лёссовидных пород центральной и южной части Средней Азии. Ташкент, Изд-во АН УзбССР, 1958.
- Макеев П. С. К вопросу об образовании речных аккумулятивных террас.— Изв. Всесоюз. геогр. об-ва, 1941, 73, вып. 2.
- Маккавеев Н. И. Русло реки и эрозия в ее бассейне. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Маркевич В. П. Понятие «фация». М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Маслов Н. Н. Условия устойчивости склонов и откосов в гидроэнергетическом строительстве. М.—Л., Госэнергоиздат, 1955.
- Минервин А. В., Сергеев Е. М. Новые данные к решению проблемы лёсса.— Изв. АН СССР, серия геол., 1964, № 9.

- Мирчинк Г. Ф. Послетретичные отложения Черниговской губернии и их отношение к аналогичным образованиям остальной России.—Вестн. Моск. горн. акад., 1925, 2. Приложение. Мемуары Моск. отд. Об-ва любит. естествозн., антропол. и этнограф., 1925, вып. 4.
- Мирчинк Г. Ф. О физико-географических условиях эпохи отложения верхнего горизонта лёсса на площади Европейской части СССР.—Изв. АН СССР, отд. физ.-матем. наук, 1928, № 2.
- Мирчинк Г. Ф. Историческая геология, ч. 1. М.—Л., ОНТИ, 1935.
- Мирчинк Г. Ф. По поводу термина «делювий».—В кн.: Академику В. И. Вернадскому к 50-летию научной и педагогической деятельности, 2. М., Изд-во АН СССР, 1937.
- Морозов С. С. К вопросу облёссования дисперсных пород четвертичного возраста под влиянием степного типа почвообразования.—В кн.: Материалы Всесоюзного Совещания по изучению четвертичного периода, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Москвитин А. И. Геология Прилукского округа Украины.—Труды Всесоюз. геол.-развед. объедин., 1933, вып. 310.
- Москвитин А. И. Происхождение и возраст Вышневолоцко-Новоторжского вала.—Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1938, 16, вып. 3.
- Москвитин А. И. Состояние изученности и новые данные по геологии четвертичных отложений центральной части СССР.—Труды Сов. секции Междунар. ассоц. по изуч. четвертич. периода, 1939, вып. 4.
- Москвитин А. И. Путеводитель экскурсий Совещания по стратиграфии четвертичных отложений (Подмосковье, Старая Рязань, Галич). М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Москвитин А. И. Ледниковые отложения.—В кн.: Методы изучения осадочных пород, 2. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Най Д. Ф. Распределение напряжений и скоростей в ледниках и ледниковых щитах.—В кн.: Вопросы динамики и современной эволюции ледников. М., Изд-во «Прогресс», 1964.
- Наливкин Д. В. Учение о фациях. Условия образования осадков. Изд. 2. Л.—М., Госгеолразведиздат, 1933.
- Наливкин Д. В. Учение о фациях, т. 1. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1955.
- Никитин С. Н. Заметка об употреблении терминов делювий, аллювий и элювий. СПб., 1883.
- Никитин С. Н. Общая геологическая карта России. Лист 56.—Труды Геол. ком., 1884, 2, № 1.
- Никифорова К. В. Кайнозой Голодной степи Центрального Казахстана.—Труды ГИН АН СССР, 1960, вып. 45.
- Никифорова К. В., Ренгартен Н. В., Константинова Н. А. Антропогенные формации юга Европейской части СССР.—Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР, 1965, № 30.
- Николаев Н. И. Генетические типы новейших континентальных отложений.—Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1946, 21, вып. 4.
- Николаев Н. И. О зональности в распространении новейших континентальных отложений.—Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР, 1947а, № 10.
- Николаев Н. И. О строении поймы и аллювиальных отложений.—Вопросы теоретич. и прикл. геол., 1947б, сб. 2.
- Николаев Н. И. Опыт построения генетической классификации экзогенных физико-геологических процессов.—Труды Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР, 1948, 7, вып. 1.
- Николаев Н. И. К вопросу о состоянии изучения новейших континентальных отложений.—В кн.: Совещание по осадочным породам, вып. 1. М., Изд-во АН СССР, 1952.
- Новороссова Л. Е. О биологическом накоплении кремнекислоты в почвах еловых лесов.—Почвоведение, 1951, № 2.
- Обручев В. А. К вопросу о происхождении лёсса.—Изв. Томск. технол. ин-та, 1911, 23, № 3.
- Обручев В. А. Проблема лёсса.—В кн.: Труды 2-й Международной конференции Ассоциации по изучению четвертичного периода Европы, вып. 2. Л.—М., Госгеолразведиздат, 1933.
- Обручев В. А. Лёсс как особый вид почвы, его генезис и задачи его изучения.—Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР, 1948, № 12.
- Обручев С. В. Солифлюкционные (нагорные) террасы и их генезис на основании работ в Чукотском крае.—Проблемы Арктики, 1937, № 3—4.
- Ог Э. Геология. Пер. под ред. и с допол. проф. А. П. Павлова. Изд. 3. М., Госиздат, 1924.
- Павлов А. П. Генетические типы материковых образований ледниковой и послеледниковой эпохи.—Изв. Геол. ком., 1888, 7, № 9.
- Павлов А. П. Делювий как генетический тип послетретичных отложений.—Вестн. естествозн., 1890, № 8.

- Павлов А. П. О геологических причинах, обуславливающих рельеф равнинных местностей и различие в форме склонов речных долин.— В кн.: Дневник 9-го Съезда русских естествоиспытателей и врачей, № 10. М., 1894.
- Павлов А. П. О рельефе равнин и его изменениях под влиянием работы подземных и поверхностных вод.— Землеведение, 1898, 5.
- Павлов А. П. Оползни Симбирского и Саратовского Поволжья. М., 1903а.
- Павлов А. П. О туркестанском и европейском лёссе.— Протоколы засед. Моск. об-ва испыт. природы, 1903б, № 4—9.
- Павлов А. П. О туркестанском лёссе и близких к нему образованиях.— Почвоведение, 1909, 11, № 3.
- Павлов А. П. Статьи по геоморфологии и прикладной геоморфологии. М., Изд-во Моск. об-ва испыт. природы, 1951.
- Парфенова Е. И. Исследование минералов подзолистых почв в связи с их генезисом.— В кн.: Кора выветривания, вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Парфенова Е. И., Ярилова Е. А. Образование вторичных минералов в почвах и растениях в связи с миграцией элементов.— В кн.: Доклады 6-му Международному конгрессу почвоведов. Вторая комиссия. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Плюснин И. И. Аллювий Волго-Ахтубинской поймы и дельты р. Волги как генетический тип геологических отложений.— Труды Науч.-исслед. ин-та геол. Саратовского ун-та, 1936, 1.
- Полынов Б. Б. Кора выветривания, ч. 1. Л., Изд-во АН СССР, 1934.
- Полынов Б. Б. Первые стадии почвообразования на массивнокристаллических породах. Избр. труды... М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Попов А. И. О псевдомерзлотных образованиях.— Вестн. МГУ, серия геогр., 1962, № 3.
- Попов В. И. Фашиальное развитие осадков горных склонов и подгорных пустынных равнин.— В кн.: Материалы по четвертичному периоду СССР, вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1950.
- Попов В. И. Литология кайнозойских моласс Средней Азии, ч. 1. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1954.
- Попов И. В. Инженерная геология, М., Госгеолиздат, 1951.
- Приклонский В. А. Грунтоведение, ч. 1. Изд. 2. М., Госгеолиздат, 1949.
- Густовалов Л. В. Петрография осадочных пород. М.—Л., Гостоптехиздат, 1940.
- Разумова В. Н. Кора выветривания северо-западной части Казахского нагорья.— В кн.: Кора выветривания, вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Разумова В. Н. Континентальные третичные отложения северо-западной части Казахского нагорья.— В кн.: Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири 1956 г. Л., Гостоптехиздат, 1957.
- Разумова В. Н. Вторичные процессы в древней коре выветривания Джезказганского района.— В кн.: Исследование и использование глин. Львов, Изд-во Львовск. ун-та, 1958.
- Разумова В. Н. Меловые и третичные формации западной части Центрального и Южного Казахстана.— Труды ГИН АН СССР, 1961, вып. 46.
- Разумова В. Н. Бейделлитовая верхнеолигоценовая кора выветривания на древнем элювии серпентинитов Кимперсайского гипербазитового массива (Южный Урал).— Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 77.
- Разумова В. Н., Черняховский А. Г. Древняя кора выветривания Орь-Илекского междуречья и история ее развития.— Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 77.
- Ремезов Н. П., Смирнова К. М., Быкова Л. Н. Некоторые итоги изучения роли лесной растительности в почвообразовании.— Вестн. МГУ, 1949, № 6.
- Ренгартен Н. В., Константинова Н. А. Роль фашиально-минералогического анализа в реконструкции климата антропогена (на примере южной Молдавии и юго-западной Украины).— Труды ГИН АН СССР, 1965, вып. 137.
- Робин Г. Движение льда и распределение температуры в ледниках и ледниковых щитах.— В кн.: Вопросы динамики и современной эволюции ледников. М., Изд-во «Прогресс», 1964.
- Роде А. А. Подзолообразовательный процесс. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1937.
- Роде А. А. Почвообразовательный процесс и эволюция почв. М., ОГИЗ, 1947.
- Рухина Е. В. Литология моренных отложений. Л., Изд-во ЛГУ, 1960.
- Рухина Е. В. Моренные отложения и принципы их классификации.— В кн.: Материалы по генезису и литологии четвертичных отложений. Минск, Изд-во АН БССР, 1961.
- Саваренский Ф. П. Инженерная геология. Изд. 2. М.—Л., ГОНТИ, 1939.
- Самодуров П. С. Геохимическая сущность лёссовобразовательного процесса.— Труды Ин-та геол. наук АН УССР, серия геоморфол. и четвертичн. геол., 1957, вып. 1.
- Сваричевская З. А. Древний пенеплен Казахстана и основные типы его преобразования.— В кн.: 19-й Международный географический конгресс в Стокгольме (Материалы). М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Скворцов Ю. А. Проблемы туркестанского лёсса.— Труды Всесоюзн. геол.-развед. объедин., 1932, вып. 225.

- Скворцов Ю. А. Четвертичные отложения.— В кн.: Геология Узбекской ССР, 3. Л.— М., ОНТИ, 1939.
- Скворцов Ю. А. Метод геоморфологического анализа и картирования.— Изв. АН СССР, серия геогр. и геофиз., 1941, № 4—5.
- Скворцов Ю. А. Элементы новейших тектонических движений Узбекистана. (Геоморфологическое строение и кайнозойские отложения горной и предгорной частей). Ташкент, Изд-во Среднеазиатск. ун-та, 1949.
- Скворцов Ю. А. Генетические типы четвертичных отложений в речных долинах.— Изв. Узб. фил. Всесоюзн. геогр. об-ва, 1956, 2.
- Соболев С. С. Развитие эрозионных процессов на территории Европейской части СССР и борьба с ними, 1. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1948.
- Соколов Д. С. Основные условия развития карста. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Соколов Н. И. Явления отседания склонов и глыбовые оползни ангарского типа.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1955, 30, вып. 1.
- Страхов Н. М. Основы исторической геологии, ч. 1—2, М.— Л., Госгеолиздат, 1948.
- Страхов Н. М. Диагнотические осадков и его значение для осадочного рудообразования.— Изв. АН СССР, серия геол., 1953, № 5.
- Страхов Н. М. Типы осадочного процесса и формации осадочных пород.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 5 и 8.
- Страхов Н. М. О теоретической литологии и ее проблемах.— Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 11.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. 1. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Таргульян В. О. О первых стадиях выветривания и почвообразования на изверженных породах в тундровой и таежной зонах.— Почвоведение, 1959, № 11.
- Твенхофел У. Х. Учение об образовании осадков. Пер. с англ. М.— Л., ОНТИ, 1936.
- Траутшольд Г. А. Значение геологии для земледелия. Речь, произнесенная в Петровской земледельческой и лесной академии 21.IX 1876 г. М., 1876.
- Тюрин К. В. Географические закономерности гумусообразования.— В кн.: Труды юбилейной сессии, посвященной 100-летию со дня рождения В. В. Докучаева. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1949.
- Ферсман А. Е. Геохимия России, вып. 1. Пг., Науч. хим.-техн. изд-во, 1922.
- Ферсман А. Е. Геохимия, 2. Л., ОНТИ, Химтеоретиздат, 1934.
- Флинт Р. Ф. Ледники и палеогеография плейстоцена. М., ИЛ, 1963.
- Херасков Н. П. Геологические формации (опыт определения).— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1952, 27, вып. 5.
- Херасков Н. П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры.— Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 91.
- Хольтедаль У. Геология Норвегии, 2. М., ИЛ, 1958.
- Чернов В. А. О природе почвенной кислотности.— В кн.: Доклады 6-му Международному конгрессу почвоведов. Вторая комиссия. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Черняховский А. Г. Нижнемезозойские коры выветривания Орской депрессии (Южный Урал).— Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 77.
- Черняховский А. Г. Четвертичный элювий юго-западных районов Советской Азии и продукты его ближайшего перестроения.— В кн.: Генезис и литология континентальных антропогенных отложений. М., Изд-во «Наука», 1965.
- Черняховский А. Г. Современное лёссовобразование в высокогорных степях внутреннего Тянь-Шаня.— В кн.: Современный и четвертичный континентальный литогенез. М., Изд-во «Наука», 1966.
- Чумаков И. С. Кайнозой Рудного Алтая.— Труды ГИН АН СССР, 1965, вып. 138.
- Шанцер Е. В. К учению о фациях континентальных осадочных образований.— Бюлл. Комис. по изуч. четвертичн. периода АН СССР, 1948, № 13.
- Шанцер Е. В. Генетические типы четвертичных континентальных осадочных образований.— В кн.: Материалы по четвертичному периоду СССР, вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1950а.
- Шанцер Е. В. Основные закономерности образования и строения аллювия равнинных рек умеренного пояса и его положение среди других типов аллювиальных отложений.— В кн.: Материалы по четвертичному периоду СССР, вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1950б.
- Шанцер Е. В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит.— Труды ИГН АН СССР, 1951, вып. 135, серия геол. (№ 55).
- Шанцер Е. В. Типы аллювиальных отложений.— В кн.: Вопросы геологии антропогена. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Шанцер Е. В. Морфогенетическая и литогенетическая роль склонового смыва.— В кн.: Генезис и литология континентальных антропогенных отложений. М., Изд-во «Наука», 1965.
- Шатский Н. С. О развитии земной коры. Тезисы доклада.— Сов. геол., 1939, 9, № 8.
- Шатский Н. С. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала. М., Изд-во Моск. об-ва испыт. природы, 1945.

- Шатский Н. С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей.— В кн.: Совещание по осадочным породам, вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Шатский Н. С. Парагенезы осадочных и вулканогенных пород и формации.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 5.
- Шведов М. С. Петрография осадочных пород. М.—Л., ГОНТИ, 1934.
- Шведов М. С. Петрография осадочных пород. Изд. 3. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Шведов М. С. К вопросу о диагенезе.— В кн.: Вопросы седиментологии. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Шумский П. А. Основы структурного ледоведения. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Щукин К. С. Общая геоморфология, I. М., Изд-во МГУ, 1960.
- Яковлев С. А. Гляциальная группа.— В кн.: Методическое руководство по изучению и геологической съемке четвертичных отложений, ч. I. М., Госгеолтехиздат, 1954.
- Aaltonen V. T. Zur Stratigraphie des Podsolprofils. 2.— *Communs Inst. Forest. Fenniae*, 1939, 27, H. 4.
- Allen J. R. L. Informational conglomerates and scoured surfaces in the lower Old Red Sandstone of the Anglo-Welsh cuvette. *Liverpool and Manchester Geol. J.*, 1962, 3, pt. 1.
- Andersson G. Solifluction, a component of subaerial denudation.— *J. Geol.*, 1906, 14, N 2.
- Baulig H. Le profile d'équilibre des versants.— *Ann. géogr.*, 1940, 49.
- Baulig H. Pénéplaines et pédiplaines.— *Bull. Soc. belge études géogr.*, 1956, 25, N 1.
- Blackwelder E. Desert plains.— *J. Geol.* 1931, 39, N 2.
- Blissenbach E. Geology of alluvial fans in semiarid regions.— *Bull. Geol. Soc. America*, 1954, 65, N 2.
- Bryan K. Erosion and sedimentation in the Papago County, Arizona.— *U. S. Geol. Surv. Bull.*, 1922, N 730-B.
- Bryan K. Cryopedology—the study of frozen ground and intensive frost-action with suggestions on nomenclature.— *Amer. J. Sci.*, 1946, 244, N 8.
- Büdel J. Die «periglacial»-morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas auf der ganzen Erde.— *Erdkunde*, 1953, 7, H. 4.
- Büdel J. Periodische und episodische Solifluktion im Rahmen der klimatischen Solifluktionstypen.— *Erdkunde*, 1959, 13, H. 4.
- Cailleux A. Études de cryopédologie. Paris, 1948.
- Chamberlin T. C. Proposed genetic classification of Pleistocene glacial formations.— *J. Geol.*, 1894, 2, N 2.
- Charlesworth J. K. The Quaternary era. London, 1957.
- Correns C. W., Engelhardt W. von. Neue Untersuchungen über die Verwitterung des Kalifeldspates.— *Chem. Erde*, 1938, 12, H. 1.
- Davis W. M. The geographical cycle.— *Geogr. J.*, 1899, 14.
- Davis W. M. Die erklärende Beschreibung der Landformen. 2-te Ausg., Leipzig — Berlin, 1924.
- Davis W. M. Shetfloods and streamfloods.— *Bull. Geol. Soc. America*, 1938, 49, N 9.
- Davison Ch. On the creeping of the soilcap through the action of frost.— *Geol. Mag.*, N. S., 1889, 6, N 6.
- Dylik J. Peryglacialne osady stokowe ritmicznie warstowane.— *Biul. periglacialny*, 1955, 3, N 2.
- Easterbrook J. Void ratios and bulk densities as means of identifying pleistocene tills.— *Bull. Geol. Soc. America*, 1964, 75, N 8.
- Eckis R. Alluvial fans of the Cucamonga district, Southern California.— *J. Geol.*, 1928, 36, N 3.
- Forel F. Études glaciaires. 5. Erosion ou excavation glaciaire?— *Arch. général*, 1910, 30.
- Gressly A. Observations géologiques sur le Jura Soleurois.— *Nouv. Mém. Soc. helvétique sci. natur.*, Neuchatel, 1838, 2.
- Guillien Y. Gél et degél du sol: les mécanismes morphologiques.— *Inform. géogr.*, 1949, 13, N 3.
- Guillien Y. Les grèzes litées de Charente.— *Rev. géogr. Pyénées et Sud-Ouest*, 1951, 22.
- Guillien Y. Les grèzes litées comme type de glaciis alluviales.— *C. r. Acad. sci.*, Paris, 1954, 244, N 5.
- Harrasowitz H. Laterit.— *Fortschr. Geol und Paleontol.*, 1926, 4, H. 14.
- Haug E. Le cycle des phénomènes géologiques. In: *La science au XX siècle*, années 1—2. Paris, 1903—1904.
- Holmes C. D. Till fabric.— *Bull. Geol. Soc. America*, 1941, 52, N 9.
- Jahn A. Some remarks on evolution of slopes on Spitzbergen.— *Z. Geomorphol.*, Suppl., 1960, Bd 1.
- Kieslinger A. Restspannung und Entspannung in Gestien.— *Geol. und Bauwesen*, Jg. 24, 1958, H. 2.
- King L. C. Canons of landscape evolution.— *Bull. Geol. Soc. America*, 1953, 64, N 7.
- Krumbein W. C. Preferred orientation of pebbles in sedimentary deposits.— *J. Geol.*, 1939, 47, N 7.

- Lawson A. C. The petrographic designation of alluvial fan formations.— Bull. Univ. California, Dept Geol., 1913, N 7.
- Lundquist G. The orientation of the block material in certain species of flow earth.— Geogr. ann., 1949, 31, H. 1—4.
- Mac Gee W. J. Sheetflood erosion — Bull. Geol. Soc. America, 1897, 8.
- Malaurie J. Le modèle cryo-nival des versants meubles de Skansen (Disko, Groenland).— Bull. Soc. géol. France, Sér. 6, 1953, 3, fasc. 7—8.
- Malaurie J. Gélifraction, éboulis et ruissellement sur la côte nord-ouest du Groenland (Ile de Disko, Terre d'Ingelfield et Terre de Washington).— Z. Geomorphol., 1950, Suppl., Bd. 1.
- Melton N. A. The geomorphic and paleoclimatic significance of alluvial deposits in Southern Arizona.— J. Geol., 1965, 73, N 1.
- Morawetz S. Beobachtungen auf Schuttkegeln.— Mitt. geogr. Ges. Wien, 1948, 90.
- Morawetz S. Beobachtung an Rinnen, Racheln und Tobeln.— Ztschr. geomorphologie, 1962, Bd 6, H. 3/4.
- Nye J. F. The mechanisms of glaciers flow.— J. Glaciol., 1952, 2, N 12.
- Raynal R. Les éboulis ordonnées au Maroc.— Biul. peryglacialny, 1960, 3, N 8.
- Richter K. Studien über fossile Gletscherstruktur.— Z. Gletscherkunde, 1929, 17, H. 1—3.
- Rózycki S. Z. Les oscillations climatiques pendant le «grand interglaciaire». In: Rep. of 6-th Internat. Congr. on Quaternary, v. 2». Łódz, 1964.
- Ruellan P. La solifluxion tropicale. In: Resumés des communs 18-me Congr. internat. géogr. Rie de Janeiro, 1956.
- Sapper K. Die Abtragungsvorgänge in den regenfeuchten Tropen und ihre morphologischen Wirkungen.— Geogr. Z., 1914, Bd 2.
- Sapper K. Das Landschaftsbild in seiner Abhängigkeit vom Boden. In: Handbuch der Bodenlehre, Bd 5. Berlin, 1930.
- Sapper K. Geomorphologie der feuchten Tropen. Leipzig, 1935.
- Schattner I. Weathering phenomena in the crystalline of the Sinai in the light of current nations.— Bull. Res. Council Israel, 1961, N 10-G, N 1—4.
- Schenk F. Solifluktion.— Z. Deutsch. geol. Ges., 1954, 105, Bd 2.
- Schmid J. Der Bodenfrost als morphologischer Faktor. Heidelberg, 1955.
- Sharp R. Ph. Soil structures in the St. Elias Range, Youkon territory.— J. Geomorphol., 1942, 5, N 4.
- Sharpe C. F. S. Landslides and related phenomena: a study of mass-movements of soil and rocks. N. Y., 1938.
- Slater G. Quaternary period. In: Handbook of the geology of Great Britain. London, 1929.
- Tricart J. Premières résultats d'expériences de solifluction périglaciaire.— C. r. Acad. sci., Paris, 1954, 238, N 2.
- Troll C. Strukturböden, Solifluction und Frostklimate der Erde. Geologie und Klima.— Geol. Rundschau, 1944, 34, H. 7/8 (Klimaheft).
- Troll C. Die Formen der Solifluktion und die periglaziale Bodenabtragung.— Erdkunde, 1947, 1, Lief. 4—6.
- Vageler P. Grundriß der tropischen und subtropischen Bodenkunde für Pflanze und Studierende. 2-te Aufl., Berlin, 1938.
- Virkkala K. On the bed structure of till in Eastern Finland.— Bull. Commis. géol. Finlande, 1952, N 157.
- Williams P. J. The direct recording of solifluction movement.— Amer. J. Sci., 1957, 255, N 10.
- Woldstedt P. Das Eiszeitalter. Grundlinien einer Geologie des Quartärs, Bd. 1. 2-te Aufl., Stuttgart, 1954.

О Г Л А В Л Е Н И Е

Предисловие	5
<i>Глава. I. Сущность учения о генетических типах как раздела геологической науки</i>	7
Основные особенности континентального литогенеза	7
Сущность понятия генетический тип континентальных осадочных образований	10
Генетические типы и фации	18
Генетические типы и формации	27
Место и роль учения о генетических типах в геологии осадочных образований	42
<i>Глава. II. Классификация генетических типов континентальных осадочных образований</i>	48
Обзор существующих опытов генетической классификации континентальных отложений	48
Принципы классификации генетических типов континентальных осадочных образований	52
О некоторых особенностях предлагаемой классификационной схемы	64
<i>Глава. III. Элювиальный процесс как форма гипергенеза и элювиальный ряд континентальных осадочных образований</i>	70
Постановка проблемы	70
Кора выветривания и элювий	73
Выветривание и элювиальный процесс	75
О стадиях и типах элювиального процесса	84
Почвообразование и его соотношение с элювиальным процессом	91
Субаэральный диагенез	100
Границы и объем элювиального ряда континентальных осадочных образований	111
Вспросы классификации элювиальных образований и генетические типы элювиального парагенетического ряда	118
<i>Глава. IV. Основные формы денудации склонов и генетические типы склоновых отложений</i>	126
Вводные замечания	126
О роли «крипа» (сседания) как фактора склоновой денудации и аккумуляции	127
Обваливание, осыпание и коллювий обрушения (обвальное и осыпное накопление)	131
Оползание и оползневые накопления	138
Солифлюкция и солифлюкционные накопления	145
Склоновый смыв и делювиальные отложения	156
<i>Глава. V. Аллювиальные и пролювиальные отложения</i>	173
Содержание термина аллювий и понятие о динамических фазах аллювиальной аккумуляции	173
Основные закономерности строения и формирования перстративного аллювия равнинных рек и его географические варианты	178
Особенности строения констративного аллювия равнинных рек и озерно-аллювиальных толщ аккумулятивных равнин	188
Об аллювии горных рек	193
Об объеме понятия пролювий	196
Закономерности строения пролювиальных отложений и проблема пролювиального отмучивания как возможного фактора лёссовобразования	199
<i>Глава. VI. Динамика ледниковой аккумуляции и основные особенности строения моренных отложений</i>	208
Генетические типы собственно ледниковых или моренных отложений	208
Динамика аккумуляции основных морен материкового оледенения	212
Главные особенности строения основных морен	217
Литература	230

CONTENTS

Foreword	5
Chapter I. Fundamentals of the studies of genetic types as a part of the geological science	7
The main features of the continental lithogenesis	7
The concept of a genetic type of continental sedimentary formations	10
Genetic types and facies	18
Genetic types and formations	27
The place and role of the study of genetic types in geology of sedimentary formations	42
Chapter II. Classification of genetic types of continental sedimentary formations	48
Review of the existing attempts of genetic classification of continental deposits	48
The classification principles of genetic types of continental sedimentary formations	52
On some specific features of the given classification scheme	64
Chapter III. Eluvial process as a hypergenesis form and the eluvial order of continental sedimentary formations	70
The formulation of the problem	70
Weathering crust and eluvium	73
Weathering and eluvial process	75
Stages and types of the eluvial process	84
Soilformation and its relation with the eluvial process	91
Subaerial diagenesis	100
Boundaries and the volume of the eluvial order of continental sedimentary formations	111
Some problems of classifications of eluvial formations and genetic types of eluvial paragenetic order	118
Chapter IV. The main forms of slope denudation and genetic types of slope deposits	126
Introductory notes	126
On the role of «creep» as a factor of slope denudation and accumulation	127
Rock falling, debris flacking off and the collaps colluvium	131
Sliding and landslide accumulations	138
Solifluction and solifluctional accumulations	145
Slope wash-down deluvial deposits	156
Chapter V. Alluvial and proluvial deposits	173
The meaning of the term «alluvium» and the concept of dynamic fases of the alluvial accumulation	173
Main regularities in the structure and formation of perstrative alluvium of the plain rivers and its geographic variants	178
Peculiarities of the structure of the constrative alluvium of the plain rivers and lacustrine-alluvial strata of the accumulative plains	188
On the alluvium of mountain rivers	193
On the concept proluvium	196
Some structure regularities of the proluvial deposits and the problem of the proluvial elutriation as a possible factor of loess formation	199
Chapter VI. Dynamics of glacial accumulation and the main features of the till structure	208
Genetic types of the proper glacial or till deposits	208
Dynamics of the inland ice till accumulation	212
The main features of the structures and fabric of tills	217
Bibliography	230
	239

Евгений Вергильевич Шанцер

**Очерки учения о генетических типах
континентальных осадочных образований**

*Утверждено к печати
Геологическим ин-том АН СССР*

Редактор издательства *И. М. Ерофеева*
Технический редактор *А. П. Ефимова*

Сдано в набор 13/XI-1965 г. Подписано к печати 9/III-1966 г.
Формат $70 \times 108^{1/16}$. Печ. л. 15. Усл. печ. л. 21. Уч.-изд. л. 21,5.
Тираж 1400. Т-03564. Изд. № 810/66. Тип. зак. 6006.

Цена 1 р. 63 коп.

Издательство «Наука»,
Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

2-я типография издательства «Наука»,
Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

ИСПРАВЛЕНИЯ И ОПЕЧАТКИ

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть
11	2—3 св.	не только своеобразию	не только по своеобразию
65	Таблица; графа 1 справа, 16 сн.	(возможно, не разработано	(возможно, но не разработа- но
82	13 св.	грубощетиный	грубощепный
128	20 сн.	часто	чисто

Е. В. Шандер

