

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

**ПРОЦЕССЫ
КОНТИНЕНТАЛЬНОГО
ЛИТОГЕНЕЗА**



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

71

ПРОЦЕССЫ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ЛИТОГЕНЕЗА

Труды, вып. 350



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА
1980



Academy of Sciences of the USSR
Order of the Red Banner of Labour Geological Institute

PROCESSES OF CONTINENTAL LITHOGENESIS

Transactions, vol. 350

Процессы континентального литогенеза. Труды ГИН АН СССР, вып. 350. М.: Наука, 1980.

В книге рассматриваются следующие проблемы: факторы и географическая зональность элювиального процесса и некоторые дискуссионные вопросы происхождения бокситов; важнейшие особенности генетических типов континентальных отложений вулканических областей; вопросы соотношения ледниковой экзарации и накопления морен на разных стадиях развития оледенения и особенности формирования их вещественного состава при ассимиляции пород ложа и подледном диагенезе, в частности в обстановке активного вулканизма; процессы осадконакопления, диагенеза и рудообразования в озерах северной гумидной зоны; значение особенностей строения и неотектонические деформации лёссовых толщ на примере Таджикистана для решения вопроса их генезиса.

Табл. 10. Ил. 46. Библ. 597 назв.

Редакционная коллегия:

академик *А.В. Пейве* (главный редактор),
В.Г. Гербова, В.А. Крашенинников, П.П. Тимофеев

Ответственный редактор

Е.В. Шанцер

Editorial board:

Academician *A. V. Peive* (editor-in-chief),
V. G. Gerbova, V. A. Krashennnikov, P. P. Timofeev

Responsible editor

E. V. Shanzer

ПРЕДИСЛОВИЕ

Разделы книги неоднородны по содержанию, но их тематика подчинена единой задаче — изучению процессов континентального литогенеза. Естественно, что равномерно охватить конкретными исследованиями все аспекты этой многогранной проблемы не под силу небольшому научному коллективу. Поэтому в течение ряда лет усилия авторов были сосредоточены на восполнении пробелов в знаниях, накопленных отечественной и мировой наукой в данной области путем решения отдельных избранных и достаточно разнотипных вопросов. Некоторые итоги этой коллективной работы и освещены в данной книге. Несмотря на некоторую неравноценность ее разделов, все они с указанной точки зрения дополняют друг друга.

Для изучения процессов континентального литогенеза первостепенное значение имеет выяснение динамики тех своеобразных форм аккумуляции, результатом которых служит образование закономерно построенных сочетаний осадков и горных пород, именуемых генетическими типами отложений. В вводном разделе книги показывается, что диагностика этих последних является одной из важных основ фациального и формационного анализа. При этом подчеркивается, что эта диагностика предполагает знание не только процессов седиментации первичных осадков, но и физико-химических особенностей среды их накопления, вызывающих испытываемые осадками син- и постседиментационные изменения, накладывающие порою весьма характерный отпечаток на весь облик формирующейся толщи. Изучение этих процессов раннего и позднего диагенеза органически входит, таким образом, в задачи учения о генетических типах отложений, которое следует рассматривать как составную часть общей теории литогенеза.

Для континентальных отложений, образующихся в субэвразальной или частично субэвразальной обстановке, главными агентами ранних постседиментационных изменений является та категория гипергенных преобразований минерального вещества, которую часто не совсем верно в целом именуют выветриванием и почвообразованием. Фактически под этими терминами многие геологи объединяют принципиально различные группы явлений: 1) формирование кор выветривания, или элювиальный процесс; 2) преобразование минерального вещества в толщах накапливающихся отложений и 3) почвообразование в прямом смысле слова, т.е. развитие почвы как геобиологической системы. Различие этих форм гипергенеза подчеркивается в вводном разделе книги.

Наиболее полно развитой формой гипергенеза является элювиальный процесс, знание закономерностей которого необходимо как главная основа познания всех остальных форм гипергенеза. Анализ факторов элювиального процесса и его географической зональности посвящен раздел книги, написанный А.Г. Черняховским. Особое внимание в нем уделено роли климата и минерального состава субстрата, на котором развивается кора выветривания.

В обстановке гумидного тропического климата среди продуктов переотложения элювия большое значение приобретают химически сносимые гидроокислы железа и алюминия. Обычно именно такое происхождение приписывается железистым латеритным корам и залежам бокситов. Их присутствие в ископаемом состоянии расценивается как однозначное свидетельство влажного и жаркого климата времени их образования. Поскольку теория бокситообразования имеет, кроме того, и большой практический интерес, этот вопрос является одним из особенно важных. Ему посвящен специальный раздел, написанный В.Н. Разумовой. В нем основное внимание уделено тем фактам, которые не находят пока вполне удовлетворительного объяснения с позиций хемогенно-осадочной и элювиальной (или элювиально-инфильтрационной) теорий. Этот критический анализ представляется наиболее ценным. Из него В.Н. Разумова делает вывод, что необходим коренной пересмотр существующих представлений о генезисе бокситов и в особенности о происхождении образующего их глинозема. Ею выдвигается идея об эндогенном источнике последнего и эксплозивно-гидротермальном механизме выноса его на поверхность. Надо сказать, что близкие по сути своей идеи высказывались и ранее по отношению к геосинклинальным месторождениям бокситов, особенности строения и условий залегания которых действительно во многом отличны от нормально осадочных образований. В.Н. Разумова распространяет свою гипотезу на все бокситовые месторождения. Следует подчеркнуть, что не все авторы книги разделяют взгляды В.Н. Разумовой, считая, что нет оснований к столь коренному пересмотру существующих ныне представлений. Однако несомненно, что предпринятый ею критический анализ фактов принесет существенную пользу.

Следующий раздел книги касается слабо разработанного вопроса о генетической классификации наземных и субаквальных вулканогенных отложений. Эта проблема рассматривается на

примере Исландии, являющейся областью проявления преимущественно базальтового вулканизма, с чем связана некоторая односторонность фактической базы. Особенно это касается относительно слабо развитых в данной обстановке пирокластических образований. Автор раздела А.Р. Гептнер воздержался поэтому от построения всеобъемлющей классификации генетических типов вулканогенных отложений. Но шаги, сделанные им в этом направлении, весьма весомы. Особенно важно подчеркнуть, что он, пожалуй впервые, постарался подойти к вопросу с точки зрения поисков классификационных критериев, принципиально аналогичных тем, которые используются при выделении генетических типов осадочных отложений. Особый интерес представляют описываемые им оригинальные субгляциальные вулканогенные накопления, кроме Исландии, не представленные сколько-нибудь полно ни в одной из областей современного активного вулканизма.

Далее следуют четыре раздела, составляющие часть книги, посвященную ледниковым отложениям и ледниковому типу литогенеза. Поскольку общие закономерности динамики накопления и строения основных морен были подробно разобраны в сравнительно недавно опубликованной специальной монографии Ю.А. Лаврушина, в данной книге не было смысла возвращаться к их всестороннему рассмотрению. Из относящихся сюда вопросов в данной книге этим автором рассматриваются лишь те, которые касаются преимущественно связи накопления морен со стадиями развития оледенения. Существенное внимание уделено особенностям ледового литогенеза в областях проявления активного вулканизма. Изучавший эти особенности А.Р. Гептнер показывает, что на формирование свойств и минерального состава морен большое влияние оказывает обилие реакционноспособного пеплового материала и разнообразные формы гидротермальной деятельности. Некоторые вопросы подледного диагенеза рассмотрены Ю.А. Лаврушиным и Ю.К. Голубевым в разделе, посвященном формам карбонатов в моренах. Специфические особенности вещественного состава морен бассейна р. Печоры, зависящие от характера пород ледникового ложа, освещаются А.Н. Симоновым.

Среди континентальных осадочных образований в значительной мере особняком стоят озерные отложения, так как на суше только они могут быть названы субаквальными в строгом смысле слова. Для их генетической типизации те черты, которые они получают в ходе диагенеза, приобретают поэтому столь же большое значение, как и признаки, обусловленные динамикой седиментации. Именно этот круг вопросов и был выдвинут на первый план при изучении отложений озерных водоемов. В данной книге их касается раздел, написанный Л.Е. Штеренбергом и посвященный современным осадкам озер северной гумидной зоны. В нем убедительно показывается, что на озерное осадконакопление и диагенез, равно как на связанное с ними железо-марганцевое рудообразование, влияет не только климат, но и состав пород водосбора. От него зависит масштаб поступления в озеро растворенных веществ, а следовательно, трофность водоема и степень развития населяющих его организмов, определяющая содержание органического вещества в осадках и ход диагенеза. Эти выводы заставили по-новому подойти и к вопросам географической зональности озерного осадконакопления.

Последний раздел книги написан А.А. Лазаренко и касается некоторых аспектов лёссовобразования в Таджикистане. Лёссы и лёссовидные породы, если понимать эти термины в чисто петрографическом значении, не являются представителями какого-то единого генетического типа отложений, что требует разностороннего и дифференцированного подхода к решению вопросов их происхождения в разных регионах суши. Особенно остро дискуссионной является проблема происхождения лёссов Средней Азии. А.А. Лазаренко не ставил своей задачей аргументацию вполне однозначного решения этой проблемы. Задача его была более скромной — обратить внимание на методические трудности решения проблемы и важность учета при ее разработке активных проявлений неотектоники. Только при изучении неотектоники, разработки детальной стратиграфической корреляции разрезов и реконструкции физико-географической обстановки времени лёссонакопления можно верно оценить возможную относительную роль различных факторов в формировании лёссовых толщ.

Из сделанного краткого обзора видно, что разделы данной книги касаются вопросов, относящихся к разным направлениям исследования. Но в целом они дают достаточно ясное представление о том широком подходе к разработке проблем континентального литогенеза, который характеризует работу научного коллектива, объединенного в лаборатории генетических типов континентальных отложений Геологического института АН СССР.

Е.В. Шанцер

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ВОПРОСЫ УЧЕНИЯ О ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПАХ ОТЛОЖЕНИЙ

СУЩНОСТЬ И ЗНАЧЕНИЕ ПОНЯТИЯ ГЕНЕТИЧЕСКИЙ ТИП ОТЛОЖЕНИЙ

Учение о генетических типах отложений признано в настоящее время подавляющим большинством советских исследователей одной из важнейших основ четвертичной геологии. Геологи, изучающие четвертичную систему, в немалой степени опираются на это учение в своих стратиграфических и палеографических построениях, а для картирования четвертичных отложений оно служит главной методической базой. Традицией отечественной геологии стало также выделение генетических типов отложений в более древних напластованиях вплоть до докембрийских. Это относится, однако, почти исключительно к континентальным осадочным образованиям, в приложении к которым А.П. Павлов [1888] и ввел впервые в науку этот термин. Гораздо менее популярно понятие "генетический тип" среди исследователей морских осадков, морских осадочных формаций и вулканогенных накоплений. Значение учения о генетических типах отложений вне рамок четвертичной геологии вообще явно недооценивается очень многими геологами. Это побуждает специально остановиться на вопросе о месте, которое должно принадлежать категории генетического типа отложений в системе геологических понятий.

Обычно этим термином пользуются в том смысле, который был дан А.П. Павловым в редакторских дополнениях к переводу книги Э. Ога [1924]. В нем указывалось, что в один генетический тип объединяются все отложения, образуемые деятельностью некоторого "определенного геологического агента". Однако специально-го разъяснения выделения таких "определенных агентов" при этом не приводилось, а краткие ссылки на конкретные примеры не полностью восполняли этот пробел. Впоследствии были предприняты попытки уточнения павловского определения. Но хотя их авторы и стремились найти возможно более удовлетворительную формулировку, все же добиться такой, которая совершенно не оставляла бы возможности различий в толковании, им не удалось. Так, Н.И. Николаев справедливо указал, что под "определенным геологическим агентом" подразумевается, собственно говоря, некоторый особый экзогенный физико-геологический процесс и предпринял попытку классификации таких процессов [Николаев, 1946, 1948]. Но это мало изменило положение, ибо оставались возможными альтернативные и значительно более дробные классификации. Автором данного раздела [Шанцер, 1966] было внесено дальнейшее уточнение. Было подчеркнуто, что речь должна идти о таких сложных процессах, которые различаются не только и даже не столько физической природой движущих факторов, сколько качественно своеобразными динамико- и историко-геологическими последствиями. Для наземных обстановок, которые тогда имелись в виду, подобные сложные процессы понимались как единство двух четко противоположных, но тесно причинно связанных фаз — качественно определенной формы денудации поверхности суши, с одной стороны, и сопряженной с нею динамически своеобразной формой аккумуляции — с другой. Примерами таких пар могут служить речная эрозия и накопление аллювия, ледниковая экзарация и накопление морен, склоновый смыв и формирование делювия и т.п.¹

¹ В упомянутой работе [Шанцер, 1966] подобные парные процессы были названы формами глиптогенеза, что сейчас представляется автору не столь удачным терминологическим нововведением, как казалось тогда.

Необходимо подчеркнуть, что под формой аккумуляции подразумевается при этом не особенность образования отдельно взятого типа осадка (т.е. не частная новизность седиментации в строгом смысле слова), а накопление некоторой своеобразной толщи наслоенных друг на друга осадков, которая только и понимается как отложения¹. Толща отложений того или иного генетического типа может состоять целиком из однородных осадков и горных пород, но весьма часто является сочетанием характерных осадков и пород, разных по составу, текстуре и механизму образования, но всегда чередующихся и сменяющих друг друга в вертикальном разрезе и по латерали по вполне определенной закономерности. Такие сочетания с описательно-литологической точки зрения представляются порою довольно гетерогенными, поскольку их компоненты действительно не тождественны литогенетически. Но в целом они все же генетически едины в том смысле, что все их члены возникают совместно или последовательно под воздействием одной и той же общей причины — динамики развития данной своеобразной формы аккумуляции как цельного сложного физико-геологического процесса. Генетические типы отложений — это, если можно так выразиться, синдинамичные парагенезы осадков и пород.

Динамика развития объективно существующих в природе качественно своеобразных форм аккумуляции определяется, с одной стороны, физической природой движущих их факторов, с другой — теми особенностями геологической обстановки, которые направляют деятельность этих факторов в определенное русло, обуславливая ее конкретные геологические последствия. Отсюда следует, что понятие закономерности строения и формирования отложений любого генетического типа возможно при условии не только собственно-литологического, но обязательно и динамико-геологического подхода к их изучению. Вообще учение о генетических типах отложений должно рассматриваться прежде всего как динамико-геологическая база литологических и палеогеографических исследований.

Но все эти уточнения не исключали возможности различий в подходе к выделению конкретных генетических типов отложений, а следовательно, и в толковании, если не сути, то емкости понятия. Критически рассматривая историю вопроса, приходишь к выводу, что определение, допускающее единственное жестко однозначное толкование, в данном случае вообще вряд ли возможно. Генетический тип отложений в павловском смысле, так же как, например, фация или формация, — это понятие, которое обозначает многокомпонентные геологические объекты, обычно связанные взаимопереходами и без четких естественных границ. Они легко расчленяются на ряд иерархически соподчиненных составляющих, критерии выделения которых мало отличаются или даже принципиально тождественны критериям выделения самих этих объектов, взятых в целом. Столь же легко они объединяются в еще более сложные комплексы на основаниях, аналогичных основаниям выделения объединяемых объектов. В итоге получаются многочисленные таксономические ряды, ко всем членам которых в равной или почти равной мере подходит одинаковое общее определение. И сколь бы тщательно ни подбиралась его формулировка, оно неизбежно теряет в связи с этим свою строгость, всегда допуская не вполне однозначное, а в конкретных случаях и существенно различное толкование. Оценка того, заслуживают ли отложения данного рода выделения в самостоятельный генетический тип или только в подтип одного из генетических типов или же они могут рассматриваться как целая группа нескольких генетических типов, зависит во мно-

¹ В соответствии с прочно сложившейся традицией слово "отложения" во множественном числе употребляется в отечественной геологии как собирательный термин, обозначающий некоторые комплексы осадков и горных пород, объединяемых по различным признакам — общности геологического возраста (девонские, юрские, четвертичные отложения), сходству вещественного состава (песчаные, глинистые, карбонатные отложения), типу среды и условий образования (морские, континентальные, субаэральные отложения), содержанию полезных ископаемых (соленосные, угленосные отложения), и, наконец, происхождению исходного материала и способу накопления (терригенные, вулканогенные, делювиальные отложения). В учении о генетических типах это слово также обозначает комплексы осадков и горных пород, в данном случае объединяемых общностью давшего им начало геологического процесса. Этот термин надо, следовательно, четко отличать от терминов "осадок" и "порода", обозначающих те элементарные компоненты, из которых слагаются отложения.

гом от индивидуального подхода к цели классификации, определяемого избранным направлением научных исследований и теми конкретными задачами, которые данному исследователю приходится решать. Единства в понимании таксономического ранга выделяемых генетических группировок можно достичь поэтому только путем соглашения, в какой-то мере учитывающего общегеологическое значение понятия "генетический тип отложений". Это требует, однако, возможно более четкого общего определения понятия, которое только и может гарантировать единство принципиального подхода к выделению генетических типов отложений.

Надо сознаться, что определение, помещенное в специальной монографии автора настоящих строк [Шанцер, 1966], отличалось чрезмерной сложностью и громоздкостью, делавшими его трудно воспринимаемым и недостаточно ясным. Кроме того, оно было сформулировано специально в приложении только к континентальным осадочным образованиям, тогда как генетические типы на аналогичных основаниях не только целесообразно, но и необходимо различать также среди морских и вулканогенных отложений. Очевидно, требуется более общее и ясное определение, которому, можно надеяться, удовлетворит следующая формулировка: *Генетический тип отложений — это совокупность осадочных или вулканогенных накоплений, возникающих в ходе одной из наблюдаемых в природе своеобразных по динамике развития форм аккумуляции, особенности которой определяют общность главных черт их строения как закономерных сочетаний (парагенезов) определенных осадков и (или) горных пород.*

Динамика развития данной формы аккумуляции обуславливает такие важные признаки генетического типа, как: условия и формы залегания относящихся к нему отложений, характерные особенности изменения вещественного состава и текстур составляющих осадков и пород в разрезе и в плане, морфологические соотношения и историко-генетические связи с синхронными формами рельефа и примыкающими по вертикали и по латерали отложениями других типов. Только при учете всей совокупности этих признаков и возможно обоснованное выделение генетических типов отложений как единых синдинамичных парагенезов осадков и пород, занимающих определенное место в строении и истории накопления всего комплекса осадочных и вулканогенных образований (взятого в целом), т.е. имеющих действительно общегеологическое значение.

Напомним, что в приведенной формулировке под формой аккумуляции имеется в виду процесс накопления толщ осадков и пород, объединенных в определенным образом построенные парагенезы, а не способ образования их отдельно взятых типов и разновидностей, являющихся членами этих парагенезов. Ход такого сложного процесса, определяемый природой его ведущего фактора и выражающийся в закономерной модификации сочетаний осадков и пород во времени и пространстве, и понимается как динамика развития данной формы аккумуляции.

Отсюда следует, что выделение генетических типов отложений должно основываться прежде всего на изучении процессов их формирования. Это выдвигает на первый план метод актуализма в самом широком его понимании. Большинство подлежащих изучению процессов протекает настолько медленно, что на протяжении жизни одного человека, а часто и многих поколений людей, путем прямых наблюдений в природе не удается выяснить все особенности процесса, важные для понимания и объяснения его результатов. Для очень многих из них практически неосуществимо и сколько-нибудь полное моделирование. Поэтому необходимым элементом анализа становится сравнительное изучение разрезов отложений, достаточно полно развитых, но продолжающих еще накапливаться или геологически недавно закончивших накопление и сохранивших в почти нетронutom виде все особенности своего строения, условий залегания и соотношений с рельефом и синхронными образованиями иного типа. При сопоставлении с прямыми наблюдениями в природной обстановке и экспериментальными данными это позволяет с большой достоверностью восстановить и теоретически осмыслить историю и динамику их формирования. При таком подходе можно с должной объективностью отсеять главное от второстепенного и выделить в качестве самостоятельных генетических типов отложений только такие сочетания осадков и пород, которые возникают в ходе проявлений

действительно существенно различных по динамике и историко-геологической роли форм аккумуляции. Полезно для пояснения сказанного обратиться к конкретным примерам.

Как было показано автором более четверти века тому назад [Шанцер, 1951], наиболее типично развитый перстративный аллювий равнинных рек складывается из трех главных составляющих — руслового, пойменного и старичного аллювия. Каждому из них присущи свои специфические особенности динамики и условий накопления и сложены они различными по составу и текстуре осадками, образующими закономерные парагенезы. Поэтому если рассматривать каждый из них изолированно, то можно было бы прийти к выводу, что они заслуживают выделения в самостоятельные генетические типы отложений, и формально такое решение вопроса не противоречило бы приведенному выше определению. Но анализ процесса формирования аллювия приводит к иному выводу.

Как бы ни различались русловые, пойменные и старичные отложения, их происхождение обусловлено одной и той же общей причиной — гидродинамикой, гидрологическим режимом и особенностями геологической деятельности речного потока. Эта общая причина определяет последовательность их образования во времени и пространственные взаимоотношения в разрезе. Более того, эти отложения являются членами более сложного комплекса осадочных образований, вне которого в отрыве друг от друга генезис ни одного из них невозможно понять. Убедительные иллюстрации того, к каким серьезным ошибкам в геологическом истолковании разрезов аллювия влечет недоучет этого обстоятельства, приводились автором ранее [Шанцер, 1951, 1967]. Только рассматривая процесс формирования аллювия в целом как единую форму осадочной аккумуляции и поняв его общие закономерности, можно верно объяснить возникновение, условия образования и взаимосвязи этих трех его компонентов. Отсюда вытекает, что аллювий равнинных рек следует рассматривать как единый генетический тип отложений, а русловые, пойменные и старичные парагенезы осадков лишь как его фации или группы фаций.

Обратимся к другому примеру. Субазральные устьевые выносы временных и иссякающих в низовьях постоянных рек и ручьев объединяются широко понимаемым термином "пролювий" [Шанцер, 1966; Елисеев, 1970]. Ведущим фактором его накопления являются русловые водные потоки, деятельность которых вызывает и формирование аллювия. Однако пролювий образуется в таких геоморфологических и климатических обстановках, которые существенным образом изменяют характер этой деятельности. Поэтому процесс его накопления протекает иначе, а образующаяся толща обладает иными формами залегания (конусы выноса, пролювиальные предгорные шлейфы) и иной, не свойственный аллювию, радиальной смесью типов слагающих осадков. Своеобразным оказывается и место, занимаемое пролювием в составе осадочного чехла суши, а его присутствие в толщах континентальных осадочных формаций имеет иной историко-геологический смысл, чем присутствие аллювия. Все это вместе взятое заставляет рассматривать образование пролювия как особую форму наземной осадочной аккумуляции, а сам пролювий как самостоятельный генетический тип отложений, хотя и близкий к аллювию, но все же существенно от него отличный.

Значительно менее ясными представляются на первый взгляд причины выделения в качестве особых генетических категорий таких отложений, как флювиогляциальные и озерно-ледниковые. Флювиогляциальные отложения образуются турбулентными потоками талых ледниковых вод, гидродинамически подобных обычным рекам. И если динамика накопления тех из них, которые отлагаются внутри ледника, во многом своеобразна, то для образующихся за его пределами отложений она уже мало чем отличается от динамики накопления обычного аллювия. В еще большей степени это касается озерно-ледниковых образований, возникающих в водоемах, гидродинамически отличных от всех остальных озер разве что тем, что их питают талые воды ледника. Однако, как было показано ранее [Шанцер, 1966], все водно-ледниковые отложения, образующиеся внутри и по ближайшей периферии ледника, столь тесно связаны с его существованием, что условия и формы залегания их, а также происхождение, подобно происхождению собственно ледниковых отложений

или морен, могут быть верно поняты только как одно из проявлений оледенения. Водно-ледниковая аккумуляция во всех своих формах представляет собою нераздельную составную часть накопления всего комплекса ледниковых отложений, и динамика ее развития стоит в прямой зависимости от динамики развития оледенения. Тесная генетическая и парагенетическая связь флювиогляциальных и озерно-ледниковых отложений с отложениями собственно ледниковыми и является причиной их противопоставления аллювию и обычным озерным отложениям.

Приведенные примеры достаточно разъясняют принимаемый нами принципиальный подход к выделению генетических типов отложений, и ими можно ограничиться. Остается, однако, необходимость остановиться на другой стороне вопроса. При принятом нами понимании термина "генетический тип отложения" он, очевидно, неприменим к отдельно взятым, порою достаточно разнообразным, разновидностям осадков и пород, составляющих отложения данного генетического типа и нередко близких или тождественных входящим в состав генетически иных парагенезов. Нет сомнения, что и среди них следует выделять свои особые генетические типы, которые различаются текстурными признаками и чертами вещественного состава, отражающими особенности исходного материала и механизм процесса его седиментации. Но надо подчеркнуть, что это уже генетические категории не просто более низкого таксономического ранга по сравнению с генетическими типами отложений, а принципиально отличные от них как по сущности объектов, к которым они относятся, так и по критериям выделения. Исходя из этого, во избежание терминологической путаницы автор предложил [Шанцер, 1966] называть их "литогенетическими типами осадков", термином, заимствованным у Ю.А. Жемчужникова и В.С. Яблокова [Аллювиальные отложения. . . , 1954]. На этом вопросе придется остановиться подробнее, так как он имеет принципиальное значение.

В одной из недавних работ П.П. Тимофеев [1975, с. 184] высказал мнение, что вышеуказанное терминологическое заимствование неправомерно, поскольку его введение "по непонятным причинам" якобы "передельивает" в литогенетический тип осадка термин "литогенетический тип отложений", предложенный ранее научным коллективом под руководством Ю.А. Жемчужникова. Однако в написанном Ю.А. Жемчужниковым и В.С. Яблоковым предисловии к только что упомянутой коллективной монографии [Аллювиальные отложения . . . , 1954, с. 4] содержится следующее определение: "... под литогенетическим типом подразумевается тип породы, обладающий совокупностью определенных генетических признаков (признаков исходного осадка)". Из слов, взятых в скобки, ясно, что авторы определения имели в виду именно генетические признаки осадка, сохранившиеся в породе, но никак не отложения в поясненном выше смысле. Это вытекает и из заключительного раздела монографии, написанного Ю.А. Жемчужниковым, где сказано "... литогенетические, т.е. первичные, признаки п о р о д ы (о с а д к а)" (разрядка моя. — Е.Ш.) противопоставляются признакам "самого аллювия", т.е. аллювиальных отложений. Таким образом, вводя термин "литогенетический тип осадка", автор настоящих строк отнюдь не "переделал" смысл, который был вложен в него Ю.А. Жемчужниковым и В.С. Яблоковым, а лишь уточнил данную ими редакцию.

Правда, в разделе той же монографии, принадлежащем П.П. Тимофееву, равно как и в его более ранней статье [Тимофеев, 1952], действительно говорится о литогенетических типах отложений, а не осадков. В более поздней коллективной монографии [Жемчужников и др., 1959] даже целый раздел озаглавлен "Выделение литогенетических типов отложений". Но в определении, которым он начинается (с. 54), повторена в несколько расширенном виде та же самая формулировка, что и в цитированной более ранней редакции¹. Она вступает в противоречие с заглавием раздела, если только не отождествлять понятия осадок (порода) и отложения. По сути дела, на путь такого отождествления и становятся авторы обеих монографий и в особенности П.П. Тимофеев. Наиболее отчетливо это видно из его книги,

¹ Эта формулировка гласит: "литогенетический тип (или генетический тип породы) — это порода, обладающая определенными первичными признаками, отражающими условия накопления и формирования осадка" [Жемчужников и др., 1959, с. 54]. Следовательно, и на этот раз речь идет о породах и осадках, а отнюдь не об отложениях в принятом здесь понимании.

посвященной юрской угленосной формации Сибири [Тимофеев, 1969]. В ней эти оба понятия уже прямо приравниваются друг к другу, что вытекает из следующего определения: "под литогенетическим (генетическим) типом отложений (осадка) автор понимает ..." [Тимофеев, 1969, с. 134] (далее следует почти буквальное повторение ранее приведенных формулировок).

Еще ранее П.П. Тимофеев изменил терминологию, придя к формулировке, с которой нами был начат разбор вопроса [Тимофеев, 1975]. В ней мы читаем: "... в настоящее время под генетическим типом осадка автор понимает один или несколько литологических (гранулометрических) типов осадков, обладающих совокупностью родственных генетических (первичных) признаков, которые отражают общность условий их накопления" (Тимофеев, 1975, с. 184). А несколько ниже указывается, что прежний термин "литологический тип отложений" ... следует считать синонимом "генетический тип осадка" в современном определении". Итак, в конце концов П.П. Тимофеев "переделывает" первоначальный термин, по существу, таким же самым образом, каким его "переделал" ранее автор настоящей работы. На этот раз причины "переделки" не кажутся уже для него "непонятными", видимо, потому, что им отбрасывается приставка "лито-" и вместо "литогенетического" получается просто генетический тип осадка. Это ни в коей мере не меняет, однако, сути дела. Без приставки "лито-" действительно можно обойтись и спорить по поводу нее здесь было бы излишним¹.

Казалось бы, на этом можно поставить точку, так как в чисто терминологическом плане позиции как будто бы сошлись. Но на деле все же обнаруживаются существенные различия.

П.П. Тимофеев [1975, с. 186] считает, что в павловском понимании "... учение о генетических типах континентальных отложений практически ограничивается только четвертичными отложениями, притом предпочтительно наиболее молодыми образованиями, которые доступны для непосредственного обзора". И "... если геологи, изучая молодые образования, ... вначале определяли генетический тип, а затем исследовали его составные части, то на древних отложениях геологи должны по отдельным разрезам восстанавливать единое целое. Здесь уже генетический тип, по А.П. Павлову, есть не исходный, а конечный результат исследования". Отсюда он делает вывод, что "... следует принять определение, которое используется литологами — дочетвертичниками" (т.е., видимо, его собственное определение генетического типа осадка), а генетический тип отложений в понимании А.П. Павлова "... сделать синонимом группы отложений (генетическая группа аллювиальных отложений, генетическая группа пролювиальных отложений, генетическая группа озерных отложений, генетическая группа лагунных отложений и т.д.). Каждая генетическая группа отложений тогда будет состоять из генетических типов осадка" и "... генетический тип отложений по А.П. Павлову будет точно по объему и содержанию соответствовать понятию генетическая группа отложений" [Тимофеев, 1975, с. 186].

Из всего этого видно, во-первых, что понятия "осадок" и "отложения" по-прежнему практически отождествляются (генетическая группа отложений оказывается группой генетических типов осадка). Во-вторых, П.П. Тимофеев все же использует павловское понятие генетический тип отложений и, по крайней мере, как он сам считает, воскрешает его только под другим именем "генетической группы отложений". Казалось бы, зачем в таком случае, пренебрегая правилом научного приоритета, переименовывать давно распространившийся термин, ставший общепринятым именно в павловском смысле? Это тем более непонятно, что и сам П.П. Тимофеев

¹ П.П. Тимофеев аргументирует изъятие приставки "лито-" тем, что по смыслу она должна относиться к породе, а не к осадку, из которого порода произошла. Осадкообразование (седиментогенез) вообще противопоставляется им пороодообразованию (литогенезу) как принципиально отличному явлению превращения осадка в породу. Надо сказать, что подобное противопоставление, с нашей точки зрения, достаточно искусственно, и есть больше оснований рассматривать седиментогенез как раннюю стадию литогенеза, а осадок — как младенческое состояние породы, переход от которого к "взрослому" весьма и весьма условен. Но этот вопрос выходит уже за рамки рассматриваемой темы.

и исследователи, работающие под его руководством, широко пользуются такими чисто павловскими понятиями, как пролювий или делювий. Однако вопреки мнению самого П.П. Тимофеева между его "генетической группой" и "генетическим типом" А.П. Павлова, по-видимому, имеется немаловажное различие.

"Генетическая группа" П.П. Тимофеева, по крайней мере, если судить по его статье 1975 г., выступает как объединение изучаемых порознь в "отдельных обнажениях" осадков, родственных по "условиям накопления". Выходит, что это чисто родовая классификационная категория. В классификации осадков она играет примерно ту же роль, что, скажем, гранитоиды или габброиды в петрографической классификации интрузивных пород. К ней причисляются все осадки, обладающие некоторыми определенными признаками, независимо от того, где и в каких сочетаниях с другими осадками они встречены. Генетический тип отложений по А.П. Павлову — это понятие совсем иного рода. Оно обозначает вполне определенные закономерные сочетания (парагенезы) осадков (и пород), реально наблюдаемые в природе. Принадлежность данного конкретного типа осадка к отложениям того или иного генетического типа устанавливается отнюдь не только и даже не столько по его индивидуальным генетическим признакам, сколько по вхождению в состав строго специфического типа этих парагенезов.

Воспользуемся примерами "литогенетических типов отложений" (или "генетических типов осадка в современной терминологии"), которые были выделены П.П. Тимофеевым при его исследованиях аллювиальных отложений донецкого карбона [Аллювиальные отложения . . ., 1954]. Среди них мы находим "песчаник средне- и мелкозернистый с ритмической сортировкой зерен и косой крупной однонаправленной сходящейся слоистостью". Такой песчаник несомненно произошел из осадка, образовавшегося в русле турбулентного водного потока. Это — "условия его накопления". Но подобного рода осадки могут быть членами отложений, относимых к различным генетическим типам — аллювию, флювиогляциальным отложениям, пролювию. Также точно и "алевриты с горизонтальной прерывисто-волнистой и линзовидной слоистостью и растительным детритом" могут с равной вероятностью быть осадками, возникшими на пойме или в старице реки, в озерном водоеме или даже в обстановке морской литорали (например, на ваттах). Решение вопроса зависит от того, в состав какого типа парагенезов они входят — типично аллювиальных, типично озерных или литоральных.

Отсюда вытекает, что П.П. Тимофеев не прав, когда утверждает, что геолог, изучающий дочетвертичные отложения, должен идти только от частного к общему, от "отдельных разрезов" к "восстановлению единого целого". Чтобы верно восстановить это единое целое, его надо прежде всего правильно представить, что возможно только на основании знания особенностей строения парагенезов осадков, характерных для разных генетических типов отложений в павловском их понимании. Иначе не исключено ошибочное объединение в якобы "единое целое" фактически не соединимых осадков и, наоборот, разъединение таких их типов, которые в действительности тесно парагенетически связаны. Целенаправленный поиск подобных парагенетических связей в работе "литолога-дочетвертичника" мыслим только при условии понимания их природы, т.е. на основе учения о генетических типах отложений именно в павловском смысле. Вытекающие из этого учения общие представления являются не менее важным исходным пунктом исследования, чем изучение отдельных геологических разрезов¹.

Пример позиции П.П. Тимофеева хорошо иллюстрирует широко распространенную недооценку значения учения о генетических типах вне рамок четвертичной геологии, даже в приложении к континентальным, не говоря уже о морских или вулканогенных формациях. Между тем, хотя основы этого учения и были заложены А.П. Павловым в приложении к наземным четвертичным отложениям, в принципе оно имеет гораздо более общее значение. Это понимал Н.С. Шатский [1960], ког-

¹ Оговоримся, что фактически П.П. Тимофеев в своих исследованиях древних осадочных формаций идет также именно этим путем, заранее зная, какие сочетания осадков типичны для аллювия, пролювия или какого-либо иного генетического типа отложений в толковании А.П. Павлова и его последователей.

да предложил схему типов ассоциаций осадочных горных пород. Среди этих ассоциаций он различал две категории: отложения и формации. Под отложениями им понимались "... те сообщества, которые называются литолого-генетическими комплексами или генетическими типами отложений в том смысле этого термина, в каком впервые он был предложен А.П. Павловым" [Шатский, 1960, с. 4]. При этом подчеркивалось, что "... генетические типы континентальных (субаэральных) отложений, как более легко поддающиеся актуалистическому анализу, разработаны гораздо лучше, чем морские и океанические ассоциации этого типа. Введение в исследование современной методики океанографии, особенно методов визуальных подводных наблюдений и фото, может резко изменить наши представления об субаквальных условиях образования осадков и о самих этих отложениях" [Шатский, 1960, с. 4].

К настоящему времени действительно стало очевидным большое динамическое разнообразие процессов аккумуляции морских и океанических отложений. А вместе с тем возникла не только возможность, но и необходимость выделения среди них ряда генетических групп, вполне соответствующих по своей природе генетическим типам в павловском понимании. Особыми генетическими типами или группами генетических типов несомненно являются, например, широко известные и уверенно распознаваемые в составе древних осадочных формаций такие образования, как толщи турбидитов или рифогенные накопления. Закономерностям их строения и формирования посвящено уже немало специальных работ. Правда, при этом к ним обычно не применяется сам термин "генетический тип отложений" и чаще всего они понимаются как фации или группы фаций. Это, однако, не меняет сущности дела и связано с исторически укоренившейся традицией, обусловленной особенностями общей картины морского и океанического осадконакопления.

Для поверхности суши, даже в пределах ее равнинных территорий, характерна часто весьма прихотливая смена на коротких расстояниях резко различных по динамике форм аккумуляции, а соответственно и разных генетических типов отложений. Без выделения последних невозможно разобраться в пестрой мозаике континентального литогенеза. В противоположность этому обширнейшие просторы морского и океанического дна отличаются большой динамической однородностью процессов аккумуляции. Так, все пелагические отложения колоссальной по площади океанической абиссали независимо от вещественного состава с этой точки зрения практически не отличаются друг от друга. Разнообразнее динамика осадконакопления в пределах шельфа. Но и здесь большие пространства морского дна заняты отложениями, крайне однообразными по способу накопления и строению. На таком общем фоне резко бросаются в глаза не различия их генетических типов, а признаки, связанные с изменениями физических и биотических характеристик среды осадконакопления, происходящими по мере движения от берега в глубь моря.

Закономерности этих изменений с давних пор служат основой классической формы фациального анализа — важнейшей базы литологического исследования результатов, обеспечивающей удовлетворительное решение большинства возникающих при этом задач. Поэтому выделение фаций на основе различий вещественного состава горных пород и характера захороненных в них остатков организмов стало столь привычным, что тем же термином "фация" обычно обозначают и комплексы осадков, по сути дела соответствующие понятию генетического типа отложений.

Неоднородность динамики аккумуляции морских и океанических отложений является ныне общеизвестной истиной. Наиболее разнообразна и изменчива она на материковом склоне и у его подножий, по периферии глубоководных впадин окраинных и внутренних морей, на участках шельфа с неровным рельефом дна и особенно в пределах литорали и примыкающей мелководной части сублиторали. Многие из образующихся в этих условиях отложений столь своеобразны по процессам формирования, строению и составу, что как бы выпадают из обобщенной "нормальной" схемы латеральной смены фаций. Верно истолковать их происхождение и палеогеографическое значение можно только изучая их как динамически обусловленные закономерные сочетания осадков, т.е. как генетические типы в принятом

нами понимании. И подобные случаи в практике геологических исследований отнюдь не редки, поскольку значительная часть осадочных формаций накапливалась в прошлом именно в условиях, аналогичных указанным.

В геологической литературе имеется не так уж мало примеров изучения морских отложений именно под этим углом зрения. В.Т. Фроловым [1968, 1970] была составлена даже развернутая схема классификации их генетических типов на динамической основе, не получившая, правда, широкой известности. Внимательное рассмотрение этой схемы показывает, что она далека от совершенства. Наиболее существенным ее недостатком является все то же отсутствие четкого разграничения типов отложений в поясненном выше понимании и типов осадков. Так, в качестве особых генетических типов в ней фигурируют пелагические отложения, с одной стороны, и планктоногенные — с другой. Между тем многие пелагические отложения как раз нацело слагаются планктоногенными осадками (фораминиферовыми, диатомовыми илами и пр.). В то же время отнесенные в этой схеме к планктоногенному типу осадки некоторых литоральных обстановок входят в состав отложений, совершенно иных по общей динамике аккумуляции, если их рассматривать как закономерно построенные сочетания осадков. Эти и другие недостатки схемы В.Т. Фролова заставляют рассматривать ее лишь как первую, интересную, но во многом и неудачную попытку построения классификации генетических типов морских и океанических отложений, разработка которой остается еще нерешенной задачей. Пока, кроме упомянутых выше турбидитов и рифовых построек, можно с большей или меньшей уверенностью указать еще лишь некоторые отдельные генетические типы или их группы. К ним, по-видимому, следует отнести накопления батальных конусов выноса подводных каньонов, возможно также отложения зон деятельности глубоководных донных течений (в состав которых входят так называемые "контуриты"), оползневые и другие гравитационные накопления подножий подводных склонов (субмаринный коллювий), а в литорали — отложения пляжей и штормовых валов, ваттов, мангровых зарослей и некоторые другие образования.

Генетические типы вулканогенных накоплений и их группы выделяются уже сейчас с большей уверенностью [Мелекесцев и др., 1970], и имеются опыты их классификации [Ботвинкина, 1974]. Этому вопросу посвящен в настоящей книге специальный раздел, написанный А.Р. Гептнером. Поэтому здесь ограничимся лишь указанием, что такие вулканогенные образования, как лавы, отложения направленных взрывов и пирокластических потоков, отложения пеплопадов, различаются по динамике аккумуляции не менее резко, чем генетические типы континентальных осадочных отложений и их группы.

ДИАГНОСТИКА ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ ОТЛОЖЕНИЙ КАК СОСТАВНАЯ ЧАСТЬ ФАЦИАЛЬНОГО И ФОРМАЦИОННОГО АНАЛИЗА

Отложения практически всех генетических типов за геологически очень короткие сроки приобретают все характерные черты строения закономерных парагенезов осадков и пород. Для тех из них, формирование которых связано с одноактными или повторяющимися импульсными процессами катастрофического характера, вроде горных обвалов или вулканических извержений, эти сроки измеряются сутками, часами и даже минутами. Но и те, накопление которых протекает весьма медленно, подобно, например, пелагическим отложениям океанов, обнаруживают все типичные диагностические признаки строения толщ уже по истечении промежутков времени порядка столетий, тысячелетий, в крайнем случае десятков или первых сотен тысяч лет. Многим, если не большинству из них, свойственна также приуроченность к ограниченным площадям, поскольку процессы, приводящие к их накоплению, привязаны либо к отдельным формам и элементам рельефа суши, морского и океанического дна, либо к иного рода разобщенным очагам, как большинство вулканических явлений. Поэтому диагностика генетических типов отложений является важным средством восстановления текущей геологической ситуации и ее изменений в пространстве и во времени. В сочетании с обычным фациальным анализом она обогащает его динамико-геологический аспект, столь необходимый для понимания

происхождения и генетических взаимосвязей горных пород и приуроченных к их толщам полезных ископаемых.

Как было указано ранее [Шанцер, 1966], и сами генетические типы отложений можно трактовать как фации, если понимать фацию достаточно широко. Но это все же фации особого рода. Во-первых, они выделяются на динамической основе, а не по признаку общих различий среды осадконакопления или "ландшафта", как нередко выражаются. Во-вторых, их материальное выражение — это не фациальные типы отдельно взятых осадков, а сходные по динамике аккумуляции закономерные парагенезы последних. Это, следовательно, категории генетические и динамико-геологические, а не преимущественно палеогеографические, какими являются обычно выделяемые фации. Распространение на них того же самого термина чревато поэтому путаницей понятий, и генетический тип отложений в применении к ним представляется в связи с этим наиболее удачным из введенных до сих пор в науку терминов.

Важность динамического подхода к изучению происхождения и истории формирования геологических напластований признает отнюдь не только пишущий эти строки. Особенно настойчиво отстаивает его В.И. Попов [1950, 1954, 1956, 1957, 1976; Попов и др., 1956], считающий динамический принцип даже главной основой фациального анализа. В его позиции можно найти немало сходного с установками, развиваемыми в настоящей работе. Но далеко не со всеми его положениями можно и безоговорочно согласиться. В частности, это относится к его оценке понятия "генетический тип отложений" в принятой нами его трактовке, на чем следует специально остановиться.

В.И. Попов называет генетические типы, по А.П. Павлову, "мочодинамическими", поскольку они объединяют отложения, возникшие в результате деятельности одного фактора. При этом, однако, павловские генетические типы отложений, по сути дела, отождествляются с литогенетическими типами осадков по Ю.А. Жемчужникову и др., хотя, как было показано выше, между этими понятиями существует принципиальное различие. Особенно ясно это отождествление видно на примере одной из последних статей В.И. Попова [1976, с. 14]. В доказательство приведем два отрывка из ее текста. Вначале здесь упоминаются "... монодинамические типы осадков, иначе называемые литогенетическими (термин геологов-угольщиков)", а далее сторонники павловской концепции именуются как "... исследователи генетических типов осадков по А.П. Павлову..." (разрядка моя. — Е.Ш.). Если так толковать "монодинамичность", то генетические типы отложений по А.П. Павлову окажутся фактически полидинамическими. Ярким примером может служить аллювий, слагаемый осадками, весьма различными по динамике образования (русловой, старичный и пойменный аллювий). Но и такой на первый взгляд более "монодинамичный" генетический тип отложений, как делювий, фактически сложен осадками, способ образования которых достаточно динамически различен. Это позволяет [Лаврушин, 1965; Шанцер, 1966] выделить в его толще ряд именно динамически отличающихся фаций. В.И. Попов определенно смешивает существенно разные вещи — динамику седиментации разных типов индивидуальных осадков и динамику аккумуляции их естественных парагенезов, каковыми являются генетические типы отложений сторонников павловских представлений.

Весьма спорно и другое утверждение В.И. Попова, на основании которого он считает выделение генетических типов отложений по А.П. Павлову мало пригодным для целей фациального расчленения осадочных толщ. Он полагает [Попов, 1976, с. 13], что любой из них "... охватывает лишь ничтожную часть поверхности Земли...", многократно чередуясь, таким образом, с другими монодинамическими типами. Поэтому в каждом из более или менее значительных ландшафтов, даже таких сравнительно небольших, каким является любая речная долина и любой овраг, можно найти целый комплекс различных монодинамических типов осадков". Если речь идет о типах осадков, то это действительно верно. Если же говорить о генетических типах отложений в павловском смысле, то это отнюдь не так. Аллювий, например, покрывает обширные территории ряда аккумулятивных равнин, а слагаемые им днища и террасы речных долин образуют густую сеть, распространяющуюся на огромные пространства суши. Делювий одевает склоны этих долин также на

больших протяжениях и т.п. Разные генетические типы отложений иногда действительно многократно чередуются на небольших участках земной поверхности. Но это, во-первых, относится почти исключительно к областям суши с расчлененным рельефом или к морской литорали. В обоих случаях это касается отложений либо редко встречающихся в составе древних осадочных формаций, либо не играющих значительной роли в их строении. Во-вторых, возможность детального генетического расчленения отложений на динамической основе вовсе не является излишней даже при изучении этих древних формаций. Что же касается новейших, в частности четвертичных образований, то ее использование просто необходимо для понимания истории их накопления и особенностей строения.

В.И. Попов считает, что основой фациального и формационного анализа должно быть выделение более крупных "полидинамических" комплексов, отвечающих некоторым фациальным поясам и составляющим их зонам, рассматриваемым как природные "ландшафтно-фациальные единицы". Эти пояса, по его представлениям, правильно сменяют друг друга "... в общем ряду, формирующемся по пути движения осадков с поднятий к депрессиям" [Попов, 1957, с. 13]. Каждый из них "... обладает собственной организацией движения и развития слагающих его осадков и вытекающими отсюда характерными их особенностями". В то же время каждая из природных фациально-ландшафтных единиц всегда "полидинамична" и поэтому в ее пределах "... закономерно связано несколько сопряженных друг с другом монодинамических типов" [Попов, 1976, с. 13].

Наиболее наглядно эти идеи воплощены в неоднократно публиковавшейся схеме соотношения фациально-ландшафтных поясов и зон в предгорьях и подгорных депрессиях [Попов, 1950, 1957; Попов и др., 1956]. Анализируя эту схему, неожиданно обнаруживаешь в ней много общего с нашими схемами классификации генетических типов континентальных отложений [Шанцер, 1950, 1966]. Так, в обозначенном на ней склоновом (коллювиальном) поясе узнается склоновый, или коллювиальный, ряд генетических типов, в долинно-потоковом — аллювий горных рек, в подгорно-веерном, или пролювиально-равнинном, — пролювий в его широком понимании, в аллювиально-равнинном — аллювий равнинных рек. Иными словами, бросается в глаза если не полное тождество, то очень большая близость "полидинамических" фациально-ландшафтных поясов В.И. Попова с генетическими типами отложений или их группами в смысле сторонников павловской традиции якобы "монодинамического" их понимания. А свойственная этим поясам "собственная организация движения и развития слагающих их осадков" представляется поэтому едва ли не полным аналогом специфической для каждого генетического типа формы аккумуляции в поясненном выше значении. Да и сама группировка отложений по "фациально-ландшафтным поясам" весьма напоминает по своему принципу группировку генетических типов, предложенную автором [Шанцер, 1966], в которой основным критерием также являлось место, занимаемое ими на общем миграционном пути осадочного материала по поверхности суши. Возникает законный вопрос — чем же, кроме терминологии, отличается позиция В.И. Попова от установок, излагаемых в настоящей работе?

Во-первых, это различие обнаруживается в необоснованном, на наш взгляд, стремлении представить схему "фациально-ландшафтных поясов", разработанную на частном примере аридных предгорий и "подгорных депрессий" (т.е. предгорных прогибов и межгорных впадин) Средней Азии, как схему универсальную. По представлениям В.И. Попова, каждый из этих поясов характеризуется аналогичной внутренней зональной дифференциацией. Внутри каждого из них "... вначале откладываются более грубые обломочные осадки, далее все более тонкие (пелитовые), позднее коллоидные (гелевые), затем химические и биохимические (кристаллизационные или легко перекристаллизуемые — карбонатные, сульфатные, хлоридные и др.) и, наконец, органогенные (углеродистые). Последние типичны для концевых застойных зон, которые появляются во всех достаточно развитых фациальных поясах" [Попов, 1957, с. 13]. Эти представления вступают в некоторое противоречие даже с рассмотренной выше схемой самого В.И. Попова. Так, в его склоновом поясе (т.е. попросту на склонах горных долин) ни о какой подобной диффе-

ренциации вообще не может быть речи. То же касается и "долинно-потокового пояса" (т.е. днищ горных долин), в составе которого такие, например, образования, как хемогенные накопления солей, как правило, вообще невозможны, а в тех случаях, когда на их дне возникают, скажем, солончаки, их образование связано с малой активностью водных потоков в условиях резко аридного климата, иными словами, как раз с недоразвитостью самого этого "пояса". Но в еще большей степени односторонность схемы бросается в глаза, если обратиться, например, к обстановкам равнинных территорий с гумидным климатом. Здесь нередко как раз органогенные "углеродистые" осадки располагаются на начальных отрезках "пути движения осадков с поднятий к депрессиям", а отнюдь не связаны с концевыми участками "фациально-ландшафтных поясов". В этом нетрудно убедиться, если вспомнить обширные болотные массивы с их мощными торфяниками и озера, накапливающие сапропелевые илы, которые располагаются в области истоков многих равнинных рек. Они, таким образом, предшествуют "равнинно-долинному" поясу, а вовсе не замыкают его. Можно привести и много других примеров малого соответствия идеальной схемы В.И. Попова реально наблюдающейся картине.

Во-вторых, и это сейчас для нас самое главное, отличие ее от развиваемых нами представлений состоит в подчеркивании полидинамичности "природных фациально-ландшафтных единиц". В.И. Попов считает, что павловские "монодинамические" генетические типы отложений вообще редко встречаются, так сказать, в их чистом виде. Обычно же геолог имеет дело с комплексами осадков, возникающих при совместном воздействии целого ряда факторов. Скажем, в образовании склоновых отложений совместно могут участвовать процессы обваливания, осыпания, оползания, солифлюкции и склонового смыва, а соответственно образовываться и накопления, соединяющие в себе признаки разных генетических типов А.П. Павлова и его последователей — делювия и осыпей, солифлюксия и делювия и т.д. Так же точно и в строении отложений, выполняющих речные долины, наряду с собственно речными осадками, могут участвовать продукты денудации склонов, золотые пески и т.п. Поэтому, как думает В.И. Попов, именно подобные "полидинамические" комплексы осадков и должны являться главными объектами динамического фациального анализа.

Нет слов, в природе действительно достаточно широко распространены такого рода смешанные комплексы осадков, занимающие промежуточное положение между рубриками классификационной схемы генетических типов отложений. Но, во-первых, вопреки мнению В.И. Попова, они отнюдь не всегда и не везде решительно преобладают. Наоборот, днища и террасы речных долин, например, на большей части своего протяжения, покрыты обычно отложениями, характеризующимися всеми типичными признаками аллювия. На склонах долин равнинных стран, в зависимости от климата, господствуют либо типично делювиальные, либо солифлюкционные отложения, а осыпные и тем более обвальные накопления совершенно отсутствуют или играют резко подчиненную роль. В то же время, в горных странах, и особенно в аридных и семиаридных обстановках, типичных для Средней Азии, именно эти последние развиты особенно широко, а делювиальные отложения сильно редуцированы и, как правило, развиты нетипично. Во-вторых, верно генетически истолковать смешанные и переходные типы отложений можно только зная диагностические признаки "чистых" генетических типов, по сочетанию которых только и можно судить о природе самих переходных образований. В отличие от В.И. Попова, автор данного раздела целиком присоединяется поэтому к мнению А.П. Павлова, высказанному им в ответ на замечания В.В. Докучаева [1890] о том, что выделение генетических типов только тогда принесет пользу, 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 осложняющее дело смешанные типы [Павлов, 1890].

Вообще надо подчеркнуть, что генетический тип отложений следует устанавливать по признакам, указывающим на преобладающую, ведущую роль в их накоплении одной из наблюдаемых в природе своеобразных форм аккумуляции. Те признаки, которые указывают на одновременное проявление иных процессов, но имеющие подчиненное значение, надо при этом, конечно, учитывать, но неправильным было

бы придавать им вес равноправных критериев при определении генетической природы всего изучаемого комплекса осадков как единого целого. Так, в плейстоценовых делювиальных шлейфах Русской равнины нередко встречаются погребенные почвы, явно нарушенные солифлюкционными процессами. Но, поскольку основная толща слагающих эти шлейфы отложений обладает всеми типичными для делювия признаками, ее и следует относить именно к этому генетическому типу. Так же точно если в примыкающих к склонам частях аллювиальных выветрений речных долин встречаются отдельные линзы и прослои щебней, явно возникающих при осыпании склона, то это не может служить аргументом против толкования всей толщи в целом как аллювия. Лишь в тех случаях, когда признаки разных генетических типов приобретают равноценное или, по меньшей мере, соизмеримое по значимости выражение, есть основания рассматривать изучаемые накопления как смешанный или переходный тип и именовать двойными терминами вроде солифлюкционно-делювиальных, аллювиально-делювиальных и т.п. отложений. Излишнее увлечение подобными двойными, а тем более тройными терминами создает лишь ложную иллюзию объективности оценки явления. Фактически же оно делает эту оценку расплывчатой, мешает верному пониманию значения второстепенных признаков, которые не характеризуют явление в целом, т.е. ведет как раз к потере действительной объективности суждения.

Итак, как представляется, приведены достаточно убедительные доводы в подтверждение большого значения для фациального анализа диагностики генетических типов отложений. Но не менее важна она и как составная часть формационного анализа.

Полно развитые формации являются отражением длительных этапов эволюции крупных структурных элементов земной коры и изменений физико-географической обстановки земной поверхности. В противоположность относительно быстро протекающим физико-геологическим процессам, обусловленным деятельностью одного или немногих ведущих физических факторов, это медленные изменения, совершающиеся в силу сочетания нередко большого числа разнородных причин, можно назвать историко-геологическими процессами. От их хода зависит строение каждой конкретной формации как ассоциации порою весьма разнообразных по составу и происхождению горных пород. Чем сложнее ее строение, чем разнороднее составляющие ее горные породы, тем труднее только на основе их раздельного изучения истолковывать историю становления формации. И тем большее значение приобретает выделение в ее разрезе закономерно построенных сочетаний горных пород, отражающих разные формы осадочной или вулканогенной аккумуляции, т.е. генетических типов отложений. Их выделение помогает понять историю накопления формации как отражение смены во времени и пространстве проявлений определенных физико-геологических процессов, т.е. представить ее как цепь реальных геологических событий, несравненно более значимых в историко-геологическом отношении, чем частные эпизоды образования отдельно взятых осадков и пород. Любая формация должна рассматриваться поэтому не просто как ассоциация или парагенез пород, но и как ассоциация или парагенез генетических типов отложений.

Конечно, сами эти генетические типы распределены в толще формации не беспорядочно, а группируются в закономерно построенные комплексы. Определенную категорию подобных более сложных комплексов В.И. Попов и называет "субформациями" [Попов, 1976], соответствующими его "фациально-ландшафтным единицам". Но и эти и им подобные более сложные сочетания осадков и пород могут быть верно истолкованы лишь при условии их понимания как комбинаций генетических типов отложений, о чем говорилось выше.

В связи с этим надо подчеркнуть, что чем более детальным становится формационный анализ и чем более подробно выявляется картина смены во времени и пространстве относительно кратковременных и локальных геологических событий, тем более делается необходимым детальное расчленение формаций на составляющие их парагенезы пород и тем большую роль приобретает диагностика генетических типов отложений.

Для четвертичной геологии, изучающей относительно очень краткий последний

отрезок геологической истории, диагностика заменяет уже в значительной мере выделение формаций, если понимать под ними те мощные и сложные комплексы, которые под этим наименованием выделяются в составе более древних геологических напластований. Поэтому понятно, что само представление о генетических типах возникло именно в приложении к четвертичным отложениям. Но это вовсе не означает малого его значения для геологии в целом. Наоборот, есть все основания расценивать изучение генетических типов отложений в составе осадочных и вулканогенных толщ любого геологического возраста как важную составную часть генетического аспекта формационного анализа.

Из сказанного видно, что в цепи понятий: порода (осадок) — генетический тип отложений — формация, среднее звено — генетический тип — не менее важно, чем два крайних, независимо от того, к образованиям какого геологического возраста и происхождения они прилагаются. Что же касается континентальных отложений, то выделение их генетических типов, как уже было подчеркнуто, является перво-степенным по значению методом исследования, без применения которого невозможно вообще разобраться в их строении и тем более воссоздать достоверную картину истории их накопления.

О ПОДХОДЕ К РАСЧЛЕНЕНИЮ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОСАДОЧНОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ НА ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ

Научные интересы автора связаны преимущественно с изучением генетических типов континентальных отложений осадочного происхождения. Поэтому вопросам их выделения и классификации будет посвящено целиком дальнейшее изложение.

Выше было сказано, что возможно различное по степени детальности расчленение этих отложений на генетические типы, а следовательно, и выделение разного их числа. Но, если следовать изложенным здесь принципиальным установкам, то в любом случае каждый из выделяемых генетических типов должен удовлетворять двум основным требованиям. Во-первых, он должен объединять отложения, которым свойственны одни и те же закономерности динамики формирования и которые обладают общностью определяемых этими закономерностями основных черт строения, условий и форм залегания и соотношений с отложениями других генетических типов. Во-вторых, он должен по этим основным признакам четко отличаться от остальных генетических типов.

Необходимо также еще раз повторить, что выделение генетических типов отложений основывается в первую очередь на своеобразии динамики процессов их аккумуляции. Особенности физико-географической среды, в которой эти процессы протекают, конечно, накладывают некоторый отпечаток на их ход, что сказывается на отдельных деталях состава и некоторых чертах общего облика формирующихся отложений. Но до тех пор, пока это не приводит к коренному изменению динамики накопления и не затрагивает общих закономерностей строения возникающего сочетания осадков, различающихся лишь по второстепенным признакам отложения, как правило, эти образования должны относиться к одному и тому же генетическому типу. Частные различия, накладываемые влиянием географической среды, следует рассматривать лишь как особенности его подтипов, географических вариантов или разновидностей, как их называет Г.И. Горецкий [1961]. Если не следовать такому общему правилу, то не просто пострадает логическая стройность классификации, но и само понятие генетического типа отложений сделается расплывчатым, потеряет специфический динамико-геологический акцент, а в значительной мере также и смысл самостоятельной генетической категории.

С изложенных позиций нельзя согласиться с подходом некоторых исследователей к расчленению континентальных отложений на генетические типы. В качестве наглядного примера остановимся на статье Э.А. Левкова и А.В. Матвеева [1973], посвященной генетическим типам четвертичных отложений Белоруссии. В этой статье обычному аллювию противопоставляются в качестве особого генетического типа "криогенные аллювиальные отложения", или "криоаллювий". К нему авторы

статьи относят отложения надпойменных террас белорусских рек, синхронные оледенениям и образовавшиеся в обстановке перигляциальной зоны с характерной для нее постоянной мерзлотой. Кроме этого, каких-либо признаков, принципиально отличающих строение и динамику накопления "криоаллювия", по существу говоря, не приводится. Авторы подчеркивают, что в "криоаллювиальных толщах" слабее, чем в аллювии, "выражены фации" (очевидно, имеются в виду пойменные и старичные).

Но хорошо известно [Шанцер, 1951], что и в современном аллювии умеренного климатического пояса, отлагаемом реками озерного питания или обладающими залесенными и заболоченными водосборами или же реками, протекающими по районам, которые сложены в основном рыхлыми песчаными породами, эти фации также недоразвиты. Э.А. Левков и А.В. Матвеев [1973] отмечают, что "гранулометрические параметры" этого "криоаллювия" сходны с "параметрами потоково-ледниковых" (т.е. флювиогляциальных) отложений. Но одновременно говорится, что по своему гранулометрическому составу пески, доминирующие среди аллювиальных образований, напоминают подобные криоаллювиальные породы. Таким образом, и в этом отношении "криоаллювий" оказывается практически неотличимым от собственно аллювия, а равно и от флювиогляциальных отложений. Да и вообще гранулометрический состав русловых осадков (а именно о них в данном случае идет речь) крайне разнообразен как у аллювия разных рек, так и у разных флювиогляциальных накоплений. Он вообще не может служить критерием выделения генетических типов отложений.

В итоге из рассматриваемой статьи невозможно составить никакого представления о диагностических признаках "криоаллювия" как генетического типа отложений, т.е. закономерного и своеобразного сочетания осадков, обусловленного динамикой его аккумуляции. Несмотря на это, авторы идут еще дальше и выделяют, правда, в ранге фации "криоаллювия" еще и "гляциоаллювий" (термин, заимствованный у Г.И. Горецкого [1961]), для которого уже вообще не дается никакой характеристики, кроме того, что к нему относятся разности криоаллювия, накапливающиеся непосредственно за флювиогляциальными отложениями, т.е. там, где ледниковые террасы смыкаются с зандровыми полями, обрамляющими зоны краевых ледниковых образований. Для выделения "криоаллювия" как особого генетического типа отложений оказалось, таким образом, достаточным установление его синхронности оледенениям на основе стратиграфических соображений, а то, что по своему строению и, видимо, по динамике накопления он практически неотличим от аллювия, — это для авторов статьи никакого значения не имело.

Того же рода замечания можно сделать и по поводу выделяемых теми же авторами "криогенных озерных отложений" и "криогенных делювиально-пролювиальных отложений". Но особое недоумение вызывают такие из упомянутых ими генетических типов, как "криозлювий" и "гляциоколлювий". Надо сказать, что элювиальные образования районов холодного климата и близкого к поверхности залегания постоянной мерзлоты действительно весьма своеобразны по динамике формирования и строению, а поэтому несомненно заслуживают обособления в особую генетическую группу. Но в рассматриваемой статье говорится вовсе не о них, а о выполнениях морозобойных трещин, обычно именуемых псевдоморфозами по ледяным жилам. Такие заполнения возникают после вытаивания жильного льда и образованы, как известно, самыми разнообразными по происхождению осадками. Более того, эти осадки не имеют не только прямого, но чаще всего даже косвенного отношения к элювию. Что касается "гляциоколлювия", то он вообще упомянут только в помещенной в статью классификационной таблице, но в тексте о его природе совершенно ничего не сказано, так что для читателя он остается "вещью в себе". Подобный достаточно "вольный" подход к выделению генетических типов отложений не может внести в науку ничего, кроме путаницы понятий.

Недостаточно обоснованное выделение отдельных генетических типов четвертичных континентальных отложений не ограничивается приведенным, пожалуй, наиболее ярким примером. Порою в его подкрепление приводится и аргументация, довольно веская на первый взгляд, но, при внимательном рассмотрении, оказываю-

щаяся мало убедительной. Причиной служит либо то, что она опирается на одностороннее, а потому и неправильное истолкование фактов, либо то, что она в большей степени основывается на стратиграфических построениях и общих палеогеографических представлениях, чем на подкрепленной специальными исследованиями расшифровке динамики накопления изучаемых комплексов осадков, генетическая природа которых остается поэтому во многом неясной.

Одним из таких случаев является выделение Г.И. Горецким [1958, 1961] в качестве особого генетического типа так называемых просхозо-гляциальных или половодно-ледниковых отложений. Их прототипом послужила песчаная толща, слагающая верхнюю часть разреза мощного аккумулятивного комплекса высоких (IV) надпойменных террас Камы и Средней Волги. Она надежно датируется временем максимального (днепровского) оледенения, когда эти реки непосредственно питались талыми водами материкового ледника. Отложения, образующие эту толщу, действительно существенно отличаются как от современного и позднеледникового аллювия Камы и Волги, так и от подстилающей их более древней аллювиальной пачки. Для них характерно решительное преобладание мелкозернистых песчаных осадков с тонкой косоволнистой или субгоризонтальной слоистостью. Диагонально-слоистые пески, сходные с наиболее типичными для современного руслового аллювия крупных равнинных рек, встречаются в этой толще только в виде разобщенных маломощных прослоев. Нет в ее составе и осадков, литологически полностью идентичных наиболее распространенным среди пойменных и старичных фаций современного камского и волжского аллювия. Те прослои и линзы, преимущественно супесчаные, которые в ней встречаются, могут быть приняты за аналоги этих фаций лишь в известной мере предположительно.

Все это и побудило Г.И. Горецкого рассматривать эту толщу как своеобразный комплекс осадков, отложенных медленно текущими полыми водами во время летнего таяния ледника, которые затопляли сплошь широкие днища долин, или даже осевших из водоемов полуозерного типа. Гидродинамика подобных ледниковых половодий представлялась ему существенно отличной от гидродинамики обычных рек, что послужило основанием обособить эти образования в самостоятельный особый генетический тип, противопоставив их аллювию.

Как было показано автором [Шанцер, 1951], а позже более подробно Ю.А. Лаврушиным [1963], описанная Г.И. Горецким песчаная толща складывается в основном осадками, по гранулометрии и текстурным признакам находящими свои прямые аналоги среди русловых отложений современных рек. Только в отличие от последних среди них преобладают такие, которые типичны для мелководных, заносимых песками боковых рукавов и протоков и прирусловых отмелей. Таким образом, основным компонентом толщи оказались обычные русловые речные осадки, а ее противопоставление аллювию необоснованно. Особенности строения толщи свидетельствуют лишь о своеобразии гидрологического режима рек в то время, когда они питались талыми водами ледника, — растянутостью на все время летнего сезона паводков, а главное перегруженностью поступающими в них из ледника песчаными наносами, что приводило к неустойчивости русел, их мелководности и дроблению на многочисленные, часто менявшие свое положение и конфигурацию рукава и протоки.

Подобные отложения, конечно, есть все основания считать особым вариантом или подтипом аллювия, но только не выделять их в качестве отдельного генетического типа. Эти отложения можно назвать ледниковым аллювием или "гляциоаллювием", если использовать термин (как было уже указано), предложенный Г.И. Горецким. Надо, однако, заметить, что, вводя этот термин, Г.И. Горецкий имел в виду иные образования, отличные от половодно-ледниковых отложений равнинных рек ледникового питания. Каких-либо специфических диагностических признаков, надежно отличающих этот "гляциоаллювий" от обычного аллювия, по существу, не приводилось.

Несколько иначе обстоит дело с так называемым перигляциальным аллювием, выдвигаемым некоторыми исследователями в качестве особого генетического типа аллювиальных отложений. Первоначально к этому генетическому типу Э.И. Рав-

ским [1972] были отнесены верхние части разрезов надпойменных террас рек бассейна Ангары. Эти отложения мощностью порядка первого десятка метров слагаются преимущественно мелкозернистыми песками и супесями с волнистой субгоризонтальной слоистостью, в приповерхностных частях толщи приобретающих нередко лёссовидный габитус. Внешне они напоминают многие разности пойменного аллювия, за который и принимались ранее, тем более что они подстилаются типично развитым русловым аллювием.

Однако объединение их с этим последним в единую аллювиальную пачку, по мнению Э.И. Равского, невозможно по стратиграфическим соображениям. В подстилающем русловом аллювии содержится пыльца лесной растительности, позволяющая интерпретировать его как отложения времени потепления климата (межледниковья). Наоборот, в осадках, относимых к перигляциальному аллювию, обнаруживается пыльца и споры холодолюбивых растений, что, вместе с наличием горизонтов криотурбаций и псевдоморфоз по ледяным жилам, указывает на их образование в обстановке сурового холодного климата и позволяет сопоставить с фазой его общего похолодания (ледниковьем).

Таким образом, если эти выводы Э.И. Равского верны, приходится допустить, что в фазы похолодания в условиях перигляциального климата на дне долин рек местного питания, в которые не поступали талые ледниковые воды, прекращалась аккумуляция обычных аллювиальных сложенных с хорошо развитыми русловыми фациями. Вместо них накапливались своеобразные сочетания осадков, в составе которых русловые фации вообще трудно выделить особо и которые в целом ближе напоминают фации пойменные. Это и есть перигляциальный аллювий, свидетельствующий о резком ослаблении поверхностного стока и столь же резко уменьшении водообилия рек. Позже перигляциальный аллювий стали выделять и в разрезах надпойменных террас некоторых рек Европейской части СССР, прежде всего на Дону [Васильев, 1969, 1975], где он, правда, выражен несколько иначе, чем в бассейне Ангары.

Надо сказать, что в силу резкого отличия климата от современного, реки местного питания, протекавшие в пределах перигляциальной зоны плейстоценовых материковых оледенений, конечно, должны были отличаться по своему гидрологическому режиму от рек современных, наследующих их долины. Поэтому можно ожидать, что и строение их аллювия должно чем-то отличаться от строения аллювия современного. Однако насколько велики эти различия и дают ли они право выделять особый тип перигляциального аллювия, объективно говоря, остается еще достаточно неясным.

Прежде всего, обратимся к нынешним рекам субарктической зоны тундр и лесотундр, которая может рассматриваться в какой-то мере как аналог перигляциальной зоны плейстоценовых оледенений по суровости климата и мощному развитию неглубоко залегающей постоянной мерзлоты. Исследования Ю.А. Лаврушина [1963] показали для изученного им бассейна Индигирки, что аллювий тамошних рек мало чем принципиально отличается от аллювия рек умеренного пояса и, во всяком случае, что русловые фации в нем развиты достаточно типично. Привлекает внимание и то, что в разрезах террас далеко не всех рек, во время оледенений располагавшихся несомненно в перигляциальной зоне, возможно выделение аналогов того перигляциального аллювия, который описывается для бассейнов Ангары или Дона. Например, аллювий речных террас большинства долин центральных районов Европейской части СССР, уверенно коррелируемый с позднеледниковыми оледенениями, в общем построен обычным образом. В нем решительно преобладают типичные русловые осадки, а пойменные или близкие к ним по облику как раз слабо развиты.

До сих пор, как мы видели, основным доводом в пользу выделения перигляциального аллювия как особого типа отложений служили стратиграфические соображения, к тому же отнюдь не всегда совершенно бесспорные. Объяснения причин специфики относимых к нему образований носили преимущественно характер гипотез, вытекающих из общих, также в какой-то мере гипотетических палеогеографических представлений. Специального изучения их литологии и выяснения на этой основе возможной динамики аккумуляции по существу не предпринималось. В свя-

зи с этим остаются даже сомнения, всегда ли под этим термином понимаются действительно генетически однородные толщи, мало того, все ли они целиком могут считаться отложенными именно реками.

Например, хотя Э.И. Равский категорически отрицал возможность делювиально-го генезиса отложений, отнесенных им в бассейне Ангары к перигляциальному аллювию, некоторые из указанных им признаков заставляют сомневаться в справедливости столь категорического суждения. Так, трудно понять, исходя из его трактовки условий накопления этих образований, присутствие в них неокатанного щебня местных пород. Нет ничего невероятного в том, что они, хотя бы частично, сложены продуктами склонового смыва, солифлюкционного смещения материала или выносами боковых овражно-балочных долин. То же касается в какой-то мере и толщ, описанных по Дону Ю.М. Васильевым как перигляциальный аллювий. Одним словом, проблема его существования как особого генетического типа отложений, весьма существенная для четвертичной геологии, остается еще далеко не решенной и выделение его в разрезах плейстоценовых речных террас пока представляется основанным в значительной мере на субъективных и довольно произвольных оценках фактов.

Сказанное отнюдь не означает отрицания важности задачи расчленения аллювия на географические варианты и подтипы, отражающие климатически обусловленные различия гидрологического режима рек, особенности геоморфологии и геологического строения их бассейнов, размеры водосборных площадей и т.п. Аллювий в принятом ныне широком его понимании является генетической категорией столь большого объема, что, возможно, заслуживает даже и возведения в ранг целой группы генетических типов. Во всяком случае, различия между такими его вариантами, как отложения бурно текущих горных рек, равнинных рек со спокойным течением, сезонно пересыхающих рек степных и полупустынных пространств, временных ручьев, текущих по дну оврагов, упомянутых выше равнинных рек ледникового питания и т.д., действительно весьма значительны. Однако подразделение аллювия на варианты, подтипы, а тем более на самостоятельные генетические типы должно основываться на его всестороннем углубленном сравнительном изучении и выявлении реально существующих, а не только мысленно представляемых особенностей строения и динамики накопления и оценки их геологической значимости.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ КЛАССИФИКАЦИИ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ ОТЛОЖЕНИЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ОСАДОЧНОГО КОМПЛЕКСА

Общие принципы классификации генетических типов континентальных осадочных образований были достаточно подробно рассмотрены ранее [Шанцер, 1966] и вряд ли есть основания повторять их здесь. Однако представляется необходимым внести в составленную тогда классификационную схему некоторые принципиальные дополнения и изменения (табл. 1).

Наиболее крупным дополнением является введение новой таксономической категории генетического класса, касающееся прежде всего элювиальных образований. Процессы их формирования — это, по сути дела, гипергенный метаморфизм и метасоматоз, а осадкообразование в обычном понимании участия в них не принимает. Слагающий коры выветривания элювий образован из продуктов изменения материнских горных пород, не смещенных топографически и, строго говоря, не есть ни осадок, ни отложение. Объединение его с другими собственно осадочными по происхождению континентальными отложениями в единый сложный континентальный осадочный комплекс диктуется не общностью динамики созидающих процессов, а теснейшими генетическими и парагенетическими связями элювиальных образований со всеми другими его членами. Эти связи проявляются двояко.

Во-первых, кора выветривания и слагающий ее элювий служит для очень многих континентальных отложений важным, а то и основным, источником исходного материала. Во-вторых, в постседиментационных изменениях осадков, составляющих очень многие, если не большинство континентальных отложений, важную, а часто и решающую роль играют процессы, аналогичные тем, которые дают начало элювию,

Таблица 1

Схема классификации генетических типов отложений континентального осадочного комплекса

Класс	Ряд	Группа и подгруппа		Генетический тип
Кор выветривания	Элювиальный	Элювиальная (элювий)		Климато- и литогенные типы элювия
		Почвы	Автоморфные	Зональные типы автоморфных почв
			Гидроморфные	Интразональные типы гидроморфных почв
Осадочных отложений	Субаэрально-фитогенный	Автохтонных торфяников		Низинные торфяники Верховые торфяники
	Склоновый (коллювиальный)	Гравитационная	Коллювия обрушения	Обвальные накопления Осыпные накопления
			Коллювия оползания	Оползневые накопления (деляпсий) Солифлюкционные накопления (дефлюксий, солифлюксий)
		Делювиальная (коллювия смывания)		Делювий
	Водный	Русловых водных потоков (флювиальная)		Аллювий Пролувиий
		Озерная (лимническая)		Озерные отложения (лимний)
	Подземно-водный (субтерральный)	Пещерная (спелеогенная)		Терригенные и натечные типы пещерных отложений
		Отложения источников (фонтанальная)		Известковые туфы, травертины
	Ледниковый (гляциальный)	Собственно ледниковая (ортогляциальная)		Основные (донные) морены Абляционные морены Краевые морены
		Водно-ледниковая (парагляциальная)	Ледниково-речная (флювиогляциальная)	Внутриледниковый (интрагляциальный) Приледниковый (перигляциальный)
			Ледниково-озерная (лимногляциальная)	Ледниково-озерный (лимногляциальный)
	Ветровой (эоловый)	Переветренных отложений (перфляцияционная)		Эоловых (переветренных) песков
		Наветренных отложений (суперфляцияционная)		Эоловые (наветренные) лёссы

хотя они и протекают в несколько иной форме, названной нами ранее субаэральным диагенезом. Этим определяется общность ряда весьма существенных черт минерального состава различных континентальных отложений и элювия, не только того, который явился прямым объектом переотложения, но и просто синхронно возникшего. Гипергенные преобразования минерального вещества, в целом обычно именуемые выветриванием в широком смысле слова, вообще неотделимы от ран-

них стадий континентального литогенеза и в образовании элювия находят лишь свое наиболее законченное выражение.

Но, в целом элювиальные образования остаются столь своеобразными по своей природе, что есть все основания выделить их в особый класс — класс кор выветривания, противопоставив его всем остальным континентальным отложениям, образующимся путем перетолжения продуктов разрушения горных пород. Все они вместе могут быть объединены во второй класс собственно осадочных отложений. Эти классы составляют континентальный осадочный комплекс, противостоящий двум другим, столь же сложным комплексам — осадочному морскому и вулканогенному. Классификация генетических типов этих последних пока еще недостаточно разработана, чтобы рисковать изобразить ее в табличной форме.

В подразделение самого элювиального ряда, выделяемого теперь в особый класс, также требуется внести изменения, сущность которых нуждается в пояснении. В его составе различаются две генетические группы — собственно элювия и почв, взаимоотношения которых весьма своеобразны и понимаются разными авторами неодинаково. Почвы являются закономерными членами элювиального профиля коры выветривания, внутри которого не всегда могут быть даже четко отграничены. Поэтому некоторые склоняются даже к полному отождествлению понятий почва и кора выветривания [Петров, 1976]. Такое решение вопроса вряд ли правомерно.

Вслед за большинством исследователей, как геологов и географов, так и почвоведов, под почвой следует понимать лишь поверхностную зону коры выветривания, развивающуюся в прямом взаимодействии с растительным покровом суши. Ее главной особенностью является своеобразный биологический круговорот вещества, почти или вовсе не сказывающийся на подпочвенной зоне коры выветривания. Он заключается в извлечении корневой системой из минерального субстрата элементов, необходимых для жизнедеятельности растений, и последующем возврате их в почву при разложении отмерших остатков растений (растительного опада). При разложении этого опада возникает обогащающий почву перегной или гумус, кислотные компоненты которого (гуминовые и фульвокислоты) резко активизируют химическое выветривание, образуя с отнятыми от минералов основаниями гуматы — метастабильные органо-минеральные соединения. Но почвообразование не сводится только к химическому выветриванию, наряду с собственно элювиальными оно включает еще и разнообразные биохимические и биологические процессы. Населяющая почву многочисленная микрофлора бактерий и низших грибов, почвенная фауна, состоящая из различных роющих организмов (червей, личинок насекомых, некоторых млекопитающих) и корневая система высших растений, равно как и органическое вещество гумуса, являются столь же обязательными составными частями почвы, как и почвенный элювий, образующий ее минеральную основу или скелет. Жизнедеятельности почвенных организмов и связанным с нею биохимическим процессам в огромной степени обязаны гумусообразование, рыхлое сложение и большая пористость почвы, благоприятствующие ее увлажнению и аэрации, и возникновение специфической почвенной отдельности или структуры, как она именуется в почвоведении.

Таким образом, почва — это не просто элювий, а весьма сложная и динамичная геобиологическая система. Отсюда ясно, почему почвенную зону коры выветривания, или почву, есть все основания противопоставлять подпочвенной или сапролитовой зоне. Относительная роль обеих этих зон в строении элювиальных профилей кор выветривания различна в разных обстановках. Там, где растительность отсутствует или крайне скудна, почвообразование как таковое либо вовсе не проявляется, либо проявляется лишь в зачаточных формах. В этих случаях почвенную зону противопоставить остальной части коры выветривания удастся лишь крайне условно или невозможно вообще, и здесь оказывается развитой одна сапролитовая зона. Это относится, например, к ультрааридным областям пустынь и высокоарктическим районам суши. В умеренном климатическом поясе, наоборот, большую часть элювиальных профилей обычно составляют почвы, а подпочвенная их зона недоразвита. Наконец, во влажных климатических обстановках субтропиков, тропиков и экваториального пояса, где формируются мощные глинистые коры выветривания,

обе зоны хорошо развиты и нередко сапролитовая зона составляет даже большую часть разреза.

Почвы занимают особое положение в элювиальном ряду.

С одной стороны, представляется очевидным, что генетические типы элювия должны различаться по особенностям динамики формирования всего элювиального профиля коры выветривания, включая и элювий, образующий минеральную основу почв. Состав элювия, слагающего разные вертикальные зоны одной и той же коры выветривания, не может дать представления о типе элювиального процесса в целом. Он характеризует только литологические разновидности отдельно взятых горных пород элювиального происхождения, а не те их закономерные синдинамичные парагенезы, которые только и могут пониматься как генетические типы, гомологичные генетическим типам остальных континентальных осадочных образований. Иными словами, генетический тип элювия и генетический тип коры выветривания являются синонимами.

С другой стороны, формирование почв представляет собою процесс, во многом автономный, протекающий и иначе, и активнее, чем развитие подпочвенной зоны коры выветривания. Это выражается прежде всего в значительно большей зависимости строения почв даже от относительно небольших различий растительно-климатической обстановки, материнского субстрата и положения в рельефе. Как следствие количество существенно различных их генетических типов, выделяемых не только по особенностям почвенного элювия, но и по признакам, характеризующим их как геобиологические системы, значительно больше, чем количество столь же четко различающихся генетических типов элювия. Генетическая классификация почв вообще строится на иных основаниях и практически независимо от классификации типов элювия, включая и элювий, возникающий в самих почвах. Это и заставляет выделить почвы в качестве особой генетической группы элювиального ряда, условно противопоставив ее собственно элювию, хотя оба эти понятия в известной мере и перекрывают друг друга.

Следует особо подчеркнуть, что погребенные почвы, с которыми геолог имеет дело при изучении континентальных отложений, существенно отличаются от почв современных. Прежде всего, современные почвы — это живые развивающиеся геобиологические системы. Погребенные почвы — это почвы мертвые, выпавшие из сферы биологического круговорота вещества и потерявшие всю свою микрофлору и фауну. Запасы гумуса в современных почвах непрерывно возобновляются за счет разложения поступающего растительного опада. В погребенных почвах они более не пополняются, а гумус, имевшийся в них к моменту захоронения, постепенно распадается. Уже погребенные почвы, залегающие в четвертичных отложениях, содержат его во многие десятки и сотни раз меньше, чем их современные генетические аналоги. В более древних погребенных почвах его и вовсе не остается. Характерная для почв отдельность или структура также теряется под влиянием уплотнения. И чем древнее погребенная почва, тем в большей степени сохраняется только слагавший ее элювий, т.е. минеральный скелет бывшей почвы. Да и этот скелет подвергается фоссилизации — подземные воды, проникающие сверху через толщу перекрывающих отложений и движущиеся в сторону прилежащих дрен, приносят в него ранее отсутствовавшие вещества, иногда он испытывает процессы вторичного оглеения и т.п. В итоге изменяется его облик и минеральный состав.

Если в четвертичных и отчасти плейстоценовых континентальных отложениях погребенные почвы сохраняют еще ряд признаков, позволяющих подыскать им прямые аналоги в современном почвенном покрове, то иначе обстоит дело с реликтами более древних почв — раннекайнозойских, мезозойских, а тем более палеозойских. Их первичные признаки значительно искажены наложенными эпигенетическими процессами и в лучшем случае можно рассчитывать на восстановление только самых общих черт столь древнего почвообразования, тем более, что принципиально иной состав растительности должен был сказаться и на его своеобразии, так что прямая аналогия с конкретными типами современных почв становится довольно рискованной. К тому же и строение элювиальных профилей погребенных почв нередко искажено по сравнению со стандартами, за которые принимаются почвы современ-

ные. У одних сохранились только нижние части, а верхние горизонты выпали из-за размыва, предшествовавшего захоронению. У других, наоборот, эти верхние горизонты оказываются аномально мощными. Это свойственно, например, очень многим погребенным почвам в толщах четвертичных делювиальных отложений и лёссов. Формирование каждой из них соответствует перерыву в осадконакоплении, во время которого элювие- и почвообразование могло протекать беспрепятственно. Возобновлявшееся затем субэдральное осадконакопление вначале протекало нередко еще весьма медленно и накапливавшийся осадок успевал поэтому настолько перерабатываться этими процессами, что как бы наращивал почвенный профиль кверху. Лишь по мере ускорения осадконакопления и изменения общей растительно-климатической обстановки эта переработка сказывалась все меньше и меньше, что находит отражение в постепенном переходе погребенной почвы в перекрывающие ее отложения. В тех случаях, когда аккумуляция последних происходила неравномерно во времени, то замедляясь или прекращаясь вовсе, то ускоряясь, возникали целые сложные комплексы погребенных почв, часто настолько сближенных друг с другом, что вышележащие накладываются своими нижними горизонтами на верхние горизонты нижележащих.

Все это значительно усложняет задачу распознавания среди дочетвертичных погребенных элювиальных образований собственно почвенного элювия, а тем более реконструкции типов древних почв, в состав которых он входил. Знание особенностей современного почвообразования помогает решить эту задачу лишь в первом приближении, позволяя в случае достаточно хорошей сохранности элювиального профиля выявить в его строении признаки, отличающие крупные генетические группировки почв.

Эти группировки настолько резко отличаются по динамике процесса формирования, что толкование всех почв как единого генетического типа элювиальных образований, принятое в ранее опубликованном варианте классификационной схемы, представляется неоправданным. В предлагаемой ее новой редакции почвы как единая генетическая группа подразделены на две большие подгруппы автоморфных и гидроморфных почв. И те, и другие с давних пор выделяются почвоведомы, а в монографии автора [Шанцер, 1966] они были достаточно подробно охарактеризованы, хотя им придавалось значение лишь подтипов в составе генетического типа почв. Повторять здесь эту характеристику нет нужды. Укажем лишь, что в новой схеме зональные типы автоморфных и интразональные типы гидроморфных почв рассматриваются как самостоятельные генетические типы элювиальных образований почвенной группы.

Еще одним крупным изменением ранее опубликованной схемы является исключение из состава элювиального ряда автохтонных торфяников. Объединение их в одну группу с почвами аргументировалось тогда тесной парагенетической их связью. Действительно, хорошо известно, что низинные торфяники бореальной лесной зоны только условно могут быть отграничены от соседствующих с ними гидроморфных торфяно-глеевых почв. Эту условную границу принято проводить там, где мощность торфа достигает полуметра и он может стать поэтому предметом добычи. В свою очередь, торфяно-глеевые болотные почвы связаны самыми постепенными переходами с торфяно-подзоло-глеевыми и типичными подзолистыми, сменяющимися друг друга по мере повышения земной поверхности на склонах, примыкающих к низинному болоту. Что касается верховых сфагновых торфяников, то многие из них возникают вследствие заболачивания, связанного с застаиванием вод атмосферных осадков над водоупорным железистым иллювиальным горизонтом подзолистых почв, являясь, таким образом, прямым результатом развития почвообразования.

Надо, однако, сознаться, что подобное излишнее увлечение чисто парагенетическим подходом вступало в явное противоречие с основным принципом классификации — выделением генетических типов отложений как своеобразных динамических форм аккумуляции. Сколь бы ни были тесны парагенетические связи автохтонных торфяников с почвами, сама торфяная залежь все же является отнюдь не элювиальным, а чисто аккумулятивным образованием. Динамика ее формирования чрезвычайно существенно отличается не только от динамики формирования элювия, но

и от динамики накопления других континентальных отложений. Это совершенно особый тип чисто фитогенной субаэральной аккумуляции, не сравнимый ни с одним другим. Поэтому в новом варианте классификационной схемы автохтонные торфяники рассматриваются как составная часть класса собственно осадочных отложений, в составе которого выделяются в особый субаэрально-фитогенный ряд и подразделяются на два самостоятельных генетических типа — низинные и верховые торфяники, сущность которых достаточно хорошо известна и не нуждается в специальных разъяснениях. Это изменение схемы автор рассматривает как исправление допущенной им ранее серьезной принципиальной ошибки.

Ошибочной представляется и развивавшаяся в той же монографии автора точка зрения, что торфяники, возникающие в результате зарастания озерных водоемов, следует рассматривать как члены парагенеза озерных отложений, а те, которые образуются при заболачивании пойм, — как составные части аллювиальных парагенезов, а не относить их к особым генетическим типам отложений. Сколь бы тесными ни были парагенезы этих торфяников с озерными отложениями и аллювием, они все же остаются также самобытными аккумулятивными образованиями, не имеющими ничего общего по динамике своего формирования ни с собственно озерными, ни с речными осадками и их комплексами. Нераздельной составной частью этих последних можно считать только встречающиеся среди них линзовидные тела аллохтонных (намывных) торфов, которые действительно являются озерными или аллювиальными осадками, отличающимися от других лишь составом исходного материала. Но аллохтонные торфа не следует и включать в одну группу с автохтонными торфами и образованными ими торфяниками.

Последнее существенное изменение, вносимое в ранее опубликованную классификационную схему, касается группы ледниковых отложений. После исследований Ю.А. Лаврушина [1976] стала очевидной неправомерность объединения в один генетический тип основных морен и морен абляционных. Последние существенно отличаются по динамике образования и строению, образуясь при участии талых ледниковых вод, либо перемывающих материал донных, поверхностных и внутренних морен ледника, вынося из него относительно тонкие частицы и обогащая тем самым остающуюся массу грубым обломочным материалом, либо насыщая отложенные донные морены влагой и приводя к солифлюкционному их переотложению или сплыванию в понижения ледникового рельефа. В обоих случаях исчезают первичные гляциодинамические текстуры, присущие основным моренам, свойственная им ориентировка обломочных частиц и другие важнейшие их диагностические признаки и появляются другие, связанные с переработкой моренного материала наложенными процессами совершенно иного типа. Поэтому в новом варианте схемы основные и абляционные морены выделены как самостоятельные генетические типы ледниковых отложений.

Сделанными пояснениями предлагаемого нового варианта классификационной схемы автор считает возможным ограничиться. Что касается критериев выделения и принципов классификации генетических типов отложений морского осадочного и вулканогенного комплексов, они требуют особого рассмотрения в специальной публикации.

КЛИМАТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ЭЛЮВИАЛЬНОГО ПРОЦЕССА

ВВЕДЕНИЕ

Прежде чем приступить к рассмотрению темы по существу, необходимо уточнить ее предмет. Элювиальным процессом, или выветриванием в широком смысле слова условимся называть всю сумму климатически обусловленных гипергенных изменений физических свойств и минерального состава горных пород и осадков, испытываемых ими в субэлювиальных обстановках, отличных от первоначальных обстановок образования. Элювиальный процесс, или выветривание, относится, следовательно, к категории процессов эпигенетических. Этим оно принципиально отличается от сингенетических процессов субэлювиального диагенеза, протекающих в формирующихся осадках под воздействием тех же гипергенных факторов, но в ходе их накопления, равно как и от климатически обусловленных и нередко генетически связанных с выветриванием на соседних участках явлений гипергенного метасоматоза, происходящих в подчиненных геохимических ландшафтах под влиянием высоко минерализованных вод поверхностного и внутрипочвенного стока. По признаку климатической обусловленности выветривание принципиально отличается от таких тектонически, денудационно и гидрогеологически обусловленных процессов, как дезинтеграция горных пород вследствие разгрузки внутренних напряжений после их выведения на дневную поверхность, а также гипергенных эпигенетических изменений, вызываемых артезианскими и грунтовыми водами, регионального эпигенеза (катагенеза) и гидротермального метасоматоза.

Продукты изменения горных пород вследствие проявления элювиального процесса — элювий — слагают геологическое тело коры выветривания. Характерным, но не всегда обязательным признаком коры выветривания является наследование структурно-текстурного рисунка материнской породы, а также ее профильное строение. Профиль коры выветривания, согласно имеющимся представлениям [Полынов, 1934; Гинзбург, 1963; Герасимов, 1964; Шанцер, 1966; Волобуев, 1973], в общем случае состоит из двух зон: почвенной и сапролитовой. Каждая из них состоит из одного или нескольких генетических горизонтов. Кора выветривания противопоставляется всему комплексу осадочных отложений как образований, возникающих за счет материала, топографически смещенного относительно источников сноса [Шанцер, 1966].

Последнее время интерес к изучению элювиального процесса и его географии повысился в связи с разработками общих и частных вопросов теории литогенеза [Добровольский, 1966; Черняховский, 1966в; Михайлов, Куликова, 1977; Черняховский, Градусов, 1977; Тимофеев и др., 1977]. К механизмам почвенно-элювиального процесса, в частности, прибегают для объяснения происхождения бокситов, железных руд, лёссов и т.п. [Берг, 1945; Черняховский, 1966б; Цеховский, 1975; Градусов и др., 1976; Сеницын, 1976; Теняков, Пастухова, 1976]. Вместе с тем практика геологических исследований, как правило, базируется на весьма приблизительных и субъективных сведениях о факторах элювиального процесса, а потому далека от объективных оценок его потенциальных возможностей. В подавляющем большинстве случаев эти возможности преувеличиваются (см. обширную литературу о гипергенной хлоритизации, серпентинизации, почвенных хлоритах, гиббсито-, бёмито- и каолинитообразовании в бореальных и субарктических ландшаф-

тах, процессах бокситизации глинистого, в том числе каолинового материала и т.п.). Примером противоположных тенденций может служить последняя работа В.Н. Разумовой [1977а].

Задача этой работы внести ясность в вопрос о потенциальных возможностях элювиального процесса путем анализа закономерностей возникновения и размещения современных кор выветривания в различных климатических зонах. Под современными условимся понимать коры выветривания, формирование которых происходит и происходило непрерывно в климатических и геоморфологических условиях, аналогичных или близких тем, в которых они теперь находятся. Материалы, положенные в основу исследования, указаны в прежних работах автора раздела [Черняховский, 1974б; Черняховский и др., 1976; Chernyakhovsky a.o., 1976].

СУЩЕСТВУЮЩИЕ ПРОБЛЕМЫ

Исторически сложилось так, что вопросами зональности элювиального процесса занимались главным образом в связи с разработкой схем почвенной классификации и поисками закономерностей в географии почв. Однако в понятие почвы со времени В.В. Докучаева часто включались "... те дневные или близкие к ним горизонты горных пород (все равно каких), которые были более или менее естественно изменены взаимным влиянием воды, воздуха и различного рода организмов..." [Докучаев, 1954б, с. 218], т.е. кора выветривания в целом. Исходным положением учения о географической зональности почв служат сформулированные В.В. Докучаевым представления о почве как самостоятельном естественно-историческом теле — функции пяти равноправных факторов: пород, климата, биоты, рельефа и времени. Эти факторы рассматривались им как равноправные в том отношении, что при отсутствии хотя бы одного из них невозможно представить образование почвы как естественно-исторического тела. В.В. Докучаев не говорил, однако, о равнозначности этих факторов в процессе почвообразования и выветривания. Напротив, им неоднократно подчеркивалось, что "... почва есть функция (производное, результаты) от материнской породы (грунта), климата и организмов, — это и есть главные почвообразователи" [Докучаев, 1954а, с. 325]. Время, так же как и рельеф, исключается из категории главных почвообразователей — они рассматриваются как условия почвообразования — выветривания. Поскольку главные факторы-почвообразователи — климат, организмы и отчасти материнские породы — располагаются на земной поверхности в виде полос, вытянутых более или менее параллельно широтам, это неизбежно определяет зональность почвообразовательного процесса и самого почвенного покрова.

Из самой формулировки закона почвенной (и природной) зональности следует, что В.В. Докучаев, хотя и подчеркивал равнозначность главных почвообразователей, но наиболее общее значение придавал климату. Примат климатических факторов в процессе почвообразования — выветривания был четко сформулирован Н.М. Сибицевым [1898, 1953], а в дальнейшем эта идея разрабатывалась К.Д. Глинкой [1904, 1932], С.С. Неустроевым [1931] и др. Н.М. Сибицеву принадлежат и первые критические замечания относительно универсальности закона географической зональности почв. Закон, по его мнению, является лишь грубой схемой, поскольку ни один почвенный тип не облекает материк в виде сплошного пояса. Соответственно внутри каждой конкретной зоны почвенно-элювиальный покров неоднороден. Неоднородность зонального почвенно-элювиального покрова связывалась им с разнообразием материнских субстратов. В дальнейшем идея о климатической обусловленности почвенно-элювиального процесса и возможности существования климатических типов кор выветривания была подавлена альтернативной концепцией "единого" процесса выветривания, разработанной Б.Б. Полыновым.

В основу взглядов Б.Б. Полынова [1934] и его сторонников относительно сущности элювиального процесса, как известно, лежат представления о различной скорости миграции химических элементов. Вынос химических элементов в ходе выветривания происходит, с точки зрения Б.Б. Полынова, в строгой последовательности, в соответствии с их миграционной способностью. В начальные этапы развития про-

цесса из коры выветривания выносятся хлор и сера, позднее — большая часть оснований, потом кремнезем силикатов. На конечных стадиях процесса в элювии остаются главным образом полуторные окислы и кремнезем кварца. Соответственно возникновение всех известных типов кор выветривания представляется как результат единого стадийного химического разрушения горных пород с образованием на первых этапах грубообломочной коры выветривания, которая со временем эволюционирует в обызвесткованную, сиалитную и, наконец, в аллитную формы. В этой концепции подчеркивается, что все они — "... фазы по существу одного процесса", а не результат "... особых, различных типов выветривания, свойственных различным климатическим условиям" [Полынов, 1934, с. 198].

Б.Б. Полынов далее утверждает, что "... климат, т.е. гидротермические условия выветривания, оказывает существенное влияние на интенсивность этого процесса, отнюдь не изменяя его общего направления" (Там же, с. 212, выделено автором). Это приводит при неблагоприятной климатической обстановке пусть к длительной, но лишь временной задержке эволюции. Нетрудно видеть, что в концепции "единого" процесса выветривания роль главных и определяющих факторов или условий выветривания отводится материнским субстратам и времени. В конечном результате время является причиной изменения типа коры выветривания, так как только длительностью процесса определяется возможность выноса той или иной суммы элементов и образование одной из известных форм коры выветривания. Поскольку скорость эволюционного процесса есть функция климата, время в схеме Б.Б. Полынова приобретает черты зональности.

Основные положения гипотезы "единого" процесса выветривания, прямо направленной на отрицание климатической зональности элювиального процесса, в частности представления о стадийности и принципиальной однонаправленности развития различных кор выветривания вне зависимости от тех условий, в которых они образуются, оказались весьма устойчивыми и в той или иной форме встречаются в работах многих исследователей и в учебных руководствах [Гинзбург, 1946, 1947; Казаринов, 1948, 1958, 1965; Марков, 1960; Страхов, 1960—1962, 1971; Петров, 1967; Казаринов и др., 1969; Волобуев, 1973; Никитин и др., 1969; Соколов, Таргульян, 1976; и др.].

Современная критика идеи географической зональности почвенно-элювиального процесса возвращается к представлению о равнозначности всех факторов выветривания—почвообразования, причем равнозначность факторов возводится в ранг неоспоримого постулата [Соколов, Таргульян, 1977]. Дальнейшие рассуждения ведутся исходя из того, что среди пяти независимых факторов выветривания—почвообразования зонален (частично) только один — климат, а следовательно, зональность не может быть основным законом географии почв (и кор выветривания). Климатически обусловленная зональность почвенно-элювиального покрова, по мнению цитируемых авторов, не должна возникать и по той причине, что он, формируясь в сходных климатических условиях, но на разных субстратах, обладает разной чувствительностью к воздействию климатического фактора. Поэтому в реальных природных условиях выветривания—почвообразования с реальной пестротой почвообразующих пород, рельефа и времени не должна появляться климатически обусловленная зональность почвенно-элювиального покрова, а либо он должен быть пестрым и мозаичным, либо обнаруживать какие-то иные закономерности, не обусловленные климатическим фактором.

ФАКТОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ И ИХ ЗНАЧИМОСТЬ В ЭЛЮВИАЛЬНОМ ПРОЦЕССЕ

Длительная и непрекращающаяся дискуссия о климатической зональности элювиального процесса упирается в выяснение его ведущих факторов, поскольку их неравнозначность признается всеми. Даже И.А. Соколов и В.А. Таргульян [1977], которые тезис о равноправии всех факторов почвообразования—выветривания называют аксиомой почвоведения, справедливо ставят биоту в ранг зависимого от климата и субстрата и уже, следовательно, не равноправного фактора.

Попробуем рассмотреть значимость факторов с точки зрения интересующей нас

проблемы, т.е. выясним, каким образом факторы влияют на элювиальный процесс и через него на строение, состав и географию кор выветривания. Начнем с факторов, которые были определены В.В. Докучаевым как выполняющие роль условий почвообразования—выветривания: времени и рельефа.

Время. Естественно, что любые природные процессы протекают и развиваются во времени и его влияние всегда учитывалось литологами. Роль времени в почвенно-элювиальном процессе четко определяется, однако, тем, что оно само по себе не способно изменять физико-химическую обстановку существования горных пород. Поэтому время всегда рассматривалось как некая координата, определяющая длительность проявления процессов выветривания, скорость и направление которых отнюдь не прямо пропорциональны времени [Докучаев, 1949, 1954а; Роде, 1947].

В рассматриваемой проблеме о климатической зональности элювиального процесса особо стоит вопрос о том, как быстро отражаются на свойствах коры выветривания действия факторов и процессов выветривания. Если отрезок времени, необходимый для приобретения корой выветривания зональных признаков, соизмерим с эпохой, для которой можно предполагать, в известных пределах, стабильность климатических условий, мы можем говорить о зональности элювиального процесса. В противном случае в строении и составе коры выветривания будет отражен суммарный результат воздействия факторов и процессов различных климатических обстановок, и в этом случае сама постановка вопроса о климатической зональности элювиального процесса и климатически обусловленных типах кор выветривания становится бесперспективной.

Имеющиеся обобщения по палеогеографии суши [Григорьев, 1938; Вульф, 1944; Страхов, 1971; Гуревич, 1960; Марков, 1960; Синицын, 1967; Проблемы палеоклиматологии, 1968; Величко, 1973] показывают, что начиная с конца мезозоя и особенно начала кайнозоя появляются две тенденции в развитии географической среды: общее воздымание и дифференциация рельефа в связи с орогенезом альпийского тектонического этапа и изменения климата Земли. Климатические изменения характеризуются разрастанием площадей семигумидных-аридных климатов, за счет сокращения гумидных и общим похолоданием с соответствующим обособлением, вероятно, в конце кайнозоя, бореально-нотального климата. Все более усиливающаяся к концу кайнозоя контрастность климатического деления Земли в еще большей степени проявилась в плейстоцене. Чередование эпох материковых оледенений и межледниковий приводило к быстрому смещению климатических границ относительно существующих сейчас условий. По этой причине реальное время существования современных кор выветривания районов с разной историей геологического развития различно. Например, в Феноскандии и на большей части Русской равнины климат сложился после отступления ледника, и возраст современной коры выветривания насчитывает 5—10 тыс. лет. В экваториальном поясе климат, а следовательно, и основные особенности физико-географического процесса, в той части, которая касается формирования кор выветривания, качественно не изменилась по крайней мере в течение всего четвертичного и отчасти третичного периодов. В какой-то мере это относится и к достаточно влажным ландшафтам пассатного пояса и пояса экваториальных муссонов, характеризующихся в настоящее время годовой нормой атмосферных осадков не менее 1800—2000 мм. В районах субтропическо-экваториального пояса, которые отличаются сейчас более сухим климатом, климатические колебания четвертичной эпохи нередко достигали того предела, с которого качественно менялось направление элювиального процесса. Возраст современных кор выветривания таких районов укладывается в рамки верхнего плейстоцена или голоцена.

Изучение кор выветривания на датированных объектах: морских и речных террасах четвертичного возраста, "бараньих лбах" и крупных валунах последнего оледенения, археологических памятниках и т.п., а также существующие представления о скорости выветривания и денудации [Роде, 1947; Черняховский, 1966в, 1973; Матвеев, Сергеев, 1970; Матвеев, 1972; Лисицына, 1973; Матвеева, Черняховский, 1974] свидетельствуют, что начальные этапы развития элювиального процесса в различных климатических обстановках протекают с достаточно большой скоростью.

Основные признаки коры выветривания — мощность, строение профиля и ассоциации вторичных минералов — приобретаются задолго до полного использования потенциальных возможностей действующих в данных условиях факторов. Таким образом, "... тип элювия определяется на ранней стадии выветривания" [Лисицына, 1973, с. 193]. По имеющимся данным для этого требуются ничтожно малые отрезки геологического времени — первые тысячелетия. Развитие почвенной зоны и становление основных генетических признаков ее профиля происходит с еще большей скоростью — в течение первых столетий [Докучаев, 1949; Соколов, 1932; Роде, 1947; Иенни, 1948; Маданов, Войкин, 1961, 1966; Соколов, Таргульян, 1976]. Из этого следует, что скорость выветривания оказывается достаточной для того, чтобы даже в наименее оптимальных климатических обстановках кора выветривания приобрела признаки зонального типа. Как будет показано, каждый из факторов элювиального процесса имеет ограниченную область действия в пространстве и во времени. После того как потенциальная возможность его исчерпана, дальнейшее функционирование фактора прекращается. Это приводит к замедлению скорости элювиального процесса, которая со временем становится соизмеримой со скоростью эволюции климата и развития рельефа.

Рельеф. Влияние рельефа на элювиальный процесс отражается опосредствованно, главным образом через изменение основных метеорологических элементов климата: температурного режима поверхности и циркуляции воздушных масс. Рельеф определяют местные условия перераспределения влаги, а также интенсивность эрозии и денудации.

Влияние рельефа на циркуляцию воздушных масс, а следовательно, и на количество выпадающих осадков, особенно велико для современной географической обстановки, которая, как отмечалось, складывается в условиях общего воздымания и дифференциации рельефа в связи с альпийским орогенезом. Примеров такого влияния можно привести множество. Так, склоны гор Гавайских островов в зависимости от экспозиции получают от 500 до 5 000—10 000 мм годовых осадков и на расстоянии нескольких километров влажный тропический лес сменяется здесь полупустынными растительными формациями. Западные склоны Западных Гат в Индии получают в год 2 000—7 000 мм осадков, тогда как сразу же за водоразделом на их восточные склоны выпадает всего 500—700 мм. Расстояние между этими районами всего 70 км [Иванов, 1958; Алисов, Полтараус, 1962]. Одним из лучших примеров влияния рельефа на количество выпадающих осадков и на ход почвенно-элювиального процесса могут служить контрасты Западного и Восточного Закавказья [Градусов, Черняховский, 1976]. Воздействие гор на климат не ограничивается пределами самой горной страны, а распространяется более или менее далеко на прилегающие равнины. Вертикальная поясность горных районов сопровождается, кроме того, возникновением термических контрастов, которые часто приводят к проявлению элювиального процесса, не свойственного данному климатическому поясу, например комплекса криогенных процессов в привершинной зоне гор умеренно-экваториальных широт.

Во многих перечисленных случаях изменения климата, обусловленные рельефом, приводят к качественному изменению элювиального процесса и типа формирующей коры выветривания.

В пределах ареала развития каждого зонально-климатического типа кор выветривания влияние рельефа на ход элювиального процесса через изменение интенсивности водообмена, уровня грунтовых вод и т.п. отражается в каких-либо частных явлениях: в появлении, например, зон осветления или, напротив, цементации, которая сопровождается различным метасоматозом или формированием железистых или алюможелезистых латеритов, горизонтов карбонатных конкреций и т.п.

Обратимся теперь к роли рельефа как фактора, определяющего интенсивность эрозии и денудации, поскольку с интенсивностью этих процессов традиционно связывается полнота выражения зональных признаков кор выветривания. Здесь следует напомнить, что при прочих равных условиях скорость эрозионных процессов определяется климатом: она достаточно велика в обстановках, характеризующихся недостаточным увлажнением и снижается в гумидных ландшафтах (а также

в экстрааридных обстановках). Поэтому рельеф не является вполне аazonальным фактором. Тектонические движения создают общий фон рельефообразования и лишь при резкой активизации способны изменить направление климатогенного развития рельефа [Дедков, 1976].

В обстановках с недостаточным увлажнением на плакорных участках, как следует из наблюдений над археологическими объектами [Черняховский, 1966в], кора выветривания быстро достигает квазиравновесного с факторами (климатического) состояния. В противоположность этому на сухих склонах, слабо защищенных растительностью, продукты выветривания постоянно удаляются эрозией и экспонируются все новые и новые порции пород, которые в свою очередь выветриваются. Литогенетическое значение этого явления известно: в предгорных районах накапливаются мощные толщи кластогенных осадков. Среди них можно назвать пролювиальные валунно-галечные отложения и делювиально-пролювиальные лёссы [Черняховский, 1966а]. Для наших целей важно подчеркнуть, что скорость образования элювиального покрова оказывается так велика, что разница в скорости эрозии плакорных участков и горных склонов принципиально не отражается в составе формирующихся здесь примитивных форм коры выветривания [Черняховский, 1966а—в]. Они различаются здесь лишь в деталях строения профиля.

Так же обстоит дело и с влиянием рельефа на скорость эрозии и полноту выражения зональных признаков кор выветривания в странах гумидного климата с хорошо развитым лесным покровом. Лесная растительность уменьшает количество осадков, поступающих на поверхность почвы, вследствие физического испарения с листовой поверхности по сравнению с соседними открытыми местами до 65—80% [Китридж, 1951; Иванов, 1958; Алисов, Полтараус, 1962]. Изменяется и характер дождевого потока. Тяжелые капли, ударяясь о листву и ветки, дробятся в тонкую водяную пыль и струйки, стекающие по стволам деревьев. Лесная подстилка и густая сеть корневых ходов увеличивают инфильтрационную способность лесных почв. Все это, по имеющимся материалам [Григорьев, 1938; Лопатин, 1952; Ремизов, 1952; Нестеров, 1954; Роде, 1955, 1956; Ткаченко, 1955; Ремезов, Погребняк, 1965; Шанцер, 1966; Добродеев, 1966], приводит к тому, что под пологом лесной растительности, даже в горных районах поверхностный сток часто отсутствует или занимает в водном балансе не более 1—2%. По этой причине защищенная лесом поверхность даже на крутых склонах подвергается плоскостному смыву лишь в очень незначительной степени. Существенную роль в нивелировке склонов в таких случаях начинают приобретать механизмы солифлюкционного течения грунта [Елисеев, 1970] и химической денудации. Это способствует тому, что коры выветривания, мощность которых достигает десятков метров, а строение профиля соответствует строению зональных кор выветривания плакорных участков, формируются в условиях сильно расчлененного и активно развивающегося рельефа на склонах с уклоном 30—35° [Брюкнер, 1964; Фридланд, 1964; Лебедев, 1966; Михайлов, 1968; Черняховский, 1969; Бугельский, Формель-Кортина, 1970]. Таким образом, традиционные представления о невозможности формирования кор выветривания в условиях расчлененного рельефа ошибочны. Они справедливы лишь в том отношении, что коры выветривания горных районов обычно не сохраняются в ископаемом состоянии.

Влияние рельефа на свойства кор выветривания находит отражение в учении о геохимических ландшафтах [Полынов, 1952; Перельман, 1966] и в представлениях о фациальных типах кор выветривания [Михайлов, Куликова, 1977]. Необходимость фациального анализа кор выветривания очевидна, однако объективность его результатов определяется строгим учетом свойств материнских субстратов.

Материнские субстраты. Обращаясь к выявлению роли материнских субстратов в элювиальном процессе, следует обратить внимание на то, что горные породы не способны спонтанно изменять физико-химические параметры среды. Последние в соответствии с составом материнских субстратов и климатом иногда изменяются лишь в ходе самого выветривания. Поэтому горные породы не могут быть квалифицированы как причина или движущая сила элювиального процесса. Горные породы — лишь объект выветривания, свойства которого по-разному отражают из-

менения физико-химической обстановки в элювиальной зоне. Вероятные механизмы выветривания субстратов, различающихся механическими свойствами, текстурно-структурными признаками и минералогическим составом, будут рассмотрены в разделе об основных процессах выветривания. Здесь обратим внимание на особую роль, которую играет присутствие или отсутствие в материнских субстратах кор выветривания слоистых алюмосиликатных (глинистых) минералов. Как показывают наши наблюдения [Черняховский, 1974а, 1978; Черняховский, Пеньяльвер, 1976; Градусов, Черняховский, 1976; Градусов и др., 1976] и литературные данные [Полынов, 1934; Гинзбург, 1946, 1947; Fieldes, Swindale, 1954; Градусов, 1964; Петров, 1967; Pedro a.o., 1969], скорость выветривания, строение профиля и состав новообразованных продуктов во многих случаях определяются именно этим обстоятельством. Вместе с тем в обширной группе материнских субстратов кор выветривания (имеется в виду большая часть осадочного платформенного чехла) в течение предыдущих циклов выветривания — осадконакопления накопился материал, в том числе глинистый, достаточно устойчивый к выветриванию. В низких и средних широтах в составе материнских пород современных кор выветривания вследствие этих процессов существенное значение приобретают кварц-каолиновые субстраты, а в средних и высоких — полимиктовые с достаточно устойчивой к выветриванию в данных условиях смектит-гидрослюдистой глинистой ассоциацией.

Слоистые алюмосиликатные минералы в качестве породообразующего компонента присутствуют не только в осадочных, но и в метаморфических и магматических породах. В последних они появляются, в частности, в результате комплекса метасоматических процессов, главным образом в ходе тектоно-магматической деятельности геосинклинальных зон. В ранние и средние этапы тектоно-магматического цикла метасоматические процессы проявляются в формировании зеленокаменной фации регионального метаморфизма, а в более поздние этапы — в региональной, реже локальной пропилитизации и сольфатарной аргиллизации [Богдасаров и др., 1970]. Под влиянием метасоматоза первичные минеральные ассоциации магматических пород в подвижных зонах, как следует из литературных данных [Коржинский, 1953; Набоко, 1963; Наконник, 1963; Немчухин, 1969; Волостных, 1972; Русинов, 1972] и материалов наших исследований зеленосланцево-измененных и пропилитизированных вулканогенных и интрузивных пород на южном Урале, в Закавказье и на Кубе, частично или полностью замещаются вторичными.

В метасоматитах исходных пород кислого и среднего состава среди типоморфных минералов главное место занимает ассоциация диоктаэдрических слюд, гидрослюды, смешаннослойных слюда-смектитов и смектитов. В породах среднего и основного состава метасоматические процессы приводят к образованию триоктаэдрических хлоритов, смешаннослойных хлорит-смектитов, смектитов, цеолитов, карбонатов и т.п., а в ультрабазитах — "керолитов", смектитов, хлорита, талька, магнезиальных силикатов и карбонатов, опал-халцедоновой минерализации и т.п. Все это приводит к тому, что зоны и горизонты коры выветривания на породах геосинклинальных магматических формаций и их осадочных дериватах в подавляющем большинстве случаев развиваются по глинистому матриксу, который наследуется от материнской породы. В дальнейшем будет показано, что коры выветривания подобных субстратов отличаются растянутым профилем и глинистым составом.

В значительно меньшей степени отмеченные признаки свойственны постмагматической деятельности наземного вулканизма орогенной стадии развития геосинклинальных областей и платформенному вулканизму. Как правило, метасоматические процессы приводят в этом случае к локальной пропилитизации и аргиллизации сольфатарного типа. Вулканогенные породы, в которых отсутствует породообразующий глинистый компонент, являются материнским субстратом особой группы кор выветривания, в элювии которой преобладает аллофан-галлузитовая глинистая ассоциация с гётитом и гиббситом.

Следует отметить в связи с этим, что тектонический контроль локализации тех или иных форм кор выветривания и связанных с ними полезных ископаемых че-

Т а б л и ц а 2

Классификация горных пород как субстратов кор выветривания

Классы	Ряд горных пород с породообразующими слоистыми алюмосиликатными минералами	Ряд горных пород без породообразующих слоистых алюмосиликатных минералов
	Общности горных пород	
Консолидированные субстраты	1. Кислые и средние магматические и метаморфические породы и их осадочные дериваты	9. Кислые и средние магматические и метаморфические породы и их осадочные дериваты
	2. Средние и основные магматические и метаморфические породы, их осадочные дериваты	10. Средние и основные магматические и метаморфические породы, их осадочные дериваты
	3. Гидротермально аргиллизированные серпентиниты	11. Ультрабазиты 12. Карбонатные породы, гипсы, соли 13. Железистые латериты и бокситы
Неконсолидированные субстраты	4. Элювиальные и кластогенные полимиктовые породы с кварцем, гидрослюдами, смектитом, хлоритом и их смешаннослойными образованиями	14. Кластогенные полимиктовые породы
	5. Элювиальные и кластогенные полимиктовые породы без кварца, но с гидрослюдами, смектитом, хлоритом и их смешаннослойными образованиями	15. Вулканические туфы и пеплы
	6. Элювиальные и кластогенные олигомиктовые с кварцем, каолинитом и минералами из группы гидроокислов железа с и алюминия	16. Охры
	7. Известково-мергелистые породы с гидрослюдой, смектитом и хлоритом	17. Кварцевые пески и галечники с несовершенным каолинитом
	8. Известково-мергелистые породы с каолинитом	

П р и м е ч а н и е. Специфика выветривания горных пород (общности 1—17) показана в табл. 5.

рез состав материнских субстратов оказывается во многих случаях значительно более важным, чем контроль, осуществляющийся через геоморфологический фактор. Однако эта сторона вопроса практически не нашла отражения в теоретических разработках.

Отчетливо выраженная обусловленность свойств коры выветривания материнскими субстратами требует специальной классификации последних. Предложенная классификация материнских субстратов кор выветривания составлена на основании принципов, сформулированных Б.Б. Полюновым [1934], и является дальнейшей разработкой предложенной ранее схемы [Черняховский и др., 1976]. В ней учитываются механические свойства, кристаллохимические особенности и состав субстратов, имеющие значение в процессах выветривания. На высшем таксономическом уровне материнские субстраты кор выветривания по механическим свойствам разделяются на два класса: консолидированные и неконсолидированные породы. Внутри классов горные породы делятся на два ряда по признаку содержания или отсутствия слоистых алюмосиликатных (глинистых) минералов в качестве породообразующего компонента. В каждом из рядов по петрографическому составу выделяются общности пород (табл. 2).

Биота. Биота в количественном и качественном отношении связана с климатом. Поэтому следовало бы говорить о биоклиматических факторах элювиально-

го процесса. Все же биотический фактор как таковой имеет свою специфику. Она, в частности, выражается и в относительной неравноценности вклада, который вносит в элювиальный процесс биота различных гидротермических поясов Земли. В современном плане развития географических поясов и зон, который сложился в голоцене, пустыни и полупустыни занимают около 33% от площади суши Земли: степи, лесостепи и типичные саванны — 25%; леса умеренного пояса — 16%; сезонно-влажные леса субтропическо-экваториального пояса — 13%; постоянно-влажные леса субтропическо-экваториального пояса — около 6%; тундра и лесотундра — 7% [Краткая географическая энциклопедия, 1966].

В элювиальном процессе пустынь и полупустынь, т.е. на третьей части земной суши, биота не играет ведущей роли. Строение и состав коры выветривания складывается здесь под воздействием абиотических физических, физико-химических и в меньшей мере химических процессов. Это отчасти относится к формированию коры выветривания тундровых ландшафтов, особенно в условиях континентального климата. Общая биомасса и величина ее годового прироста в этих ландшафтах малы. По данным Л.Е. Родина и Н.И. Базилевич [1965], они составляют соответственно 43—50 и 10—12 ц/га. На остальных территориях биота, особенно растительный покров, играет в элювиальном процессе первостепенное значение. Это вытекает из величины ежегодного прироста биомассы: 42—137 ц/га в степях и саваннах; 45—90 ц/га для лесов бореальной зоны и 325 ц/га для влажнотропического леса. Роль растительного покрова в элювиальном процессе двойка.

С одной стороны, растения являются мощным фактором, который определяет перераспределение тепла и влаги в элювиальной зоне. В этом отношении роль растительного покрова аналогична рельефу: благодаря ему складываются определенные условия выветривания. Под лесом значительно снижается амплитуда суточных и годовых температурных колебаний грунта. Имеются данные о том, что при сведении леса и удалении лесной подстилки — в условиях умеренного климата увеличивается глубина промерзания грунта в 4—23 раза [Сахаров, 1945]. Под пологом вечнозеленого тропического леса суточные и годовые температурные амплитуды практически отсутствуют [Вальтер, 1968]. Прямым следствием этого является существенное снижение роли физических процессов разрушения горных пород. Физические процессы выветривания практически не играют никакой роли в формировании коры выветривания гумидных тропическо-экваториальных ландшафтов, в очень слабой мере проявляются под лесомоховым покровом бореального пояса районов, характеризующихся морским климатом, и начинают играть заметную роль в формировании коры выветривания лишь в таежных лесах, в условиях резко выраженного континентального климата.

Еще более важное значение в формировании климатической зональности элювиального процесса имеет влияние растительного покрова на водный режим в элювиальной зоне. Известно [Григорьев, 1938; Китридж, 1951; Роде, 1963, 1965], что задержание осадков кронами деревьев и листовой поверхностью трав вследствие физического испарения, а также десукционная деятельность корневой системы и транспирация ослабляют интенсивность вертикальной инфильтрации атмосферных вод. В условиях бореального климата под еловым лесом соответствующая статья расхода водного баланса составляет 50—65% от суммы годовых осадков, в то время как на грунтовой сток тратится 15—20%. Это в еще большей степени относится к влажнотропическим фитоценозам. Фактическое испарение над влажным тропическим лесом колеблется в пределах 1400—1450 мм/год [Иванов, 1958]. Физическое испарение дождевых осадков с листовой поверхности трав и крон деревьев, внутригрунтовое испарение и главное транспирационный расход влаги приводят к тому, что в целом ряде степных и лесных ландшафтов возникает так называемый "мертвый" горизонт, через который не происходит хотя бы медленного сквозного промачивания вод атмосферных осадков, а на подавляющей части территорий умеренного и субтропическо-экваториального поясов (30% площади суши), которые по соотношению осадков к испарению несомненно относятся к гумидным, складываются такие условия, когда ежегодным промачиванием охватываются лишь приповерхностные горизонты до глубины первых 2-3 м. Соот-

ветственно этой глубиной ограничена возможность проявления химических процессов выветривания. Подобные условия характерны, в частности, для ландшафтов, на первый взгляд относящихся к весьма "гумидным". По данным С.В. Зонна и Ли Чен-квей [1961], например, в условиях субэкваториального муссонного климата, характеризующегося 1680 мм годовых осадков, под вечнозеленым лесом ливневые осадки только в начале дождевого сезона промачивают почву на глубину свыше 1,5 м. При этом суммарный отток влаги ниже 1,5 м не превышает 100—150 мм. Максимальное увлажнение почв в это время охватывает толщу не более 2—2,5 м. В остальную часть дождевого сезона транспирационный расход почвенной влаги преобладает над ее поступлением.

Роль биоты в элювиальном процессе, однако, не только в том, чтобы создавать условия выветривания, — она выступает и в качестве одной из движущих сил элювиального процесса, активного агента разрушения горных пород. Выветривание осуществляется как в процессе биологической и биохимической деятельности живых организмов, так и вследствие биохимических и химических реакций продуктов органического распада с минеральным веществом субстратов.

Роль биологических и биохимических факторов в формировании коры выветривания наиболее отчетливо проявляется в почвенной зоне. Почва служит местообитанием огромного количества организмов, главным образом беспозвоночных: дождевых червей, кивсяков, личинок насекомых, муравьев, термитов и т.п. Подсчеты, которые проводились еще со времен Дарвина [Докучаев, 1949; Ковда, Якушевская, 1967], показывают, что количество дождевых червей в почве изменяется от 130 тыс. до 5 млн. экземпляров на 1 га. На этой же площади кивсяков может содержаться 400—800 тыс., а личинок насекомых — от нескольких сот тысяч до 3 млн. экземпляров. Общая зоомасса тундр (в кг/га) достигает 11,5; южной тайги — 361,7; широколиственных лесов — 902,5; черноземных степей — 1440; пустынь — 220. Выделения животных в сотни раз превышают их вес. По имеющимся данным, черви, например, способны переработать на 1 га до 380 т минеральной массы в год. В результате роющей деятельности почвенных животных почвенная масса, главным образом в пределах гумусового горизонта, многократно перемешивается и приобретает характерные, только ей свойственные, структуры, отличные от структур материнских субстратов и нижележащих горизонтов коры выветривания. Климатическая зональность процесса выражается через количество продуцирующейся зоомассы. Процесс наиболее отчетливо проявляется в почвах степных, лесостепных и саванных ландшафтов и подавлен в лесных и особенно тундровых почвах.

В формировании почвенной структуры и в процессах дезинтеграции субстратов принимает участие также корневая система высших растений. Л.Е. Родин и Н.И. Базилевич [1965] сообщают, что корни составляют от 20 до 80% от общего количества живого органического вещества растительных сообществ. Следует особо подчеркнуть, что основная масса корней, особенно в гумидных ландшафтах, сосредоточена в верхних 10—15 см почвенной толщи. Ниже количество корней резко сокращается и глубже 1 м обычно встречаются лишь единичные корни. По этой причине влияние корневой системы на формирование почвенной структуры ограничено приповерхностными горизонтами.

Обратимся теперь к выяснению роли в элювиальном процессе биохимических и химических реакций, связанных с жизнедеятельностью растений и микроорганизмов. Известно, что корни растений густой сетью пронизывают верхние горизонты почвы. Как сообщает М.А. Глазовская [1972], у одного из типичных луговых растений — мятлика — длина корней, сосредоточенных в 1 дм³, составляет 553 м, а длина корневых волосков, т.е. активной сосущей части корня в этом же объеме, — 73 км. Корни и корневые волоски, как живые, так и мертвые, являются центрами концентрации микроорганизмов. Кислотные выделения и ферменты корневых придатков и аналогичные продукты жизнедеятельности микроорганизмов, а также углекислота, образующаяся в результате их дыхания и распада, соответственно реагируют практически со всей минеральной массой почвы, находящейся в сфере их воздействия, и активно ее разрушают. Аналогичное действие оказывают

продукты гумификации мертвого органического вещества — низко- и высокомолекулярные кислоты гуминового и фульвокислотного рядов. Экстремальные условия, которые складываются в верхних горизонтах почвы, приводят к тому, что основное значение в элювиальном процессе всех почвенных типов приобретает механизм полного растворения. Интенсивность растворения материнских субстратов варьирует в зависимости от биоклиматических условий и кристаллохимических особенностей минералов. По причинам, которые будут показаны ниже, наиболее легко растворяются плагиоклазы, затем пироксены и роговые обманки. Наиболее устойчивыми оказываются слоистые алюмосиликатные минералы, в частности хлориты и смектиты и кварц. Они часто сохраняются даже в тех случаях, когда практически все другие первичные породообразующие минералы уже отсутствуют и в элювии появляются предельные продукты выветривания — гётит и гибсит.

Процесс особенно нагляден на первых этапах развития почвенного покрова при заселении низшей растительностью скальных массивов. Примером может служить "оспенное" выветривание, которое приводит к появлению на поверхности различных пород: гранитов, гнейсов, кристаллических сланцев, нефелиновых сиенитов, диабазов и т.п. под моховым покровом резко выраженных коррозионных борозд и элювиальных корок, образованных наиболее устойчивыми к выветриванию минералами материнского субстрата. По литературным данным [Alexander, 1959; Добровольский, 1963, 1969] и материалам настоящего исследования глубина коррозионных борозд на таких породах, как граниты и гнейсы, может достигать 2—3 см.

Большая часть элементов, перешедших в раствор под совокупным воздействием на минеральный скелет почвы кислотных выделений корней живых растений, микроорганизмов и кислых продуктов распада органического вещества в пределах сферы влияния корневой системы растений, вовлекается в биологический круговорот и надолго задерживается в элювии [Вальтер, 1968; Базилиевич и др., 1970]. В почвах дождевого тропического леса, например, фильтр корневой системы иногда улавливает зольные продукты растительного распада настолько полно, что воду, просачивающуюся через почву, используют как дистиллированную, причем электропроводность ее оказывается даже ниже, чем у последней. Из биологического круговорота частично выпадают лишь некоторые наименее растворимые соединения, формирующиеся в тканях растений. Чаще всего это опал. В благоприятных условиях, как, например, под бамбуковыми лесами Мадагаскара, он может образовывать горизонты накопления опаловых фитолитов мощностью до 30 см [Riquier, 1960]. Надо напомнить, однако, что основная масса корней располагается на глубине первых двух-трех десятков сантиметров. Поэтому в биологический круговорот вовлекается сравнительно небольшой объем минерального вещества самых верхних горизонтов коры выветривания. Ранее было показано [Черняховский, Градусов, 1977], что биологический круговорот играет заметную роль лишь в формировании состава маломощных кор выветривания гумидно-бореальных ландшафтов. В корах выветривания семигумидных и гумидных субтропическо-тропических ландшафтов с достаточно мощным профилем та часть элементов, которая освобождается при выветривании минерального скелета почвы вне сферы непосредственного влияния корневой системы, минует биологический круговорот. Миграция этих элементов осуществляется различными механизмами, но в почве основное значение имеют легко растворимые, в том числе хелатные органно-минеральные комплексы, способные передвигаться в вертикальном и горизонтальном грунтовым потоке.

Экспериментальными работами [Александрова, 1954; Антипов-Каратаев, Цюрюпа, 1961; Кауричев и др., 1964; Пономарева, 1964; Соколова, 1966; Матвеева, 1968; Левашкевич, 1968; Матвеева и др., 1975] установлено, что агрессивные свойства различных органических кислот и ферментов по отношению к минералам и их хелатирующая способность существенно отличны. Низкомолекулярные кислоты более активны, чем гумусовые, а среди гумусовых кислот — фульвокислоты являются более активными комплексообразователями, чем гуминовые. Сами

же фульвокислоты, образующиеся под различными растительными формациями, обладают способностью связывать в комплексы различные количества элементов. Фульвокислоты красноземной почвы связывают, например, полутороокисей больше, чем фульвокислоты гумусо-иллювиального подзола, а эти, в свою очередь, больше, чем фульвокислоты дерново-подзолистой почвы и т.п. Климатическая зональность процесса выражается через биологическую продуктивность ландшафтов, показанную Л.Е. Родиным и Н.И. Базилевич [1965], и в том, что в различных почвах формируется свой, характерный для них тип гумусообразования: с возрастанием общего количества гумуса в почве от пустынь и лесных ландшафтов к лесостепи и черноземным степям, увеличивается содержание продуцирующихся в ней малоподвижных и нерастворимых в воде гуминовых кислот, а количество фульвокислот уменьшается.

По данным ряда авторов [Фридланд, 1961, 1964; Пономарева, 1964], низкая биологическая продуктивность пустынь и полупустынь, наряду с высокой биогенностью почв, приводит к быстрой минерализации растительных остатков до CO_2 . Те мизерные количества гумусовых кислот гуматно-фульватного ряда, которые в них продуцируются, не могут объяснить свойства этих почв. Напротив, низкий коэффициент гумификации в почвах гумидных лесных ландшафтов связывается с образованием активных воднорастворимых соединений, способных оказывать сильное разлагающее действие на минеральные субстраты. Непосредственная роль биоты в элювиальном процессе, однако, и в этом случае ограничена глубиной проникновения массы продуцирующихся в верхней части почвенного профиля гумусовых веществ. По имеющимся многочисленным данным, биотические процессы выветривания деятельно протекают и обладают качественным своеобразием лишь в пределах первого метра и постепенно затухают на глубине 2–5 м. Причина этого заключается в полной минерализации органического вещества. В профиле подзолистой почвы, по данным В.В. Добровольского [1968], содержание гумуса убывает до 0% уже на глубине около 80 см от поверхности. В тропических почвах содержание гумуса падает на таких глубинах в 3–4 раза, а иногда более чем в сто раз [Фридланд, 1964]. Соответственно резко, почти в геометрической прогрессии, уменьшается с глубиной от поверхности количество микроорганизмов.

Несмотря на небольшую мощность слоя активного почвообразования, в нем осуществляется огромная геохимическая работа. Количество железа, которое может быть связано с фульвокислотами, достигает, например, 650–711 мг, а гуминовыми кислотами — 119–152 мг на 1 г органического вещества. Алюминий связывается гумусовыми кислотами в комплекс в количестве 89–92 мг на 1 г углерода. В конкретных условиях в зависимости от концентрации полутороокисей соотношения миграционной способности железа и алюминия могут меняться. Чтобы представить масштаб геохимической работы в деятельном слое, достаточно сказать, что постоянно возобновляющиеся запасы фульвокислот в 20-сантиметровом слое подзолистой почвы исчисляются в 60 т/га и они, следовательно, могут связать свыше 30 т полуторных окислов железа и больше 6 т алюминия. Масштаб геохимической работы усиливается и тем, что одновременно здесь продуцируется еще от 0,82 до 2,33 кг/га в час CO_2 [Пономарева, 1964; Зонн, 1960].

Сказанное еще в большей степени относится к влажнотропическим ландшафтам: запасы гумуса в 1 м слое красно-желтых почв Северного Вьетнама — 152 т/га, аллитно-гумусовые почвы этого же района содержат 549 т/га гумуса [Фридланд, 1964].

Как известно, результатом геохимической работы в почвах бореальной области является образование осветленного — “подзолистого” горизонта и аккумуляция в горизонте В и осадках подчиненных геохимических ландшафтов железа и марганца в форме ордзандов, ортштейнов и озерно-болотных руд. В корях выветривания гумидных субтропическо-экваториальных ландшафтов результат этой работы — образование приповерхностных пестроцветных горизонтов, зон обеления и генетически связанных с ними маломощных накоплений внутрипочвенных железистых лагеритов [Градусов и др., 1976; Черняховский, Градусов, 1977; Черняховский, Пеньяльвер, 1976, 1977]. В тех случаях, когда мобилизация материала при обра-

зации зон обеления осуществлялась с больших площадей, можно ожидать накопления также и промышленных концентраций железа. Очевидно, именно такой источник материала был в основе накопления олигоценых оолитовых гидрогётит-хлоритовых руд Северного Приаралья [Формозова, 1959]. Геологическое значение процесса мобилизации материала в деятельном слое вытекает еще и из того, что скорость выветривания в его пределах так велика, что элювий постоянно возникает даже на крутых денудированных склонах. В ходе развития рельефа активным биохимическим процессом охватываются, таким образом, весьма значительные объемы пород, а это, в свою очередь, в благоприятных условиях приводит к накоплению осадочных рудных концентраций. Примером таких концентраций могут служить железистые бобово-обломочные латериты Кубы [Градусов и др., 1976] и, вероятно, большая часть бобово-обломочных бокситов.

Ниже слоя активного почвообразования в сапролитовой зоне коры выветривания роль органических кислот и микроорганизмов в мобилизации минерального вещества уже не имеет существенного значения и качественное своеобразие процесса при прочих равных условиях определяется количеством CO_2 — продуктом конечного распада органических соединений [Гумусовые вещества..., 1970] и главным образом объемом фильтрующейся влаги, которые определяются климатом.

Климат. Из определения элювиального процесса и данных, приведенных выше, следует, что климат является его основной причиной и движущей силой. Из всей совокупности климатических элементов наибольшее значение в элювиальном процессе имеют комплексы показателей тепла и увлажнения. Комплекс тепла складывается из приходно-расходного баланса лучистой энергии, влияния облачности, направления и скорости ветра, типа подстилающей поверхности. Его показатели, важные для понимания элювиального процесса, выражаются через среднегодовые температуры и амплитуды суточных и годовых температур. Локализация территорий, характеризующихся равными показателями тепла, имеют наиболее четко выраженную зональную структуру. Обе составляющие комплекса увлажнения: приход влаги в виде атмосферных осадков и расход ее на испарение, помимо общих законов циркуляции атмосферы, обусловлены показателями тепла. При низких температурах мало влагосодержание воздуха и соответственно в условиях равнины выпадает небольшое количество осадков, но мало и испарение.

Наиболее важным показателем увлажнения, характеризующим объем фильтрующейся в элювиальной зоне влаги, является среднегодовое количество осадков, выраженное в миллиметрах. Однако эта величина не всегда дает представление о фактической влажности климата. Действительно, в таких различных по характеру увлажнения районах, как пустыня Каракумы и тундра низовьев р. Лены, годовые суммы осадков примерно равны и составляют около 100 мм. В юго-восточной части о-ва Куба 800–900 мм годовых осадков обеспечивают развитие лишь полупустынных или саванновых растительных формаций [Национальный атлас Кубы, 1970], а 600 мм годовых осадков окрестностей Ленинграда приводит к избыточному увлажнению и развитию лесных ассоциаций. Для получения сопоставимых результатов при обсуждении условий увлажнения обычно используют коэффициент увлажнения. Он равен частному от деления суммы годовых осадков на величину испаряемости [Высоцкий, 1905; Иванов, 1941, 1958], т.е. испарению со свободной водной поверхности при данных метеорологических условиях.

Климатическая зональность элювиального процесса прямо вытекает из факта количественных изменений в пространстве отдельных показателей тепла и увлажнения. Уже простое изменение температурного режима в элювиальной зоне существенно меняет направление процесса выветривания. Действительно, резкие суточные амплитуды в пределах положительного сектора температур, распределяющиеся на глубины первых десятков сантиметров в пустынях, плавные и глубокие годовые амплитуды континентального климата в лесной и степной зонах умеренного пояса, частые переходы через нулевую точку в арктических ландшафтах и высокогорьях — это не просто количественные, но и качественные различия, которые, как будет показано ниже, соответствующим образом влияют на элювиальный процесс и определяют возникновение той или иной формы коры выветривания: щебен-

чато-пылевой, древесной или щебенчато-глыбовой. Отсутствие температурных колебаний под экваториальным лесом или их незначительная амплитуда приводят к полному затуханию физических процессов выветривания.

Так же обстоит дело при рассмотрении роли воды в элювиальном процессе. Известно, что вода в зоне выветривания находится в трех состояниях: свободном, связанном и мерзлом [Приклонский, 1955; Сергеев, 1959; Роде, 1965; Блох, 1966]. Вода, свободно циркулирующая по системе трещин и пор под воздействием гидростатических сил, по физическим свойствам отличается от воды, находящейся на контакте с твердой фазой породы, т.е. воды связанной, адсорбированной на поверхности пород и минералов. С ростом количества годовых атмосферных осадков от минимального и в тундрах и пустынях до максимального в экваториально-тропических областях происходит постепенное увеличение роли воды в элювиальном процессе. Это увеличение носит количественный характер лишь в определенных пределах. Наиболее существенное событие происходит при возникновении промывного режима увлажнения на всю возможную мощность коры выветривания. Это означает появление в элювиальной зоне свободно циркулирующей воды вместо воды преимущественно адсорбированной на поверхности микротрещин горной породы, что знаменует смену содержания элювиального процесса — гидратационного, физического выветривания на химическое. Фазовые переходы свободной воды в лед при частой повторяемости ритма, как известно, приводят к проявлению морозного выветривания.

Имеющиеся материалы свидетельствуют о том, что климатическая зональность элювиального процесса наиболее четко проявляется именно через особенности водного режима в элювиальной зоне. Это вызывает необходимость специального обсуждения условий увлажнения. Как отмечалось, условия увлажнения в элювиальной зоне, а через это динамика и химизм вод обычно учитываются посредством коэффициента увлажнения. В соответствии с этим в начале столетия под влиянием учения Докучаева сложились представления о различии литогенетических процессов, в частности выветривания — почвообразования в аридных, гумидных и нивальных (полярных, ледовых) условиях [Соколов, 1932; Страхов, 1960—1962, 1971; Михайлов, Куликова, 1977]. Гумидный и аридный типы литогенетического процесса, в которые включают и образование кор выветривания в областях мобилизации материала, возникают в условиях положительного баланса температур. Первый из них — гумидный — выделяется по признаку превышения среднегодового количества атмосферных осадков над их испарением (коэффициент увлажнения > 1), для другого — аридного — эти соотношения обратны (коэффициент увлажнения < 1). Выделение территорий с ледовым типом литогенетического процесса осуществляется главным образом по признаку отрицательной среднегодовой температуры. Коэффициент увлажнения для таких территорий > 1 .

Данные, характеризующиеся балансом температур и коэффициентом увлажнения, достаточны для описания кор выветривания аридных и ледовых типов литогенетических процессов. В корях выветривания аридных ландшафтов складывается непромывной режим увлажнения и как следствие подавлены химические процессы. Малое количество воды в элювиальной зоне и отсутствие экрана в виде растительного покрова, защищающего поверхность от воздействия температурных колебаний, приводят к развитию здесь термофизических инсоляционных деформаций. В условиях ледового литогенеза химические процессы также подавлены. Этому способствует низкая температура и замедленный водообмен, так как здесь выпадает мало атмосферных осадков и существует водоупор в виде длительно мерзлого слоя — мерзлотный тип водного режима [Роде, 1956, 1963] приводит к развитию процессов морозного выветривания [Черняховский, 1968].

Сложнее обстоит дело с объяснением закономерностей формирования водного режима кор выветривания территорий гумидного литогенетического процесса. Уже отмечалось, что поверхностный сток и суммарный эффект испарения — транспирации приводят к тому, что в ландшафтах, которые по соотношению осадков и испарения со свободной водной поверхности несомненно относятся к гумидным, во многих случаях складываются такие условия, когда ежегодным промачиванием

охватываются лишь приповерхностные горизонты, обычно до глубины первых 2–3 м, и здесь складываются условия ослабленного периодически промывного режима увлажнения. Отток влаги, которая не используется на внутрипочвенное испарение и транспирацию, очевидно, осуществляется вследствие формирования верховодки в пределах элювиальных и иллювиальных горизонтов почвы и в меньшей степени вдоль крупных трещин в сторону глубоких дрэн.

В горизонтах, охваченных ежегодным промачиванием, осуществляется возможность проявления химических процессов выветривания. Разрушение горных пород в более глубоких горизонтах коры выветривания описываемых ландшафтов, которые в течение большей части года не охвачены активным водообменом, замедлено. Поэтому здесь сохраняются такие неустойчивые в коре выветривания минералы, как карбонаты. Выветривание происходит вследствие сезонных колебаний температур и влажности согласно механизму гидратации. Механизм особенно четко проявляется на консолидированных субстратах, которые содержат в качестве породообразующего компонента гидрофильные слоистые алюмосиликатные минералы — слюды, хлориты, смектиты.

Промывной режим увлажнения на всю возможную глубину проявления элювиального процесса в гумидных обстановках осуществляется лишь там, где норма годовых атмосферных осадков превышает все издержки на испарение и транспирацию. Ранее она была эмпирически определена для субтропического и тропического пояса в 1400 мм, а для тропическо-экваториального — в 1800 мм [Черняховский, 1974б; Черняховский и др., 1976]. Как отмечалось в цитированных работах и будет показано ниже, признаком, который отличает коры выветривания с промывным типом режима увлажнения, является интенсивное химическое выветривание во всех горизонтах и зонах профиля.

Закономерная смена в пространстве каждого из перечисленных типов водного режима фактически определяет климатическую зональность элювиального процесса. Она раскрывается через механизмы основных элювиальных процессов.

ОСНОВНЫЕ ЭЛЮВИАЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ

Формирование приповерхностной трещиноватой зоны. Вследствие реакций упругого последствия и связанного с ними увеличения объема в горных породах близ поверхности появляются системы трещин, которые называют трещинами разгрузки, берегового скола или берегового отпора [Лыкошин, 1953; Белоусов, 1954; Ажгирей, 1956; Прочухан, 1960, 1964; Соколов, 1962; Чернышов, 1965; Золотарев, 1971]. Разгрузка внутренних напряжений породы приводит к раскрытию ранее сомкнутых тектонических и литогенетических трещин, в меньшей мере появлению новых. Ширина этих трещин может измеряться от величин молекулярного порядка до микро- и макротрещин, видимых в микроскоп или простым глазом. Исследования поверхностно-трещиноватой зоны разгрузки, которые проводились во многих странах в связи со строительством высотных плотин и других крупных инженерных сооружений, показывают практически мгновенное ее образование и довольно постоянную мощность. Вне швов тектонических разломов независимо от характера рельефа и состава пород она колеблется в пределах 10–50 м, а в тектонически активных зонах она может увеличиваться до 100–150 м [Бондарик, 1959; Каменский и др., 1959; Прочухан, 1960, 1964, 1966; Беликов, 1961; Krieslinger, 1958]. Следует обратить внимание на то, что мощность зоны разгрузки внутренних напряжений близко совпадает с имеющимися данными о мощности подавляющего большинства площадных и линейных кор выветривания, формирование которых происходило в условиях влажного и теплого климата.

Зона разгрузки внутренних напряжений не является корой выветривания, и по этой причине далеко не всегда присутствие обломочной зоны, сложенной слабо измененными породами, в подошве кор выветривания можно связать с самим процессом выветривания. Однако наличие трещиноватой зоны облегчает ход элювиальных процессов и способствует образованию площадных кор выветривания даже в горных районах. Более того, есть основания предполагать, что мощ-

ность зоны разгрузки ограничивается возможная мощность коры выветривания.

Разработка трещин зоны разгрузки внутренних напряжений осуществляется вследствие проявления следующих основных элювиальных процессов: температурного, морозного, гидратационного и химического.

Температурное выветривание. Температурным, или инсоляционным, выветриванием будем называть механическую дезинтеграцию горных пород под воздействием теплового расширения и сжатия ее минеральных компонентов. Процесс характерен для экстрараидных и нивальных ландшафтов с континентальным климатом и непромывным типом режима увлажнения. Он определяется резкими амплитудами суточных температур на незащищенной растительностью поверхности горных пород, которые в пустынях умеренного пояса достигают 30°C [Суслов, 1954].

В результате температурных колебаний в консолидированных горных породах одновременно появляются механические напряжения двух типов. Напряжения первого типа возникают вследствие неравномерного изменения связанных между собой элементов объема массива, т.е. зависят от градиента температур поверхностных и более глубоких горизонтов выветривающихся пород. Температурный градиент в скальных породах Калифорнийской пустыни достигает, например, 15° на 30 см [Roth, 1965]. Подобные напряжения изучались Б.Н. Достоваловым [1961] и были названы им объемно-градиентными. Сравнения величин температурных градиентов с значениями удельного теплового расширения горных пород свидетельствует о том, что сами по себе объемно-градиентные напряжения не могут быть основной причиной разрыва сплошности горной породы. Они приводят в основном к более полной разработке ранее сомкнутых литогенетических и тектонических трещин. Дезинтеграции, очевидно, способствуют конденсация и адсорбция водных паров и пленок на стенках трещин и отчасти кристаллизация солей. Объемно-градиентные напряжения приводят к возникновению относительно крупных отдельных элювия — щебня. Ограничения воздействия фактора и процесса заключаются в том, что по мере уменьшения размера элювиальных обломков разность температур между отдельными элементами их объема в соответствии с величиной температурного градиента сокращается. Это определяет предел дезинтеграции горных пород в результате объемно-градиентных напряжений. Наблюдения в пустынях Средней Азии и в Гоби [Черняховский, 1966в] показывают, что минимальный размер элювиального щебня на таких породах, как кристаллические сланцы, мраморы, кварциты, порфириды и т.п., колеблется в пределах одного или нескольких сантиметров.

Напряжения другого типа возникают при температурном выветривании вследствие резкого различия теплопроводности, коэффициентов теплового расширения — сжатия и анизотропии тепловых свойств минералов, слагающих горные породы. Коэффициент объемного расширения ортоклаза, например, в три раза меньше, чем у альбита и в два раза меньше, чем у кварца. При нагревании таких минералов, как кальцит, оливин и другие, по направлению одних кристаллографических осей происходит сжатие, а по направлению других — расширение [Берч и др., 1949; Кларк, 1969]. Напряжения этого рода наиболее интенсивно протекают в крупнозернистых породах неоднородного минерального состава, например в гранитах. Однако вследствие анизотропии тепловых свойств породообразующих минералов они возникают и в породах мономинерального состава. Из-за взаимного давления минеральных зерен монолитной породы и растрескивания по ослабленным зонам, например трещинам спайности, размер элювиальных обломков может достигать сотых долей миллиметра.

В ходе описанных процессов под воздействием преимущественно температурного выветривания на консолидированных субстратах таким образом формируется элювий, состоящий из двух фракций: щебня и мелкозема тонкопесчаного и алевритового размера.

Все перечисленные процессы по понятным причинам не вызывают механические напряжения, способные привести к дезинтеграции неконсолидированные субстраты. Изменение механических свойств субстратов этого класса в пустынях осуществляет-

ся вследствие биогенной деятельности, а также механизмами гидратации-дегидратации и "солевого" выветривания [Черняховский, 1968].

Величина напряжений, обусловленных анизотропией тепловых свойств консолидированной горной породы, а следовательно, и степень ее дезинтеграции зависят, как отмечалось, от короткопериодичной суточной амплитуды температур, и поэтому имеют наибольшую интенсивность у поверхности. С глубиной напряженность температурных деформаций вследствие слабой теплопроводности горных пород быстро падает. По данным ряда авторов [Ферман, 1924; Коломенский, 1952; Суслов, 1954; Павлов, 1965; Достовалов, Кудрявцев, 1967], суточная тепловая волна не чувствуется уже на глубине 1 м. Этой глубиной, очевидно, определяется максимальная возможная мощность коры выветривания, образованной температурным выветриванием.

Морозное выветривание. Говоря о морозном выветривании, будем иметь в виду дезинтеграцию субстратов и формирование "структурных грунтов" под воздействием расклинивающего действия замерзающей воды и других физических и физико-механических процессов, связанных с льдообразованием. Этот тип выветривания характерен для районов, отличающихся особо суровыми климатическими условиями, многолетней мерзлотой и обусловленным ею избыточным поверхностным увлажнением. Непременным условием развития морозного выветривания являются частые переходы температур через точку замерзания воды.

Объемно-градиентные напряжения, вызванные температурными колебаниями поверхностных горизонтов горных пород в летнее время и главным образом сильным переохлаждением зимой, приводят к появлению системы трещин, которые в дальнейшем разрабатываются замерзающей водой. Механизм этого процесса определяется условиями льдообразования и миграции влаги.

Известно, что вода, находящаяся в объеме крупных трещин, замерзает после небольшого переохлаждения ($< 0^{\circ}\text{C}$). При переходе воды в имеющий меньшую плотность лед происходит увеличение его объема на 9,08% [Шумский, 1954]. В результате развивается давление на стенки крупных трещин до 2100 кг/см^2 , в связи с этим возникает колоссальное расклинивающее напряжение — до 2,0–2,5 тыс. атм.

В тонкодисперсных горных породах, порых и мелких трещинах находится связанная вода, по физическим свойствам отличная от воды, циркулирующей по системе крупных полостей и трещин. По данным, имеющимся в литературе [Дерягин, 1932, 1956; Федосов, 1940; Шумский, 1955; Ананян, 1958; Блох, 1966, 1969; Паундер, 1967], следует, что при температуре замерзания в лед переходит несвязанная или слабосвязанная вода, а вода, связанная вследствие искажения ее структуры не кристаллизуется или кристаллизуется при более низкой температуре. Некоторое количество незамерзшей воды сохраняется в тонкодисперсных грунтах до температуры -194°C [Цитович, 1947]. В случае, когда вся вода имеет искаженную структуру, для кристаллизации части ее с наименее искаженной структурой требуется некоторое время, иногда определяемое неделями или месяцами [Сумгин, 1932; Сумгин и др., 1940; Ананян, 1963]. Это явление имеет особо важное значение в процессе формирования элювия под воздействием морозного выветривания.

При понижении температуры ниже 0°C , очевидно, прежде всего замерзает вода наиболее крупных и обводненных трещин. Вода, заполняющая капиллярные и микрокапиллярные трещины, при сравнительно кратковременном понижении температур в летнее время не успевает замерзнуть и частично замерзает лишь зимой. Разрывая горные породы по крупным трещинам, вода в момент замерзания способствует образованию крупноглыбового элювиального материала. Размер элювиальных глыб, образованных в процессе морозного выветривания, исчисляется от нескольких десятков сантиметров до нескольких метров в диаметре. Дальнейшее действие фактора, а следовательно, и образование более тонких обломков в элювии практически прекращается. Это объясняется, в частности, тем, что начало льдовыделения в крупных трещинах и появление температурного градиента между охлажденной поверхностью массива или элювиальных глыб и их более теплой внут-

ренной частью обуславливают миграцию влаги за счет движения незамерзшей воды к центрам кристаллизации и из менее охлажденных частей элювиальных глыб к охлажденным [Федосов, 1940; Ананян, 1957, 1960; Розанов, 1958; Основы геоэрологии, 1959; Глобус, 1962]. Пленочная вода, таким образом, не распространяется по сети микротрещин. Практически вода проникает по трещинам и активно воздействует на горную породу с поверхности элювиальных глыб на глубину максимум 1—2 см. Только в пределах этой зоны имеет место комплекс химических и биохимических изменений минералов, гидратация и связанное с этим расклинивание гидратными пленками минеральных зерен. Поверхностная корка элювиальных глыб вследствие этого отличается от более глубоких их частей своей разрыхленностью. Именно эти процессы, к рассмотрению которых мы перейдем ниже, дают основное количество мелкоземистого материала в элювии консолидированных субстратов. Количество продуцирующегося в коре выветривания мелкозема невелико, поэтому вопреки прочно сложившемуся мнению приходится констатировать, что морозное выветривание консолидированных субстратов приводит к образованию преимущественно грубого и весьма грубого элювия. Мелкозем, как правило, вымывается по трещинам в нижние горизонты коры выветривания или выносится в депрессии рельефа. Повторные процессы промерзания — пучения и оттаивания — просадки способствуют выталкиванию на поверхность всех наиболее крупных обломков. На поверхности склонов и водоразделов в районах развития морозного выветривания накапливаются развалы крупных остроугольных глыб. Передвигаясь по склону вследствие пучения и сольфлюкции, элювиальные глыбы и мелкозем служат источником ряда склоновых осадочных отложений, в частности каменных потоков — курумов.

Морозное выветривание неконсолидированных субстратов во многом аналогично, но новообразованные криогенные структуры в них формируются, кроме того, механизмом кристаллизационной дифференциации влаги с выделением ледяных жил и минеральных прослоев. При недостаточных запасах свободной воды в дисперсных породах отток влаги в направлении промерзания приводит также к дегидратации ее частиц, коагуляции коллоидов, агрегированию и образованию трещин. В зависимости от наличия, формы и расположения ледяных шлиров в измененных криогенным процессом породах возникают массивные, слоистые и сетчатые типы вторичных текстур. Связанные с этим нарушения объема пород приводят к нарушению сплошности слоев и мерзлотной сортировки, вспучиваниям, просадкам, инъекциям разжиженных масс по трещинам, криотурбациям и т.п. Все это выражается в таких характерных для районов развития криогенеза формах микрорельефа, как пятна-медальоны и другие полигональные образования, бугры пучения, термокарстовые просадки и т.п.

Поскольку таяние и замерзание части воды с искаженной структурой в отрицательном диапазоне температур происходит при любом повышении и понижении температуры, возможная мощность коры выветривания, образованной морозным выветриванием в районах развития многолетней мерзлоты, определяется глубиной сезонного колебания температур. Она колеблется от 2 до 4 м, но, вероятно, может достигнуть 15—20 м [Кудрявцев, 1961; Достовалов, Кудрявцев, 1967].

Гидратационное выветривание. Механизм гидратационного выветривания наиболее отчетливо выражен на консолидированных субстратах ряда пород, содержащих слоистые алюмосиликатные минералы. Сущность процесса заключается в том, что возникающие в ходе суточных и главным образом сезонных температурных колебаний деформации горных пород приводят к открытию и закрытию массы ультрамикротрещин. В вакууме или сухом воздухе закрытие трещин сопровождается почти полным восстановлением механической прочности горной породы [Кузнецов, 1954]. В увлажненных горных породах всякое открытие трещин до размера большего, чем размер водной молекулы, влечет за собой гидратацию, т.е. проникновение водных слоев и паров жидкости, которые адсорбируются на их стенках. Интенсивность миграции влаги определяется градиентом влажности, температуры, а также физическими свойствами поверхности минералов [Воюцкий, 1964; Лыков, 1968]. Она осуществляется за счет положительной разности трансляционных скач-

ков молекул воды из толстых пленок в тонкие и обратно. По данным Б.В. Дерягина [1943], величина противодействия выдавливанию в таких адсорбированных пленках измеряется давлениями порядка нескольких тонн на 1 см^2 . Гидратация препятствует смыканию трещин и при многократном повторении деформаций приводит к полному разрушению горной породы.

Адсорбция воды вдоль микротрещин, как правило, не сопровождается изменением минерального состава субстратов. По сути говоря, здесь мы имеем дело с физическим выветриванием, так как адсорбция водных пленок — гидратация минералов — обусловлена ван-дер-ваальсовыми, т.е. физическими силами. Вместе с тем взаимодействие горной породы с водой в ходе процесса гидратации неизбежно сопровождается комплексом химических процессов. Резкой границы между этими явлениями провести невозможно, так как вода, адсорбированная поверхностью минералов, действием физических сил, затем связывается с адсорбентом уже химическими силами [Воюцкий, 1964].

Поскольку гидратация сопровождается сокращением свободной поверхностной энергии системы, она является экзотермической, самопроизвольной реакцией [Адам, 1947; Воюцкий, 1964]. По этой причине гидратация осуществляется в любой климатической зоне. Самостоятельное или преимущественно самостоятельное значение процесс приобретает, однако, в подпочвенных горизонтах кор выветривания с непромытым или ослабленным периодически промывным типом режима увлажнения в странах умеренного и отчасти субтропического пояса. Химические процессы в этом случае подавлены, поскольку отсутствуют условия для удаления побочных продуктов химических реакций.

Элювий, образованный гидратационным выветриванием, отличается относительно тонким механическим составом с преобладанием дресвы, а также тонкопесчаных и алевроитовых фракций. Одновременно вследствие проявления химических процессов трансформации слоистых алюмосиликатных минералов материнских субстратов в элювии появляется небольшое количество глинистых новообразований: смешаннослойных слюда-сметитов (вермикулитов), хлорит-сметитов (вермикулитов) и сметитов [Черняховский и др., 1976].

Мощность коры выветривания определяется условиями увлажнения. Однако простое проникновение воды по системе микротрещин зоны разгрузки внутренних напряжений не приводит еще к дезинтеграции горной породы. Процесс дезинтеграции возможен лишь при периодическом возобновлении деформаций в элювиальной зоне. Следовательно, мощность коры выветривания, образованной действием гидратационного выветривания, не может быть большей, чем глубина сезонного колебания влажности и главным образом температур в данном районе. По имеющимся данным [Большаков, 1961; Кудрявцев, 1961; Воронов, 1963; Ткаченко, 1965; Лыков, 1968] она, очевидно, может изменяться от долей метра до 20–30 м.

Химическое выветривание. Возбуждение любых, даже экзотермических реакций требует предварительной затраты некоторого количества энергии — энергии активации. Мощным активатором энергии в гипергенезе, как известно, служит органическое вещество почвы [Перельман, 1973]. По этой причине химическое выветривание является основным процессом для почвенных горизонтов коры выветривания. Участие химических процессов в формировании сапролитовой зоны, как отмечалось, целиком определяется температурным режимом и условиями увлажнения. В условиях непромытого и ослабленного периодически промывного режима увлажнения действие химического выветривания ограничивается глубиной максимального годового промачивания (первые метры). В ландшафтах, характеризующихся глубоко промывным типом режима увлажнения, условия для развития физических процессов практически отсутствуют, и формирование всех генетических зон и горизонтов коры выветривания осуществляется вследствие комплекса химических реакций.

Материалы настоящего исследования, а также литературные данные [Гинзбург, 1946; Антипов-Каратаев, Кадер, 1956; Антипов-Каратаев, Цюрупа, 1961; Келлер, 1963; Куковский, 1975; Матвеева, 1968, 1974; Педро, 1971; и др.] показывают, что химическое разрушение горных пород в зонах и горизонтах, в которых осу-

существляется возможность промывного режима увлажнения, происходит по законам растворения. Структура и свойства воды как растворителя и переносчика растворенных элементов прямо определяется ассоциацией ее молекул посредством водородных связей. Водородными связями, в частности, объясняется аномально высокая диэлектрическая постоянная свободной воды — два противоположных электрических заряда притягиваются в ней с силой, равной $1/80$ силы их взаимного притяжения в воздухе [Самойлов, 1957а; Блох, 1969, 1970, 1971]. Высокое значение диэлектрической постоянной и является основной причиной высокой растворяющей способности воды по отношению к минералам с преимущественно ионным типом связей. Сила взаимного электростатического притяжения диполей воды и катионов оказывается в этом случае настолько значительной, что энергии теплового движения уже достаточно для разрыва связей гидратируемого минерала и перехода элементов в раствор в соответствии с законами их растворимости. К минералам с преимущественно ионным типом связей относятся галогениды, сульфаты и карбонаты. Выветривание пород, сложенных этими минералами, происходит путем конгруэнтного растворения вдоль крупных водопроводящих каналов с образованием карста. Наблюдения показывают [Градусов и др., 1976; Черняховский, 1978], что карст является основным проявлением процесса выветривания также пород ультраосновного ряда, которые сложены минералами с большой долей участия ионных связей. Однако большая часть силикатных и алюмосиликатных пород сложена минералами, в которых преобладают ковалентные и смешанные ионно-ковалентные типы связей. Они относятся к слабо или весьма слабо растворимым в свободной воде образованиям, но растворяются в связанной воде, которая находится в системе макро- и ультрамикротрещин элювиальной зоны, обладающих огромной реакционной поверхностью. В связанной воде заметно уменьшается диэлектрическая проницаемость — до величин 10–20, а у наиболее прочно связанной до 2–5 и существенно увеличивается степень диссоциации. Последняя может возрастать по сравнению с диссоциацией свободной воды на пять–шесть порядков [Блох, 1969, 1970]. Можно думать, что вода в данном случае выступает не в качестве полярного растворителя, так как диэлектрическая постоянная ее падает, а главным образом как донор ионов водорода и OH^- ионов, концентрация которых, как упоминалось, на несколько порядков выше в связанной воде, чем в свободной. Наблюдения в природе, а также экспериментальные исследования [Гинзбург, 1947; Матвеева, Рождественская, 1968; Матвеева, 1974; Куковский, 1966, 1975] показывают, что скорость и характер реакции, помимо концентрации водородного иона зависят от структуры взаимодействующего с водой минерала. Особенно легко разрушается структура полевого шпата. Более устойчивы при выветривании амфиболы и пироксены, имеющие цепочечную структуру, но наиболее устойчивыми в коре выветривания оказываются слоистые алюмосиликатные минералы.

Основу структуры полевых шпатов составляют наиболее крупные катионы K^+ , Na^+ , Ca^{2+} , которые окружены лентами сдвоенных алюмо- и кремнекислородных тетраэдров $[\text{Si}_2\text{O}_7]^{6-}$. Из-за некоторой несоразмерности ребер октаэдров и групп тетраэдров около половины последних дефектны в связи с заменой кремния на алюминий. Это и снижает устойчивость конструкции.

В основе структуры амфиболов и пироксенов лежат мелкие катионы Al^{3+} , Fe^{3+} , Mg^{2+} , ребра октаэдров которых соизмеримы с ребрами одиночных тетраэдров. Разрушение всех этих минералов, а также нефелина, стекол и т.п., в структуре которых большой процент ковалентных связей, осуществляется путем полного растворения [Гинзбург, 1946, 1947; Чухров, 1955; Горбунов, Градусов, 1967; и др.] с участием иона водорода. Ион водорода, небольшой по размеру и с высокой плотностью положительного заряда, легко проникает во внешнюю электронную сферу атома кислорода, находящегося в вершинах октаэдрических и тетраэдрических сеток минералов и вступает с ними в химическую связь. Согласно имеющимся представлениям [Лебедев, 1957; Матвеева, 1974] образование группы OH приводит к ионизации алюминия и кремния, что облегчает возможность их атаки со стороны OH^- ионов. При этом неизбежно перераспределение

энергии по связи и возникновение дополнительных колебаний атомов, которые в конечном счете могут привести к ослаблению или разрыву связей $Al^{IV}-O-Si^{IV}$ и выходу элементов из структуры алюмосиликатов. К подобному же результату приводит повышение концентрации иона водорода, обусловленное любой другой причиной: присутствием в растворе органических кислот, CO_2 или резкого повышения температуры (при гидротермальных или катагенетических процессах). Разрушению структуры способствует окисление Fe^{2+} и переход его в Fe^{3+} . Это приводит к резкому сокращению ионного радиуса элемента и, в свою очередь, нарушает ближний и дальний порядок в кристаллической структуре минерала.

В приповерхностном слое связанной воды, которая находится в тонкодисперсных и слабо трещиноватых блоках породы, вследствие перечисленных процессов создаются концентрации элементов более высокие, чем те, что существуют в воде, свободно циркулирующей по системе водопроводящих каналов. Возникает градиент концентрации, величина и знак которого определяются в конечном счете температурой, а также интенсивностью промывного режима в коре выветривания и местными гидрогеологическими условиями. Градиент концентрации является причиной однонаправленного диффузионного движения освобождающихся при растворении кристаллической структуры элементов, и в элювии на месте минералов с каркасной, цепочечной и другими структурами с преобладанием ковалентных связей остаются поры.

Переход освобождающихся ионов в свободную воду, циркулирующую в водопроводящих трещинах и сообщающихся каналах элювиальной зоны, а также находящуюся в крупных порах, означает качественный скачок в состоянии системы. Здесь происходит резкий перепад в величинах растворимости, здесь же, по-видимому, осуществляется возможность изменения координации некоторых элементов и возникает ближняя упорядоченность ионов, свойственная структуре образующихся тут минеральных видов [Самойлов, 1957б; Дубов, 1966]. Для более трудно растворимых соединений в отсутствие комплексообразователей быстро достигается предел насыщения, и они выпадают из раствора. В корях выветривания субтропическо-экваториальных ландшафтов, характеризующихся глубоко промывным типом режима увлажнения такими вторичными минералами являются аллофаны, гиббсит, гётит. Они ассоциируют с большим количеством рентгеноаморфных веществ алюмо-железо-кремнистого состава. Материалы настоящего исследования свидетельствуют о том, что в элювии пород без породообразующих слоистых алюмосиликатных минералов при химическом выветривании не происходит заметных накоплений глинистых минералов [Черняховский, 1974а; Градусов и др., 1976].

Устойчивость в коре выветривания слоистых алюмосиликатных минералов объясняется тем, что в их структуре отсутствуют крупные катионы (хлориты), либо они компенсируют изоморфные замещения (слюды) и располагаются между смежными слоями, связывая их ионными силами. Особенности структуры обуславливают механизм инконгруэнтного растворения слоистых алюмосиликатных минералов, что особенно характерно для триоктаэдрических слюд и хлоритов. В раствор в этом случае прежде всего переходят элементы, связанные ионными типами связи и по своему положению в структуре минералов легко доступные для взаимодействия с водным раствором и осуществления реакций гидролиза и катионного обмена. Это приводит к формированию на первых этапах выветривания алюмосиликатных минералов смешаннослойных слюда-сметитов (вермикулитов) и хлорит-сметитов (вермикулитов), а в дальнейшем сметитов. Сметиты уже лишены легко доступного резерва структурообразующих элементов (ионогенов). Их выветривание, очевидно, требует разрушения наиболее прочных ковалентных $Si-O-Si$ и $Al-O-Al$ связей [Correns, 1961], что осуществляется с меньшей скоростью. Надо думать, что это является основной причиной накопления вермикулитов и сметитов в корях выветривания с ослабленным периодически промывным типом режима увлажнения, для элювия которых сметит — предельная форма глинистого минералообразования [Черняховский, 1974б; Черняховский и др., 1976].

Разрушение сметитов (а также диоктаэдрических слюд) осуществляется лишь

в корях выветривания с глубоко промывным типом режима увлажнения. Механизм этого процесса, очевидно, аналогичен тому, который приводит к разрушению полевых шпатов, амфиболов и пироксенов. Специфика его, однако, заключается в том, что растворение сопровождается обособлением крупных и по этой причине малоподвижных обрывков структурных блоков [Милло, 1968]. Некоторая часть таких блоков остается в элювии и регистрируется как рентгеноаморфный компонент. Другая служит строительным материалом для построения вторичных глинистых минералов: плохоокристаллизованного каолинита и главным образом смешаннослойного каолинит-сметита [Черняховский и др., 1975а,б; Черняховский, Градусов, 1976]. Это типичные метасоматические образования, в которых исследуются мельчайшие детали текстурных признаков материнского субстрата. В структуру каолинита связывается большая часть освобождающегося при выветривании алюминия. По этой причине в современных корях выветривания пород, содержащих слоистые алюмосиликатные минералы, как правило, отсутствуют накопления минеральных форм свободных гидроокислов алюминия [Черняховский, 1974а; Черняховский, Пеньяльвер, 1976, 1977]. Железо, которое не входит в структуру каолинита, служит причиной появления красноцветного пигмента в корях выветривания с глубоко промывным типом режима увлажнения и формирования в них горизонтов железистых латеритов. Действие факторов на этом не прекращается. Продолжающееся выветривание в ходе эволюции профиля сопровождается удалением из системы аморфных соединений, разрушением смектитовых пакетов или замещением их новыми каолиновыми слоями, дегидратацией и разрушением галлуазитов и метагаллуазитов, а также упорядочением наложения каолиновых слоев в остаточной фазе и ее перекристаллизацией. Механизм, названный рафинированием, в конечном результате приводит к формированию элювия, сложенного совершенным каолинитом, который, по мнению большинства исследователей [Куковский, 1973, 1975], является конечным продуктом выветривания.

Та часть элементов, которая не входит в состав новообразованных минералов и соединений, переносится вертикальным или горизонтальным потоком грунтовых вод иногда за пределы коры выветривания или в ее глубокие горизонты. В нижних горизонтах мощных кор выветривания, где реакции осуществляются в условиях замедленного движения растворов с высокой концентрацией очевидно, локализуется вторая область развития метасоматических процессов. Специфика ее заключается, по-видимому, в том, что здесь новообразованным продуктом, в частности каолинитом (а иногда и гибситом), замещаются, в конце концов, почти все породообразующие минералы материнских субстратов. Механизмы замещения описываются в работах о метасоматических процессах [Коржинский, 1953; Поспелов, 1973]. Именно эта область метасоматического минералообразования, первичные ассоциации которой в той или иной степени изменены последующими эпигенетическими процессами, обычно сохраняется в ископаемом состоянии и служит объектом исследования раздела науки о древних корях выветривания.

КЛИМАТИЧЕСКИЕ ТИПЫ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ

Изложенное свидетельствует о том, что кора выветривания является одним из непреходящих членов исторически сложившегося и взаимозависимого природного комплекса (горная порода, рельеф, климат, грунтовые воды, биос), т.е. географического ландшафта. Изменение горной породы в коре выветривания происходит под воздействием тех факторов, которые обуславливают развитие всего ландшафта в целом. Из совокупности этих факторов для целей типизации кор выветривания наибольшее значение имеют зональные биоклиматические и азональные — геолого-тектонические факторы. Зональные факторы определяют через основной процесс выветривания характер и интенсивность воздействия непосредственных агентов преобразования горной породы в ее элювий. Они обуславливают направление процесса и возникновение определенного типа коры выветривания. В этом отношении биоклиматический фактор только и может быть положен в основу генетической типизации кор выветривания. Для современных кор выветривания эта задача облег-

Таблица 3

Типы режима увлажнения кор выветривания и климата

Тип режима увлажнения	Климат	Примерное количество осадков в год, мм	Коэффициент увлажнения
Непромывной	Аридный	100—400	0—0,3
	Семиаридный	150—900	0,3—1
Ослабленный, периодический промывной	Бореально-нотальный	500—800	1—1,5
	Субгумидный (субтропическо-субэкваториальный)	500—1800	1—1,5
Промывной	Гумидный	1400—4000	>1,5—4
	Экстрагумидный	>4000	>4
Мерзлотный		100—500	>2

чается возможностью точного выражения основных параметров, характеризующих условия формирования ландшафтов.

Главное значение для формирования кор выветривания того или иного типа имеет тип водного режима. Выделение подтипов кор выветривания учитывает различия интенсивности элювиального процесса. Одним из факторов образования разных подтипов служат особенности основных природных ландшафтов и присущих им растительных сообществ. В соответствии с этим и существующими представлениями [Будыко, 1950; Алисов и др., 1952; Роде, 1956; Иванов, 1958] выделяются территории, коры выветривания которых формируются под воздействием следующих типов режима увлажнения и климата (табл. 3).

Влияние геолого-тектонических факторов на образование кор выветривания сказывается через материнские субстраты, рельеф и опосредованно — через те же климатические и гидрогеологические факторы [Разумова, 1961; Разумова, Херасков, 1963; Ронов, 1963]. Регионы с близкой в общих чертах историей геологического развития и обладающие сходными формами рельефа в различных широтных климатических поясах обычно отличаются направленностью элювиального процесса. Однако общность геологической истории накладывает на элювиальные образования таких областей черты некоторого сходства. Коры выветривания субарктических, бореальных и субэкваториально-экваториальных областей вулканической области пояса кайнозойского тектогенеза востока Азиатского материка характеризуются, например, сходством в накоплении синтетического галлуазит-аллофанового компонента — продукта разрушения вулканических стекол и пеплов. В эвгеосинклинальных зонах различного возраста вследствие регионального зеленокаменного изменения — пропилитизации — материнских субстратов сходство различных типов кор выветривания определяется широким набором унаследованных, трансформированных и синтетических глинистых продуктов, а на обширных участках Урало-Сибирской и Африканской платформ черты сходства современных кор выветривания часто заключаются в присутствии унаследованного от прежних литогенетических циклов каолинового компонента. Все это еще раз подтверждает, что определяющее влияние на строение и состав кор выветривания в группе геолого-тектонических факторов имеют материнские субстраты. В системе предложенной типизации кор выветривания категории, обусловленные материнским субстратом, названы литогенными группами. Потенциальные возможности элювиального процесса в различных литогенных группах неодинаково выражены: в одних они проявляются полно, в других по тем или иным причинам подавлены. Рассмотрение всех реально существующих литогенных групп каждого типа и подтипа кор выветривания не входит в задачу настоящего исследования. Здесь ограничимся описанием лишь характерных литогенных групп. Характерными литогенными группами будем называть те, которые имеют широкое площадное распространение и в наибольшей степени отражают

признаки каждого зонально-климатического типа или подтипа кор выветривания.

Типовым признаком кор выветривания ландшафтов, формирующихся в условиях непромывного режима увлажнения, является маломощный профиль, в котором в основном наследуются цвет и минеральный состав материнской породы и, возможно, присутствие растворимых солей, гипса и карбонатов. По перечисленным признакам этот тип коры выветривания назван примитивным, невыщелоченным.

В подтипе аридных кор выветривания, которые формируются под воздействием инсоляционного выветривания, характерной литогенной группой является элювий консолидированных субстратов. Типичен однозональный профиль, состоящий из пылевато-щебенчатого элювия сапролитовой зоны. Выдувание мелкозема и суффозия приводят к тому, что в плакорных обстановках профиль дифференцируется на горизонты: щебень, бронирующий поверхность (0,05 м), и щебень, пропитанный мелкоземом, количество которого резко сокращается к основанию разреза (0,5—0,6 м) [Неуструев, 1913; Герасимов, 1934; Черняховский, 1966в]. В элювии возможно новообразование и сохранение легко растворимых солей и гипса. По перечисленным признакам подтип аридных кор выветривания назван пылевато-щебенчатым с возможным соленакоплением.

В подтипе кор выветривания семиаридных ландшафтов характерной литогенной группой являются элювиальные образования консолидированных субстратов ряда со слоистыми алюмосиликатными минералами. Условия увлажнения складываются здесь таким образом, что осуществляется возможность формирования однозонального (из одной почвенной зоны) или двузонального (с почвенной и сапролитовой зонами) профиля, представленного элювием дресвяного состава.

В почве осуществляется возможность слабых деградационных трансформаций слоистых алюмосиликатных минералов структурных типов 2:1 и 2:2 с образованием смешаннослойных минералов — вермикулитов (реже смектитов). Это коррелируется с частичным удалением из структуры железа и титана. Они придают элювию бурые, значительно реже, красноватые окраски. Отсутствие сквозного промачивания обуславливает замкнутость водного хозяйства коры выветривания и создает возможность иллювиального накопления в нижних горизонтах почвы глинистого вещества, карбонатов и гипса. Мощность почвенной зоны определяется глубиной максимального промачивания (1—3 м).

Ниже горизонта максимального промачивания — в сапролитовой зоне — выветривание осуществляется механизмом гидратации и не сопровождается минералогическим изменением субстратов. Мощность сапролитовой зоны соответствует глубине сезонного колебания температур и влажности [0—10 (30?) м].

По описанным признакам подтип кор выветривания с семиаридным увлажнением назван дресвяным с возможным карбонатонакоплением.

В условиях ослабленного периодически промывного режима увлажнения кора выветривания формируется вследствие сочетания двух основных процессов: химического для почвенной зоны профиля и гидратационного — для сапролитовой.

В почвенной зоне химические процессы выветривания сопровождаются растворением карбонатов, частичным растворением нефелина полевых шпатов, пироксенов, амфиболов и т.п., но главным образом деградационными трансформациями слоистых алюмосиликатных минералов 2:1 и 2:2, которые не идут, однако, далее новообразования смектита. В сапролитовой зоне при этом сохраняются содержащиеся в материнском субстрате карбонатные минералы. Мощность зон, как отмечалось, определяется условиями увлажнения и глубиной проявления сезонных температурных колебаний.

Изменения минеральных субстратов, которые происходят в корях выветривания, во всех случаях не приводят к массовому разделению в элювии миграционных путей кремния, алюминия и железа. В результате для кор выветривания рассматриваемого типа не характерны новообразованные красные и пестрые окраски. Тип коры выветривания, формирующийся в условиях ослабленного периодически промывного режима увлажнения назван по этим признакам слабообразным, неглубоко выщелоченным.

Таблица 4
Характеристика кор выветривания

Тип и подтип		Характерная литогенная группа	Строение профиля	Мощность, м	Элементарные процессы минералообразования и состав элювия				
					Растворение (в верхних горизонтах профиля)	Процессы и продукты трансформаций	Процессы и продукты синтеза	Унаследованные компоненты элювия	Характер ландшафтов
Примитивный, невыщелоченный	Пылевато-щебенчатый, с возможным соленакплением	Консолидированных субстратов	Однозональный (сапролит)	< 1	Частичное легко растворимых солей, гипса и карбонатов. Перераспределение их по профилю	Практически отсутствуют. Счень слабые; смешаннослойные слюда-сметиты и хлорит-сметиты	Отсутствуют или легко растворимые соли, гипс, карбонаты. То же; рентгеноаморфные соединения железа, сметиты (?)	Абсолютно преобладают в элювии	Нивальный пояс высоких гор, холодные пустыни, пустыни, полупустыни. Степи, лесостепи, аридные редколесья, типичные саванны
	Дресвяный, с возможным карбонатнакоплением	Консолидированных субстратов с породообразующими слоистыми алюмосиликатными минералами	Одно (почва)-двузональный (почва-сапролит)	1—10 (до 30)					
Слабо развитый, неглубоко выщелоченный	Глинисто-дресвяный, с возможным накоплением вермикулитов. Дресвяно-глинистый с возможным накоплением сметитов	Консолидированных субстратов с породообразующими слоистыми алюмосиликатными минералами: кислых и средних магматических и метаморфических пород и их осадочных дериватов; средних и основных магматических и метаморфических пород и их осадочных дериватов	Одно (почва)-двузональный (почва-сапролит) с почвой подзолистого типа в первой литогенной группе и бурой лесной или черной слитой во второй	1—10	Полное гипса, частичное карбонатов, слабое полевых шпатов и стекол. Полное или почти полное карбонатов, полное стекло, сильное полевых шпатов, заметное амфиболов и пироксенов	Относительно слабые; слюда-сметиты (вермикулиты) и хлорит-сметиты (вермикулиты); редко сметиты. Сильные; сметиты	Карбонаты, рентгеноаморфные соединения железа и марганца, аллофаноидные продукты, диоктаэдрические сметиты, метагаллазит (в элювии пород, содержащих вулканическое стекло)	Преобладают в элювии или ассоциируют с продуктами трансформаций и синтеза	Леса умеренного пояса. Сезонновлажные леса субтропического-субэкваториального пояса
Развитый, выщелоченный	Пестроцветный, глинисто-охристый с возможным накоплением каолинит-сметита и гиббсита Глиноземистый (?)	Консолидированных субстратов: средних и основных магматических и метаморфических пород и их осадочных дериватов с породообразующими слоистыми алюмосиликатными минералами; то же, но без породообразующих слоистых алюмосиликатных минералов	Первой литогенной группы: двузональный (почва-сапролит), растянутый (полный) глинистого состава, иногда с горизонтом железистого латерита в почве; второй литогенной группы: сокращенный, охристо-гиббситовый	10—50 (до 100—150)	Полное карбонатов, стекол, полевых шпатов, пироксенов, амфиболов, серпентина и др. Полное или частичное слюда, хлоритов, сметитов. Частичное — кварца, гетита, гиббсита	В верхних горизонтах подавлены растворением. В нижних — сильные; сметиты	В первой литогенной группе: смешанно-слоистый каолинит — сметит, гетит; во второй — гиббсит, гетит, метагаллазит. Характерны рентгеноаморфные соединения железа, кремния и алюминия, а также минералы гидроокислов марганца и т.п. То же, но возможно образование гиббсита вследствие разрушения слоистых алюмосиликатных минералов	Отсутствуют или частично сохраняются в нижних горизонтах профиля	Постоянно влажные леса субтропического экваториального пояса
Примитивно-криогенный, поверхностновыщелоченный		Консолидированных субстратов	Однозональный (сапролит), щебенчато-глыбовый	2—4 (до 10—15)	В пределах деятельного слоя — растворимых солей и карбонатов	Слабые; смешаннослойные слюда-сметиты и хлорит-сметиты	Отсутствуют или рентгеноаморфные соединения железа, марганца, алюминия, кремния	Абсолютно преобладают в элювии	Тундра, лесотундра

Таблица 5
Минеральный состав кор выветривания

Типы и подтипы кор выветривания		1	2	3	4	5	6	7
Примитивный, невыщелоченный	Пылевато-щебенчатый	У	У К С	У	У К С	У К С	У	У К С
	Дресвяный	У В	У В	У	У В	У В	У	У В К
Слаборазвитый, неглубоко выщелоченный	Глинисто-дресвяный	У В	У В	У	У В	У В	У	У В К
	Дресвяно-глинистый	У См	У См	У	У См	У См	У	У См
Развитый, выщелоченный	Пестроцветный, глинисто-охристо-гипсбитовый	К-см Р-а У	К-см Р-а	Р-а Гет	К-см Р-а Гет	К-см Р-а Гет	У Каол	К-см Р-а Гет
	Глиноземистый	Характеристики литогенных групп, вероятно, отличаются профиля слоистых алюмосиликатных минералов и						
Примитивно-криогенный, поверхностно выщелоченный		У В	У В	У	У В	У В	У	У В К

Примечание: 1—17 — общности горных пород (см. табл. 2). У — преобладают унаследованные от материнского субстрата минералы; (—) — тенденция к полному растворению вещества материнских субстратов. Продукты трансформации слоистых минералов материнских субстратов: В — смешаннослойные хлорит-сметиты (вермикулиты) и слюда-сметиты (вер-

В обоих подтипах кор выветривания: гумидных бореально-нотальных и сегумидных ландшафтов рассматривается по две характерные литогенные группы консолидированных субстратов ряда с породообразующими слоистыми алюмосиликатными минералами: 1) кислых и средних магматических и метаморфических пород и их осадочных дериватов и 2) средних и основных магматических и метаморфических пород и их осадочных дериватов. Элювий кор выветривания в соответствии с условиями увлажнения отличается глинисто-дресвяным и дресвяно-глинистым составом, но почвенная зона первой из характерных литогенных групп развивается по подзолистому типу, а второй — по типу бурой лесной или черной слитой почвы.

В элювии обеих характерных литогенных групп бореально-нотальных кор выветривания трансформационные изменения породообразующих слоистых алюмосиликатных минералов не идут далее новообразования слюда-сметитовых или хлорит-сметитовых смешаннослойных образований и вермикулитов, а в элювии семигумидных кор выветривания — далее сметитов. Соответственно подтипы кор выветривания названы: глинисто-дресвяным с возможным накоплением вермикулита и дресвяно-глинистым с возможным накоплением сметитов.

В корах выветривания консолидированных пород без породообразующих слоистых алюмосиликатных минералов профиль выражен рыхлыми маломощными (первые сантиметры — 1—2 м) элювиальными корками на поверхности щебенчато-глыбовых отдельностей материнских субстратов. Новообразования в элювии отсутствуют (при гумидно-бореальном увлажнении) или выражены рентгеноаморфными соединениями железо-алюмо-кремнистого состава, аллофан-метагаллузитом, сметитом и плохо окристаллизованным гетитом.

Тип коры выветривания постоянно-влажных лесов субтропическо-экваториального пояса, формирующийся в условиях глубоко промывного режима увлажнения, несмотря на значительные вариации в строении и составе профиля, достаточно четко выделяется по коренным качественным изменениям механизмом химического

8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
У К С	У	У К С	У К	У К С	У	У К С	У	У	У
У К	У	У	У	У К	У	У К	У Р-а	У	У
У К	У	У	У	У К	У	У	У Р-а	У	У
У	У	У Р-а	У Р-а	У К	У	У Р-а	Р-а Гал	У	У
Каол	У Гет Гиб Р-а	Гиб Гет Р-а	Гет Р-а	(—)	У	Гиб Гет Р-а	Гиб Гал Р-а	У	У Каол

от предыдущих полным или частичным растворением в верхних горизон-
синтезом за их счет гиббсита

У К	У	У	У	У К	У	У	У Р-а	У	У
--------	---	---	---	--------	---	---	----------	---	---

микулиты); См — смектиты. Продукты синтеза и перекристаллизации в элювии: К-см — каолинит-смектит и несовершенный каолинит; Гал — галлуазит-метagalлуазит; Гиб — гиббсит; Гет — гётит; Р-а — рентгеноаморфные соединения и аллофаны; Каол — каолинит совершенный; К — карбонаты; С — растворимые соли, гипс

выветривания минеральной основы практически всех рассматриваемых в табл. 2 общностей материнских субстратов. Только здесь осуществляется возможность полного растворения карбонатов, а в верхних горизонтах профиля — разрушения большей части силикатных минералов. Важным следствием процесса, имеющим литогенетическое значение, является мобилизация и разделение путей миграции кремния, железа и алюминия. В элювии кор выветривания вследствие этого образуются и накапливаются аморфные соединения, каолиновые продукты, особенно каолинит-смектиты, и минералы группы окислов-гидроокислов железа и алюминия, а также возникают красные или пестрые окраски и горизонты осветления. Возникновение и накопление каолинит-смектитовых смешаннослойных минералов — один из главных признаков, по которым устанавливаются границы областей распространения современных кор выветривания описываемого типа. Мощность ее определяется местными гидрогеологическими условиями. На консолидированных субстратах она близко совпадает с мощностью трещиноватой зоны разгрузки внутренних напряжений. Тип коры выветривания, формирующийся в условиях глубоко промывного режима увлажнения, назван развитым, выщелоченным.

Современные коры выветривания рассматриваемого типа в подавляющем большинстве случаев относятся к гумидному подтипу. Строение профиля и состав элювия кор выветривания характеризуются двумя литогенными группами: средних и основных магматических и метаморфических пород и их осадочных дериватов с породообразующими слоистыми алюмосиликатными минералами и без них. Первая характерная литогенная группа отличается растянутым или "полным" профилем. В сапролитовой зоне профиль представлен дресвяно-глинистым и глинистым элювием зеленовато-бурого, бурого и красного цвета, в котором растворяются пироксены, амфиболы и полевые шпаты, а слоистые алюмосиликатные минералы замещаются смектитом и каолинит-смектитом (10–20 м). В почвенной зоне с хорошо выраженными красноцветными, пестроцветными и осветленными и гумусирован-

Таблица 6

История формирования породообразующих минералов в корях выветривания

Породообразующие минералы кор выветривания	Типы и подтипы кор выветривания						
	Примитивный, невыщелоченный		Слаборазвитый, неглубоко выщелоченный		Развитый, выщелоченный		Примитивно-криогенный поверхностно выщелоченный
	Пылевато-щебенчатый	Дресвяный	Глинисто-дресвяный	Дресвяно-глинистый	Пестроцветный, глинисто-охристый-гиббситовый	Глиноземистый	
Каолинит (совершенный)	У	У	У	У	У, Н	У, Н	У
Кварц	У	У	У	У	У, Н	У, Н	У
Гиббсит	У	У	У	У	У, Н	У, Н	У
Гётит	У	У	У	У	У, Н	У, Н	У
Каолинит (несовершенный)	У	У	У	У	Н	Н	У
Каолинит-смектит	У	У	У	У	Н	Н	У
Рентгеноаморфные соединения, аллофан	У	У	У, Н	У, Н	Н	Н	У
Галлуазит-метагаллуазит	У	У	У	У, Н	Н	Н	У
Смектит	У	У	У	У, Н	(—)	(—)	У
Смешаннослойные слюда-смектиты и хлорит-смектиты (вермикулиты)	У	У, Н	У, Н	У, Н	(—)	(—)	У, Н
Мусковит	У	У	У	У	(—)	(—)	У
Биотит	У	У	У	У	(—)	(—)	У
Амфиболы, пироксены	У	У	У	У	(—)	(—)	У
Хлориты	У	У	У	У	(—)	(—)	У
Серпентиниты	У	У	У	У	(—)	(—)	У
Полевые шпаты	У	У	У	У	(—)	(—)	У
Кальцит, растворимые соли, гипс	У, Н	У, Н	У	(—)	(—)	(—)	У, Н

Примечание: У — минералы, унаследованные от материнских субстратов; Н — новообразованные в коре выветривания минералы; (—) — минералы, которые в коре выветривания имеют тенденцию к полному разрушению.

ными генетическими горизонтами преобладают каолинит-смектиты в ассоциации с рентгеноаморфными соединениями железо-алюмо-кремнистого состава и минералами гидроокислов железа и марганца. В подчиненных геохимических ландшафтах они концентрируются здесь в виде горизонта альвеолярного железистого латерита (2,5–3 м). Коры выветривания второй характерной литогенной группы имеют “сокращенный” профиль без отчетливого деления на генетические горизонты. Выветривание распространяется вглубь по системе трещин. Переход свежих пород в рыхлый элювий, сложенный гиббситом, плохо окристаллизованным гётитом и рентгеноаморфными соединениями железа, осуществляется здесь без промежуточного глинистого горизонта, а в составе коры выветривания долгое время сохраняются остаточные блоки свежей породы.

Перечисленные признаки позволяют называть эти коры выветривания пестроцветными глинисто-охристыми с возможным накоплением каолинит-смектита и гиббсита.

Подтип с экстрагумидным увлажнением выделяется условно. Можно предполагать, что специфика выветривания заключается здесь в разрушении механизмом полного растворения наряду со всеми другими также слоистых алюмосиликат-

катных минералов. Это должно привести к более широкому развитию в составе элювиальных продуктов гиббсита. Это глиноземистые коры выветривания. Достоверные описания подтипа, однако, отсутствуют.

Среди совокупности признаков кор выветривания, формирующихся в тундрах и лесотундрах в условиях мерзлотного режима увлажнения, для целей типизации имеют значение слабая выщелоченность, лишь в пределах деятельного слоя, крупноглыбовые отдельности и характерные формы мерзлотных деформаций элювия. Тип коры выветривания с мерзлотным увлажнением назван по этим признакам примитивно-криогенным, поверхностно выщелоченным.

Характеристики типов и подтипов кор выветривания и история породообразующих минералов в них приведены в табл. 4—6, а их современная локализация показана на рис. 1.

* * *

1. Приведенные материалы свидетельствуют, таким образом, о том, что строение и состав коры выветривания определяется сочетанием трех основных факторов: биоты, климата и горных пород — материнских субстратов. Первые два фактора, выступающие в качестве агента разрушения горных пород — объекта выветривания, обуславливают климатическую зональность элювиального процесса.

2. Воздействие биоклиматических факторов на минеральные субстраты в элювиальном процессе может быть объективно учтено при использовании показателей, характеризующих режим увлажнения кор выветривания: количество годовых атмосферных осадков, а также расход их на испарение и транспирацию.

3. Тип коры выветривания — функция соответствующего режима увлажнения и обусловленного им сочетания основных процессов выветривания. Признаками, определяющими принадлежность кор выветривания к тому или иному типу, являются эмпирически выявленные, обобщенные представления о строении профиля по зонам и горизонтам зон, характере изменения физического состояния материнской породы и гипергенного минералообразования, сведения о минеральном составе измененной выветриванием породы, в том числе и о таком важном показателе, как степень выщелоченности от растворимых солей и карбонатов. В понятие тип коры выветривания включается, таким образом, генетическая характеристика образования и сумма наиболее существенных признаков, свойственная всему разнообразию его литогенных групп. Поэтому только в обобщенной характеристике типа выражена климатическая обусловленность элювиального процесса.

Конкретные литогенные группы, составляющие категории подтипов кор выветривания, существенно различаются по строению профиля, степени дезинтеграции и минеральному составу элювия. По этой причине описание подтипов кор выветривания в системе их типизации дается по обобщенному образу характерных литогенных групп, в которых в наибольшей степени осуществляются потенциальные возможности элювиального процесса.

4. Локализация типов (подтипов) кор выветривания, их относительные соотношения и, следовательно, значимость в цепи литогенетических процессов существенно изменялись во времени, но, очевидно, они были выражены как таковые по крайней мере в течение большей части фанерозойского этапа геологической истории континентов [Казанский, 1976].

5. Несмотря на естественный разброс свойств и признаков конкретных литогенных групп каждого типа и подтипа кор выветривания их чувствительность к изменению климатических условий в пространстве четко проявляется при рассмотрении минерального состава и истории породообразующих минералов в элювии. Из сопоставления табл. 3 и 6 видно, что: а) для бореально-нотальных кор выветривания невозможно указать какой-либо глинистый минерал, за исключением вермикулита, как типичный продукт выветривания — настолько слабо здесь выражены химические процессы трансформационного и синтетического минералообразования; б) смектитонакопление характерно, в общем случае, для кор выветривания субгумидных ландшафтов; в) потенциальные возможности образования каолиновых кор выветривания на площади современных континентальных блоков ограничены срав-

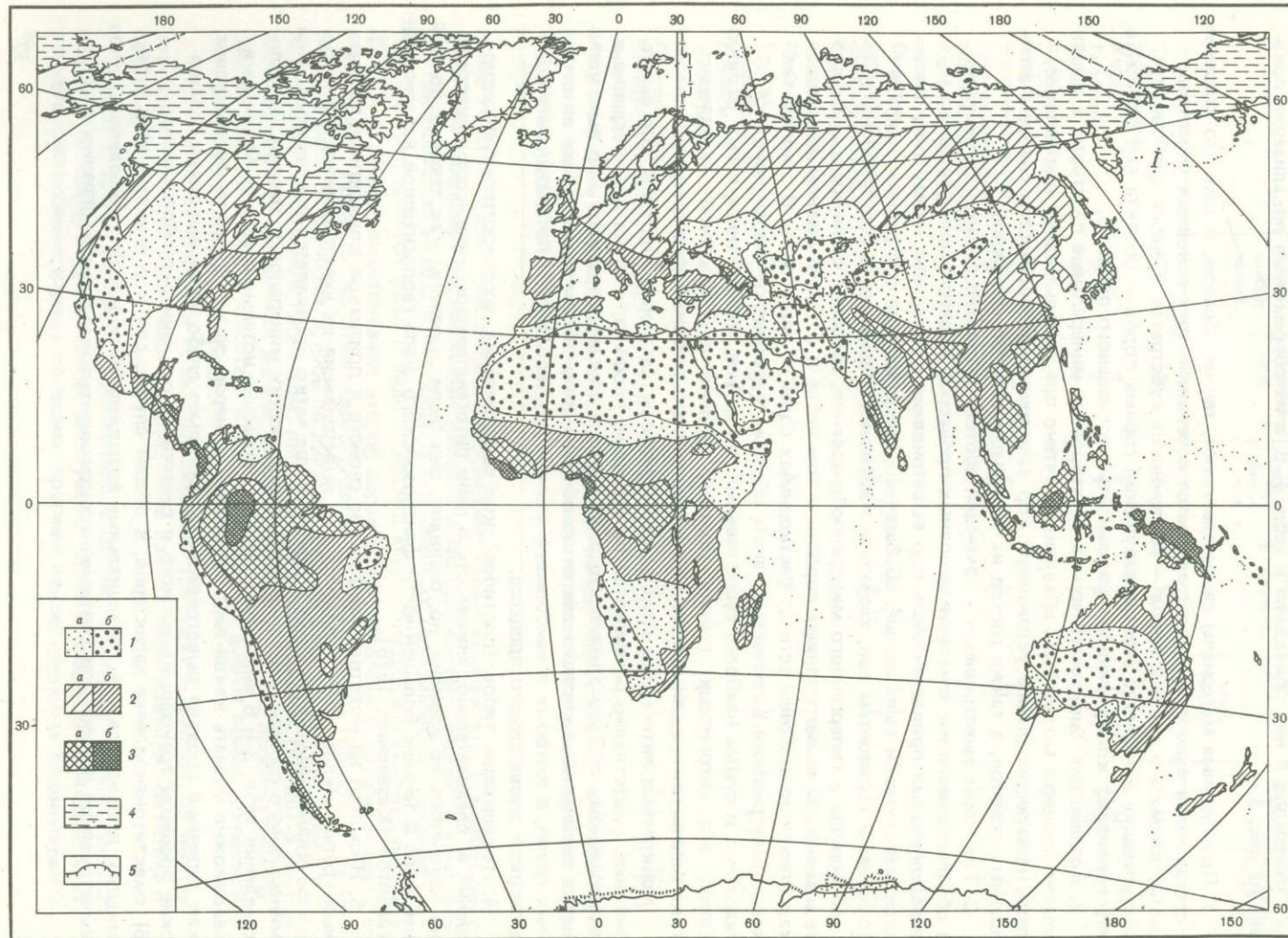


Рис. 1. Локализация современных кор выветривания

Типы и подтипы кор выветривания: 1 — примитивный, невыщелоченный: *а* — пылевато-щебенчатый с возможным соленаккумуляцией, *б* — древесный с возможным карбонатонакоплением; 2 — слабо развитый, неглубоко выщелоченный: *а* — глинисто-дресвяный с возможным накоплением вермикулита, *б* — древесно-глинистый с возможным накоплением смектитов; 3 — развитый, выщелоченный: *а* — пестроцветный, глинисто-охристый с возможным накоплением каолинит-смектитов и гиббсита, *б* — глиноземистый; 4 — примитивно-криогенный, поверхностно-выщелоченный; 5 — области современных оледенений

нительно небольшими территориями гумидного и экстрагумидного выветривания. В то же время на большей части этих территорий материнские субстраты уже накопили в течение прежних литогенетических циклов продукты: смектит-гидрослоистые ассоциации на площади развития бореально-нотального и субгумидного литогенеза и хорошо окристаллизованный каолинит, гиббсит, гётит и кварц на территории гумидного и субгумидного литогенетического процессов. В ныне существующих условиях те и другие ассоциации реально не способны к дальнейшим преобразованиям в коре выветривания.

6. Широкое распространение кварц-каолиновых субстратов на площади современного гумидного выветривания приводит к тому, что масса мобилизуемых в коре выветривания элементов невелика. Это главная причина того, что в настоящее время большая часть площади с этим типом выветривания неблагоприятна для каолинообразования и накопления бокситов и латеритов. Как отмечалось [Черняховский и др., 1976; Черняховский, Градусов, 1977], области современного Fe-латерито- и каолинообразования ограничены небольшими участками горных и тектонически активных территорий, там, где выветривание осуществляется на свежих субстратах.

7. Ограничения современного бокситообразования еще более строги: оно возможно лишь при выветривании свежих пород, не содержащих слоистые алюмосиликатные минералы. Последние распространены главным образом в областях современного и плейстоценового вулканизма. Бокситообразование прошлых геологических эпох контролировалось сходными условиями, но области проявления процесса расширились за счет вовлечения в гипергенные циклы комплекса пород, связанного с платформенным вулканизмом.

8. Чувствительность кор выветривания к изменению материнских субстратов на территориях, характеризующихся сходными условиями увлажнения, имеет большое значение в комплексе литогенетических процессов: различия в скорости выветривания создают принципиальные возможности для дифференциации материала в осадочном процессе на самых начальных этапах его мобилизации. Следствием различной скорости выветривания субстратов разного состава является также формирование климатогенного скульптурного рельефа. В условиях влажного тропического климата рыхлые каолиновые коры выветривания субстратов, содержащих в качестве породообразующего компонента слоистые алюмосиликатные минералы, со временем занимают в этом рельефе отрицательные формы, а гиббситоносные или охристые коры выветривания субстратов без слоистых алюмосиликатных минералов — положительные. Таким образом, в депрессии рельефа, выполненной каолиновым элювиальным и кластогенным материалом, поступление алюмосиликатной кластики со временем существенно сокращается и основные поставки осуществляются за счет алюмо-железистого кластогенного материала и алюмо-железистых органоминеральных соединений из активно развивающихся гиббситоносно-охристых кор выветривания водоразделов.

Механизм, описанный на примере действующей в настоящее время на Кубе модели [Градусов и др., 1976; Черняховский, Пеньяльвер, 1976, 1977], приводит к формированию в эрозионных депрессиях хемогенно-осадочных бобово-обломочных и метасоматических бокситов, если в областях мобилизации находятся такие породы, как долериты, базальты и т.п., или бобово-обломочных железистых латеритов — в случае выветривания серпентинитов, пироксенитов и т.п. По мере постепенного разрушения пород и их кор выветривания — источников алюмо-железистого материала, формирование осадочных бокситов и латеритов прекращается. Бокситы и железистые латериты — предельные продукты тропического выветривания — более устойчивы к выветриванию и денудации, чем большая часть других субстратов. Поэтому дальнейшая эволюция ландшафта в описываемом случае сводится к образованию обращенного рельефа. В этом рельефе каменные тела хемогенно-осадочных и метасоматических бокситов и латеритов бронируют поверхность и служат источником накопления вторичных месторождений. Можно думать, что именно такова принципиальная схема тонкого селективного изолирования Al_2O_3 и Fe_2O_3 от терригенного алюмосиликатного материала, механизм которого длительное время вызывает недоумение литологов [Страхов, 1960–1962].

К ВОПРОСУ О ПРОИСХОЖДЕНИИ БОКСИТОВ

Поскольку бокситы считаются надежным репером тропического и субтропического климата прошлых геологических эпох, уточнение их генезиса в свете новых данных приобретает особо существенное значение. Некоторые исследователи придерживаются теории гидротермально-осадочного происхождения геосинклинальных бокситов (А.В. Пейве, Н.А. Штрейс, А.К. Гладковский, К.К. Зеленов, А.Л. Яншин, Г.С. Дзоценидзе и др.). Большинство же считает бокситы, как платформенные, так и геосинклинальные, элювиальными образованиями, генетически связанными с тропическим и субтропическим климатом и относят к конечным продуктам выщелачивания алюмосиликатных пород — "глиноземистым латеритам" или продуктам их переотложения. Однако многие особенности бокситов и геосинклинальных, и платформенных месторождений до сих пор остаются загадкой.

Новые материалы, появившиеся в последние годы по бокситовым месторождениям Советского Союза и зарубежных стран заставляют усомниться в правильности существующих в настоящее время гипергенных гипотез и высказать предположение о возможной генетической связи, по крайней мере многих бокситовых залежей, с рудными гидротермальными растворами и об explosивно-гидротермально-осадочном происхождении месторождений. Доводы в пользу такого предположения во многих отношениях являются дискуссионными, но в то же время представляются достаточно вескими. Участие в формировании бокситовых залежей гидротермальных рудных растворов в свое время предполагали многие исследователи [Бущинский, 1975], но в настоящее время господствуют гипергенные теории.

КРАТКИЙ РАЗБОР СУЩЕСТВУЮЩИХ ТЕОРИЙ О ГЕНЕЗИСЕ БОКСИТОВ

В настоящее время выделяют два генетических типа бокситов: 1) латеритные (элювиальные или элювиально-иллювиальные) с реликтовой структурой материнских пород; и 2) осадочные, образовавшиеся, как полагают одни исследователи, за счет размыва и переотложения глиноземистых латеритов (латеритно-осадочная теория), а другие — за счет поступления железо-глиноземистых растворов из коры выветривания (осадочно-хемогенная теория) или из гидротермальных источников (гидротермально-осадочные теории). Расхождения во взглядах на генезис бокситов связаны в основном со сложностью объяснения обломочных структур бокситов и трудностью решения вопроса об источнике глинозема. Особенно остро вопрос о происхождении обломочных структур бокситов и источника глинозема стоит для "карстовых" бокситов геосинклинальных областей, залегающих среди морских отложений и связанных с рифогенными известняками.

Геосинклинальные бокситы

Латеритно-осадочная теория. Многие исследователи считают геосинклинальные бокситы, приуроченные к рифогенным известнякам морских карбонатных толщ (рис. 2), продуктами перемыва первичных глиноземистых латеритов. Однако отсутствие в геосинклинальных областях возможных областей сноса исключает перенос на рифы латеритного материала с суши, а постепенный переход бокситов вверх по разрезу в нормальные морские осадки делает невозможной дополнительную лате-

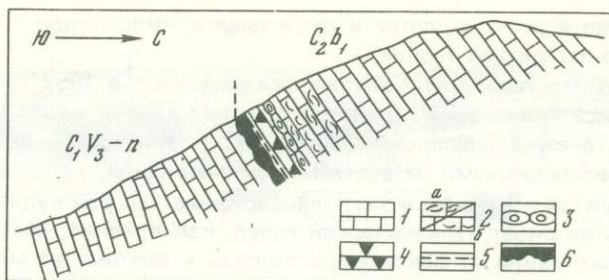


Рис. 2. Характер залегания геосинклинальных бокситов среди морских карбонатных отложений каменноугольного возраста. Каракудукское бокситопоявление Мальгузарских гор [Малова и др., 1976]

1—4 — известняки: 1 — массивные, 2 — органогенно-обломочные (а), ракушечные (б), 3 — будинированные, 4 — глинистые с узловато-слоистой текстурой; 5 — бокситоподобная порода; 6 — боксит

ритизацию (добокситизацию), необходимую для доведения первичного глиноземистого материала до рудных концентраций. Поэтому бокситы, залегающие на рифогенных известняках среди морских осадков, пытались относить к континентальным отложениям и допускали, что латеритный материал мог переноситься по карбонатному ложу без засорения на расстояние до 7—8 км [Бушинский, 1975, с. 180] и 10—12 км [Ушатинский, Боровский, 1977], а в отдельных случаях, как, например, на о. Ямайка — на 30—40 км [Бушинский, 1964], что безусловно, мало правдоподобно [Пастухова, 1975б]. Кроме того, латеритное происхождение поступившего на рифы первичного обломочного материала маловероятно из-за присутствия в геосинклинальных бокситах шамозитового цемента и оолитов, состоящих из концентров гематитового, шамозитового и диаспорового состава. Шамозит, как минерал богатый закисным железом, чужд продуктам поверхностного выветривания. На это обстоятельство обращал внимание еще А.Д. Архангельский [1937]. Кроме того, как пишет Г.И. Бушинский [1964], генетическая связь "карстовых" бокситов с латеритной коркой выветривания предполагается лишь по косвенным признакам. Остатки этой коры выветривания в большинстве случаев не сохранились, нередко ее существование оспаривается, и в целом имеющиеся материалы не подтверждают водно-механического перетотложения бокситового материала геосинклинальных бокситов [Бушинский, 1975, с. 11]. Поэтому возникла попытка объяснить генезис геосинклинальных бокситов латеритизацией занесенного на рифы свежего алюмосиликатного материала (осадочно-латеритная теория).

Осадочно-латеритная теория. Г.Н. Бушинский [1975, с. 7] считает, что если будет доказано, что латеритизация обломочного материала в карсте является ведущим процессом, то отпадет необходимость рассматривать осадочные бокситы как продукты перетотложения глиноземистых латеритов. Однако и латеритизация на месте принесенного на рифы силикатного материала также исключается [Пастухова, 1975б], так как для заполнения рифовых полостей силикатным материалом опять-таки необходимо присутствие близко расположенной области сноса, а сами бокситовые залежи, образовавшиеся таким путем, должны обладать зональностью, характерной для латеритных профилей, чего, однако, не наблюдается [Сапожников и др., 1969; Бушинский, 1975, с. 190; Жаров, 1976]. Г.И. Бушинский [1975, с. 188] отмечает, что присутствие в девонских бокситах Северного Урала, в верхней части пласта красного боксита, прослоев углистых бокситов с пиритом и прослоев известняка исключает вторичную латеритизацию материала после его накопления.

На платформах, как пишет М.В. Пастухова [1975а, с. 60], по соседству с бокситовыми залежами почти всегда есть какие-нибудь коры выветривания, которые при желании можно считать источником бокситов. Но в геосинклиналях "карстовые" бокситы лежат среди морских отложений. Кор выветривания алюмосиликатных пород, а иногда и самих свежих горных пород, которые могли бы быть исходным материалом для бокситов, нет не только поблизости, но они не обнаруже-

ны и на расстоянии в десятки, сотни и даже тысячи километров. В связи с этим возникла пеплово-латеритная теория.

Пеплово-латеритная теория. Эта теория, предложенная в 1952 г. Годеном для объяснения генезиса "карстовых" бокситов Венгрии [Бушинский, 1975, с. 334], также не решает генезиса геосинклинальных бокситов. Широкое развитие в последних наряду с пелитоморфными разностями, брекчиевидной, конгломератовидной и псаммитовой структур исключает и это предположение, так как вулканы, которые могли поставлять на рифы вулканический пепел, как правило, расположены на очень большом расстоянии от бокситовых залежей и поэтому не могли служить поставщиком материала песчаной и более крупной размерности. Грубые вулканические продукты, как известно, разгружаются вблизи вулканов, а вдаль уносятся только тонкие пепловые частицы (и плавающая на воде пемза). Кроме того, бокситовые залежи однородны по строению и лишены зональности, характерной для латеритных профилей, а сами бокситы в большинстве случаев не обнаруживают признаков пепловых структур. Таким образом, латеритно-осадочная, осадочно-латеритная и пеплово-латеритная теория не в силах объяснить генетическую природу обломочных структур геосинклинальных бокситов и генезис самих бокситов.

Гидротермальные теории. В 1947 г. для геосинклинальных бокситов Северного Урала А.В. Пейве и Н.А. Штрейсом [1947; Пейве, 1947] была предложена эксгальационно-осадочная (супратермальная) теория образования бокситов. Согласно этой теории бокситы геосинклинальных месторождений представляют собой породы метасоматически-осадочного происхождения, накопившиеся в субмаринных условиях под воздействием рудоносных гидротермальных растворов, поступавших снизу по тектоническим трещинам.

Более поздние исследователи бокситов Северного Урала, как пишет А.Л. Яншин [1978], не разделяют взглядов А.В. Пейве и Н.А. Штрейса и все еще пытаются объяснить образование бокситов перемывом древних кор выветривания латеритного типа, хотя эта гипотеза ничуть не более убедительна. Вопрос о происхождении бокситов, залегающих в геосинклинальных толщах, до сих пор остается открытым.

Еще ранее в 1941 г. А.Л. Яншин высказал мнение, что фумаролы и гидротермы не поставляли алюминий непосредственно, а главная масса алюминия выносилась из вулканических пород в процессе выщелачивания под воздействием кислых термальных растворов; богатые глиноземом кислые воды и переносили главную массу алюминия в бассейны бокситонакопления [Дзоценидзе, 1969]. Позднее К.К. Зеленов (1972), на основании своих наблюдений на Камчатке и в других вулканических областях, также пришел к выводу об вулканогенно-осадочном происхождении бокситов. Но и гидротермальные теории не решали вопроса о природе обломочных структур бокситов.

Платформенные бокситы

Поскольку платформенные бокситы имеют обломочное и обломочно-бобовое строение, большинство исследователей считает, что и они имеют латеритно-осадочное происхождение. Однако многие особенности платформенных бокситов не укладываются в рамки существующих гипотез. Обратимся к рассмотрению принятых представлений.

Латеритно-осадочная теория. Латеритно-осадочному генезису платформенных бокситов прежде всего противоречит "пирожковое" строение бокситовых залежей (рис. 3), а также исключительно рудный состав обломочного материала и цемента и широкое развитие структур типа "руда в руде". Н.М. Страхов [1962, с. 189] писал, что "... в природе не существуют процессы, которые селективно изолировали бы глинозем от терригенного материала и создавали бы его локальное накопление". Латеритно-осадочному генезису бокситов противоречит и тесный парагенез бокситов с бобовыми железняками, гематит-шамозитовыми и гематит-сидеритовыми рудами, хемогенно-осадочный генезис которых ни у кого не вызывает сомнения.

Против латеритно-осадочного происхождения платформенных бокситов говорит и исключительная выдержанность минерального состава и структур бокситов одних возрастов, расположенных на большом удалении друг от друга и сопряженных с

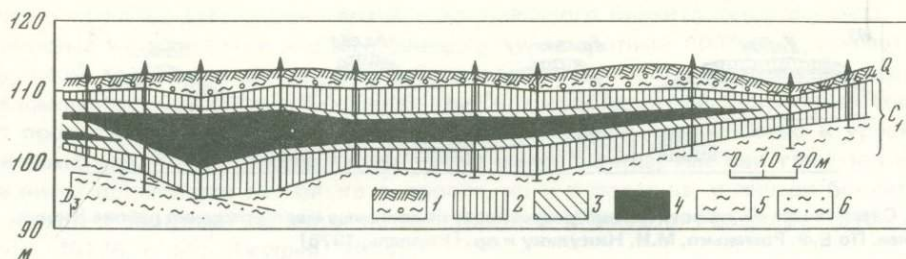


Рис. 3. "Пирожковое" строение пластовых бокситовых залежей платформенных месторождений. Пуловское месторождение [Кривцов, 1973]

1 — покровные суглинки; 2 — каолиновые глины; 3 — бокситовые глины; 4 — бокситы; 5 — глины коры выветривания; 6 — породы верхнего девона

разными областями сноса, на что обращают внимание многие исследователи.

Следует также подчеркнуть, что в древних корах выветривания, с которыми на Урало-Сибирской и Русской платформах связаны бокситовые залежи, латеритный горизонт не установлен и доказательством былого его распространения принято считать красноцветные глинистые продукты каолинового состава. При этом предполагается, что верхний латеритный горизонт был нацело размыт и переотложен в бокситовых залежах. За реликты былых латеритных покровов принимают псевдоморфные (структурные) бокситы — продукты инфильтрационно-метасоматического замещения (гипсбитизированные породы), сопровождающие пластовые бокситовые залежи. Таким образом, и в платформенных месторождениях первичный источник обломочного глиноземистого матрикса фактически не установлен и реконструируется чисто гипотетически, что вообще ставит под сомнение латеритно-осадочное происхождение платформенных бокситов. Как пишет Г.И. Бушинский [1975, с. 11] "... недостаток необходимого фактического материала для восполнения всех звеньев процесса переотложения латеритных бокситов с образованием осадочных залежей ощущается при изучении многих бокситовых месторождений".

Нужно сказать, что причиной применения у нас и за границей в той или иной форме латеритной теории к генезису бокситов послужила пространственная связь бокситов платформенных месторождений с древними кора́ми выветривания, считавшимися до последнего времени элювиальными образованиями. Однако, как было показано В.Н. Разумовой [1977а], по крайней мере многие из них имеют гидротермально-вадозное происхождение.

Латеритная теория. Гвинейские боксит-латериты (рис. 4) до сих пор были эталонным объектом для латеритных гипотез. Г.И. Бушинский [1966, с. 14] в свое время писал, что "... все гвинейские бокситы имеют латеритное происхождение. Следовательно, нельзя отрицать ни латериты, ни латеритной теории". Однако, как пишет Б.В. Шибистов [1977а, с. 212], геологический облик гвинейских боксит-латеритных покровов явно свидетельствует об их осадочном происхождении. Элювиальной составляющей разрезов является только литомарж — кора выветривания аргиллитов, на которую бокситовый горизонт налегает несогласно. Причем бокситы, как правило, являются обломочными, пизолитовыми или оолитовыми и соединяются их в единый генетический профиль с глинистым элювием явно искусственно. Даже в пределах единой залежи, как пишет Б.В. Шибистов [1977б, с. 211], бокситы залегают и на глинистых продуктах коры выветривания, и на невыветрелых породах субстрата (рис. 5).

Таким образом, рассматривать боксит-латериты как верхнюю зону элювиального латеритного профиля, как это делают многие исследователи, никак нельзя. Они образуются в результате других процессов и являются несомненно более поздними, наложенными образованиями. Но, поскольку бокситы часто венчают разрезы древних кор, многие исследователи продолжают рассматривать их как "верхний латеритный горизонт" древней коры выветривания (зона дезинтеграции — монтморил-

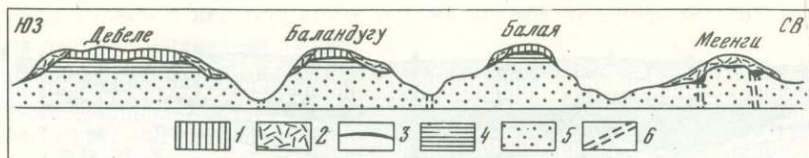


Рис. 4. Схематический геологический разрез через бокситовые месторождения района Киндия в Гвинее. По Е.Ф. Роменко, М.И. Никулину и др. [Кирпаль, 1976]

1,2 — бокситы: 1 — структурные, 2 — обломочные; 3 — аллиты, каолиновые глины, пески; 4 — глинистые сланцы силура; 5 — песчаники ордовика; 6 — зоны разломов и трещиноватости

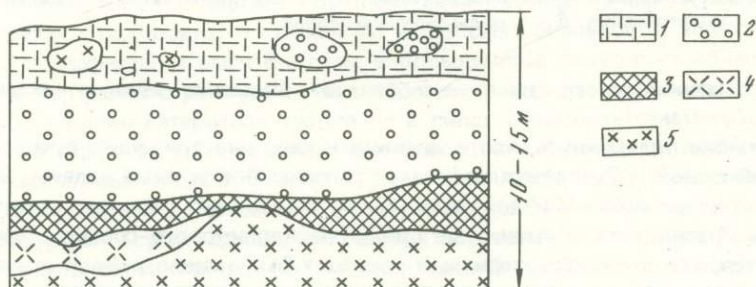


Рис. 5. Разрез месторождения Тамара в Гвинее. По В.А. Тянякову

1 — суглинки четвертичные с обломками и глыбами бокситов и коренных пород; 2,3 — бокситы: 2 — бобовые и бобово-обломочные, 3 — структурные по нефелиновому сиениту; 4, 5 — нефелиновые сиениты: 4 — каолинизированные, 5 — неизмененные

лонитовая — каолинитовая — бокситовая или латеритная). Согласно этим представлениям, процесс протекает по следующей схеме:

плагиоклаз → галлузит → гиббсит,
(каолинит)
авгит → хлорит → монтмориллонит → галлузит → гиббсит,
(гидрохлорит) (каолинит)

т.е. гиббсит накапливается на конечных стадиях латеритного выветривания в процессе разложения каолинита. Там же, где бокситы ложатся непосредственно на скальные породы (сланцы, долериты, нефелиновые сиениты и т.д.), считается, что бокситы слагают всю кору выветривания [Сапожников, Богатырев, 1977; и др.].

Формирование таких "сокращенных" или экстралатеритных [Бушинский, 1975, с. 243] профилей (материнская порода — боксит) объясняют следующим образом. При быстром выветривании в условиях тропиков разрушение силикатов происходит настолько интенсивно, что промежуточные глинистые стадии изменения минералов протекают очень быстро и наблюдаются как бы псевдоморфозы гиббсита по магматическим алюмосиликатам.

Высокую концентрацию глинозема и железа в бокситах и наличие структур, необычных для элювия, сторонники элювиальной теории объясняют тем, что в связи с высокой концентрацией железа и алюминия в остаточных продуктах выветривания происходит их "внутрикоровое" перераспределение, приводящее к цементации породы и образованию характерных для бокситов бобовых и колломорфных структур. Такое допущение привело к тому, что и осадочные бокситы нередко стали относить к латеритному горизонту древних кор выветривания.

Имеется и другая точка зрения, согласно которой бокситы "латеритных покровов" Гвинеи трактуются как более сложные элювиально-иллювиальные образования [Бронева и др., 1970]. Согласно этой гипотезе, слоистые пелитоморфные бокситы — псевдоморфные бокситы по сланцам — развиваются в латеритном профиле под влиянием вертикальной фильтрации глиноземистых растворов, высвобождаю-

щихся в процессе деградации верхнего элювиального бокситового горизонта. Глиноземистые же железняки кирасы, венчающие "латеритный профиль", считаются продуктом деградации элювиального бокситового горизонта. Большая же мощность псевдоморфных бокситов объясняется тем, что иллювиальный бокситовый горизонт продолжает расти вниз, приближаясь своей нижней поверхностью к уровню грунтовых вод. Такая интерпретация также маловероятна, так как глиноземистые железняки встречаются не только в кровле, но и в подошве, и внутри бокситорудной толщи и замещают бокситы по простиранию [Мамедов, Гоberman, 1975; Шибистов, 19776, с. 98; Якушев, 1974].

Но до сих пор псевдоморфные бокситы "латеритных покровов" многие исследователи относят к элювиальным образованиям, несмотря на их каменистое сложение, только на том основании, что они сохранили структуру материнских пород. В настоящее время геологи часто относят к элювию и каменистые породы инфильтрационно-метасоматического происхождения, сохранившие структуру материнских пород, забывая о том, что элювиальный процесс протекает с выносом вещества и приводит к образованию глинистых и охристых продуктов, а не пород каменистого сложения. В литературе появился даже термин "каменистое выветривание". На самом же деле псевдоморфозные бокситы, сопровождающие бокситовые залежи, представляют собой не конечные продукты выщелачивания алюмосиликатных пород — метасоматыты выщелачивания, а породы инфильтрационно-метасоматического происхождения — породы, замещенные гиббситом, образовавшиеся в процессах формирования бокситорудной толщи (Горецкий, 1960; Разумова, 1977а и др.).

Поскольку бокситы считаются производными тропического и субтропического климата былых геологических эпох, то естественно было ожидать, что в современных тропиках и субтропиках процессы латеритного бокситообразования должны осуществляться и в настоящее время. Поэтому бокситы тропических и субтропических стран (Гвинея, острова Тихого океана) некоторые исследователи стали относить к современным или плиоцен-четвертичным образованиям [Лисицына, Михайлов, 1968; Броневой и др., 1971] и т.д.] и объяснять их генезис основываясь на существующих в настоящее время климатических, ландшафтных и гидрогеологических условиях. Однако такая интерпретация процессов бокситообразования полностью исключается, ввиду древнего возраста "боксит-латеритов" тропических стран [Акаемов и др., 1975; Теняков, 1975; и др.]. Древний возраст "боксит-латеритов" Гвинеи подтверждается и приуроченностью их к эрозионным останцам.

В современных гумидных областях тропического и субтропического поясов накопление свободных гидратов глинозема установлено лишь в красноземных почвенно-элювиальных профилях базальтовых пород. Но эти накопления весьма эфемерны и никакого отношения к образованию промышленных бокситовых залежей не имеют.

В красноземных почвенно-элювиальных профилях базальтовых пород гиббсит концентрируется в охристо-гиббситовых оторочках, облекающих остаточные плотные базальтовые ядра (рис. 6), включенные в охристо-каолиновый элювий вулканогенных монтмориллонитовых глин базальтовых пород. Толщина таких охристо-гиббситовых оторочек не превышает 10 см, а иногда измеряется миллиметрами. Встречаются также охристо-гиббситовые оторочки спорадически на разных уровнях и не во всех разрезах.

Наиболее благоприятны для почвенно-элювиального накопления свободных гидратов глинозема вулканогенные триоктаэдрические монтмориллонитовые глины, развившиеся по базальтам, долеритам и шаровым базальтовым лавам [Разумова, 1977а; Кривцов, 1973; Добровольский, 1977]. Но с почвенно-элювиальным процессом, даже в этом случае, связаны лишь незначительные и притом иллювиальные (т.е. инфильтрационно-метасоматические, а не остаточные — элювиальные) накопления свободных гидратов глинозема [Горецкий, 1960; Разумова, 1977а и др.]. Несмотря на это, возникла гипотеза [Петров, 1976], согласно которой промышленные бокситовые залежи трактуются как продукты термыва такого типа гиббситоносного элювия. Однако такое предположение полностью исключается ввиду эфемерного накопления глинозема в красноземных (аллитных) почвенно-элювиальных

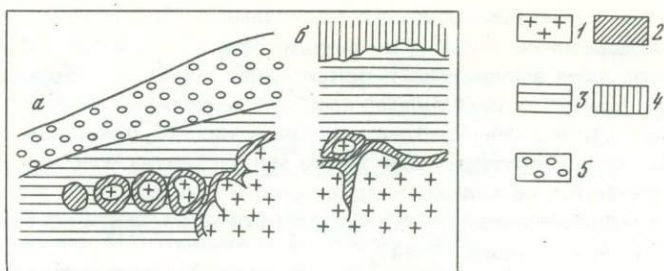


Рис. 6. Охристо-гипбситизированные корки на долеритовых ядрах в нижнем аллитовом горизонте красноземного почвенно-элювиального профиля долеритов: р. Конкуре в Гвинее [Лажуани, Банифа, 1964]

Разрезы: а — на склонах, б — на плато

1 — свежие долериты; 2 — "желтый пряник" (боксит); 3 — каолиновая глина, сохранившая структуру долерита; 4 — "красный пряник"; 5 — наносы



Рис. 7. Остаточное ядро долерита среди структурного боксита. Район Фенарии в Гвинее [Михайлов, 1966]

профилях. Возникновению такой гипотезы способствовало то обстоятельство, что там, где кондиционные бокситы залегают на долеритах, метасоматические бокситы развиваются в подошве бокситовых залежей, замещающая концентры сфероидов, облекающих долеритовые ядра, тогда как сами ядра (благодаря своей высокой плотности) остаются незамещенными (рис. 7). В результате возникают своеобразные концентрические структуры замещения, напоминающие (благодаря наличию остаточных базальтовых ядер и концентрических текстур) аллитные почвенно-элювиальные профили базальтовых пород с базальтовыми ядрами, несущими охристо-гипбситовые оторочки (см. рис. 6 и 7). Но такого типа метасоматические бокситы отличаются от почвенно-элювиальных каменистым сложением, мощностью процесса (это уже не корки, а сплошные тела) и сопряженностью с бокситовыми залежами промышленного типа.

Бокситы обломочной и обломочно-пизолитовой структуры, развитые в латеритных покровах Гвинее, большинство исследователей относят к делювиально-пролювиальным и аллювиальным отложениям — механически переотложенным псевдоморфным бокситам и продуктам их химической деградации — и в соответствии с этим на профилях изображают прислоненными к "боксит-латеритам" (псевдоморфным) бокситам (см. рис. 4).

Однако такому выводу противоречат: 1) присутствие внутри залежей "боксит-латеритов" бокситов с обломочной структурой и железных руд [Шибистов, 1977]; 2) рудный состав обломочного материала и цемента; 3) то, что гальки и обломки в бокситах часто полностью изолированы друг от друга глиноземистым или желе-

зисто-глиноземистым цементом, что противоречит толкованию залежей как результата цементации обычных обломочных делювиальных, русловых или террасовых накоплений. Наоборот, бросается в глаза массовое развитие колломорфных и конкреционных структур и признаков реакционного воздействия цемента на рудные обломки [Броневой и др., 1970; Сапожников и др., 1976]. Все это скорее свидетельствует о хемогенной природе основной массы глиноземистого вещества и о сингенетичности обломочных структур бокситовых пород. В целом структуры гвинейских бокситов больше всего напоминают химические осадки травертинных покровов со всеми присущими им структурными особенностями, типами осадков и формами залегания (покровы, шлейфы, долинные залежи).

Почвенно-латеритная теория. Гигантские месторождения пластовых бокситов Австралии в настоящее время рассматривают как преобразованные иллювиальные накопления полуторных окислов в латеритных почвах влажных тропиков, как "бокситы почвенно-латеритного типа" [Пастухова, Теняков, 1977]. Подобное предположение еще менее вероятно, поскольку неизвестны рудные накопления, связанные с почвенными профилями, достигающие 3–6 м, а порою и 10 м мощности. Одной вертикальной фильтрации растворов в пределах ограниченной по мощности почвы для их образования явно недостаточно. Относительно мощные иллювиальные образования развиваются только на склонах и в низинах, как, например, железистые латериты низкого уровня Гвинеи [Ансберг, 1978] и Вьетнама [Фридланд, 1961, 1964; Лисицына, Пастухова, 1964], где имеется приток растворов со стороны [Шанцер, 1966]. Но подобные инфильтрационные аккумуляции имеют существенно иной генезис [Милло, 1968; Градусов и др., 1976].

Как пишут М.В. Пастухова и В.А. Теняков, по структурным признакам и по составу австралийские месторождения являются полными аналогами платформенных бокситов Казахстана, которые большинство исследователей считают осадочными. Поэтому бокситы Австралии следует, очевидно, сравнивать не с иллювиальными почвенными горизонтами, а с бокситами пизолитовой и трубчатой структуры осадочного генезиса, тем более что и в Австралии бокситы часто подстилаются каолиновыми глинами и кварцевыми песками. Наблюдаемое же в Австралии региональное развитие бокситовых залежей при необычайной выдержанности на площади литологического и минералогического состава руд, при почти не меняющейся мощности рудного пласта (Пастухова, Теняков, 1977) объясняется принадлежностью платформенных бокситов к стратиформным месторождениям телетермального генезиса, о чем будет сказано ниже.

Хемогенно-осадочная теория. Несомненно прав А.И. Кривцов [1968, с. 4], говоря о том, что из всех ныне существующих гипотез, хемогенно-осадочная теория генезиса бокситов является наиболее прогрессивной и вполне оправдавшей себя на практике. Однако и она не объясняет удовлетворительным образом обломочной структуры бокситов. Кроме того, их сопряжение с древними корами выветривания как источник глиноземистых растворов, по крайней мере для месторождений СССР, оказывается весьма сомнительным. Если они отделены от древних кор выветривания щебенчатым горизонтом, осадочными породами или залегают среди глинистых продуктов их переотложения, т.е. явно асинхронны по отношению к корам выветривания.

Несостоятельность гипергенных теорий и поиски новых решений

Итак, ни одно из существующих объяснений происхождения бокситов как чисто гипергенных образований не является удовлетворительным, поскольку не разъясняет природы их обломочных структур и, что самое главное, не дает бесспорного ответа на вопрос об источнике глинозема. Естественно, поэтому, что некоторые исследователи склоняются к мысли о гидротермальной, а не гипергенной природе этого источника. Как пишет Г.С. Дзюценидзе [1969, с. 180], "... согласно всем теориям и гипотезам образования бокситов источником глинозема может быть лишь латеритное выветривание. Однако во многих случаях невозможно объяснить присутствие бокситов за счет латеритного выветривания. Поэтому геологи все чаще стали обращаться к возможному эндогенному / источнику глинозема". Но и гидротермально-осадочные (вулканогенно-осадочная и эксгальационно-осадочная) теории все же

не расшифровывают обломочных структур бокситов. Между тем, как пишет Г.И. Бушинский [1975, с. 195], "...присутствие обломочных структур в бокситах необходимо рассматривать как постоянную закономерность, а не случайность".

Обломочные структуры бокситов очень своеобразны и необычны для осадочных пород. Их специфика заключается в рудном составе как обломочного материала, так и цемента; в отсутствии в большинстве случаев сортировки обломков по крупности зерен; в тесном сочетании обломочного материала с продуктами химического осаждения; в многофазности минеральных выделений; в реакционном взаимоотношении обломочного материала с цементом; в наличии среди кластогенных компонентов обломков и галек "более древних бокситов" и красных железняков; в незначительном содержании (а часто в отсутствии) терригенной примеси и в спорадическом появлении примеси вулканогенного материала.

Такие своеобразные обломочные структуры, осложненные метасоматическими процессами, не находят объяснения с позиций рассмотренных выше гипотез. Поэтому была предпринята попытка найти структурные аналоги бокситам среди других типов горных пород [Разумова, 1977б]. Оказалось, что такого типа обломочные структуры и реакционная активность нижнего контакта характерны для взрывных брекчиевидных образований.

Под названием взрывных брекчий объединены гетерогенные образования, составляющие непрерывный ряд, в котором крайние члены представлены, с одной стороны, породами, имеющими вулканогенную природу, с другой — телами, не обнаруживающими видимой связи с вулканизмом — продуктами деятельности криповулканических (скрытовулканических) аппаратов [Фогельман, 1968; Берман, 1973]. Движущей силой процесса, создающего такого рода брекчиевидные тела, являются пары и газы, под влиянием которых при трещинообразовании в близповерхностных условиях (в связи с падением внешнего давления и усиленного паровыделения) в остаточных магматических расплавах и, по-видимому, в рудообразующих растворах возникают газовой твердые взвеси системы разного гранулометрического состава (от грубообломочных до дисперсных), обладающие высокой абразивной и инъекционной способностью, а также подвижностью [Фогельман, 1968; Берман, 1973; Терновой и др., 1975]. В процессе раскрытия тектонических трещин такие флюидизированные массы устремляются снизу вверх под большим давлением, проникают в трещины, пустоты и межслоевые промежутки и выжимаются на поверхность наподобие сопочных илов грязевых вулканов и, попав в водоем, формируют осадочным путем пластовые и линзовидные залежи, сингенетичные вмещающим их осадкам. Будучи выжатыми и перемещенными снизу вверх, взрывные брекчиевидные образования не обнаруживают прямой связи с магматическими формациями, хотя иногда намечается их парагенетическая связь с одно-возрастными вулканическими и интрузивными комплексами.

Взрывные брекчиевидные образования имеют важное металлогеническое значение. Они сопровождают многие магнетитовые, полиметаллические и золоторудные и другие месторождения [Бринер, 1964; Фогельман, 1968; Берман, 1973; Терновой и др., 1975; и др.]. Брекчиевидное строение обнаруживают и сами рудные тела [М.С. Шнайдер, А.А. Шнайдер, 1968; Кадзивара, 1973; Хорикоси, Сато, 1973; Терновой и др., 1975; Антимова, 1976; Константинов, 1977; Портнов, 1978а,б; и др.).

Взрывные брекчиевидные образования недостаточно изучены. Поэтому их часто принимают за осадочные и туфогенные породы, а рудные тела брекчиевидного строения — за рудокласты — продукты перемыыва рудного осадка на месте без значительного перемещения материала. Отнесение таких толщ к нормальным осадкам, как отмечает Б.И. Берман [1973], порождает гипотезы о терригенно-осадочном генезисе руд.

Решающими признаками, по Б.И. Берману [1973], для отнесения пород с обломочной структурой к взрывно-брекчиевидным образованиям являются следующие: 1) активное проявление метасоматических (контактово-реакционные) процессов в низах разреза и в прибортовых участках впадин, совпадающих с наиболее крупными разломами, в то время как верхняя часть разреза характеризуется нор-

мальными формами залегания и сохраняет сингенетические текстуры и структуры; 2) четкие и резкие контакты с вмещающими породами часто без признаков дробления в зальбандах; 3) аномальное залегание: крутые углы падения, секущие формы, которые часто принимаются за тектонические дислокации; 4) абразия и дробление обломков, галек пород и многофазное метасоматическое замещение ранее образовавшихся минеральных масс *in situ* на всех стадиях процесса с проникновением в них цемента; 5) широкое развитие друз и минерализованных пустот и т.д.

Все эти признаки характерны и для геосинклинальных бокситов. Приведем некоторые доказательства.

БОКСИТЫ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАК ЭКСПЛОЗИВНО-ГИДРОТЕРМАЛЬНО-ОСАДОЧНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Активный нижний контакт и нормальный верхний. Данная характерная особенность взрывно-брекчиевидных образований [Берман, 1973], а также стратиформных гидротермально-осадочных рудных месторождений [Дистанов, Ковалев, 1976] в бокситах геосинклинальных месторождений была отмечена еще А.Д. Архангельским [1937], Н.А. Штрейсом и А.В. Пейве [1947; Пейве, 1947]. В девонских бокситах Северного Урала, залегающих среди морских отложений на рифогенных известняках, в подошве залежей развиты "карстовые брекчии" (рис. 8) — известняки подошвы метасоматически замещенные вдоль трещин (брекчии замещения) и пронизанные по напластованию (инъекционные брекчии) бокситовым веществом. Мощность их достигает 1—8 м. Та же картина наблюдается и в среднеазиатских бокситовых месторождениях карбонового возраста (псевдобрекчии) и в месторождениях альпийской складчатой зоны Евразии.

Тектонический контроль. Связь геосинклинальных бокситовых месторождений с разломами и грабенами отмечается во многих регионах. Бокситовые месторождения часто вытягиваются вдоль тектонически ослабленных зон, образуя рудные пояса (Северо-Уральский бокситовый пояс, Южно-Тяньшаньский и др.).

В Венгрии И. Валентоном [1974] описано месторождение с особо мощным бокситовым телом, выполняющим грабен, генетически связанный с синседиментационными тектоническими подвижками и формированием грабена (рис. 9) и т.д.

Бокситы выполняют также и приуроченные к зонам тектонической трещиноватости карстовые воронки, пустоты и трещины в известняках. Но, как и для других рудных месторождений, не ясно, заполняли ли бокситы готовые карстовые полости или полости возникли в процессе рудоотложения, в результате метасоматического замещения известняков бокситовым веществом. В ряде случаев это не стратиграфические горизонты, а сообщающиеся между собой залежи.

Приуроченность бокситов к тектонически активным зонам обуславливает и нарушение бокситовых залежей пострудными подвижками и разломами. Современное бокситообразование также связано с разломами. Так, например, на коралловом атолле Ренналл вулканической гряды юго-восточной части Тихого океана бокситовый пласт мощностью в 2 м залегает на рифовых известняках и приурочен к бывшей центральной лагуне, приподнятой на 200 м над уровнем моря. Воздымание сопровождалось блоковыми подвижками. Атолл и сейчас находится в активной фазе воздымания [Пастухова, 1975].

Таким образом, связь геосинклинальных бокситов с тектонически ослабленными зонами подтверждается многими фактами.

Связь с вулканизмом. Связь геосинклинальных бокситов с вулканизмом устанавливается по наличию синхронных им вулканических серий [Пейве, 1947; Григорьев, 1968; Калугин, 1967; Михайлов, 1975; Пастухова, 1975в; и др.]. В современной геосинклинальной зоне Тихоокеанского кольца отмечается и пространственная приуроченность бокситов к вулканическим породам. Например, на о-ве Кауаи (Гавайские острова) железистые бокситы (рис. 10) залегают непосредственно на склонах щитового базальтового вулкана [Валентон, 1974; Бушинский, 1975] и т.д.

В девонских бокситах Ивдельского района Северного Урала сопряженность бокситообразования с вулканизмом подтверждается тем, что бокситовые залежи на

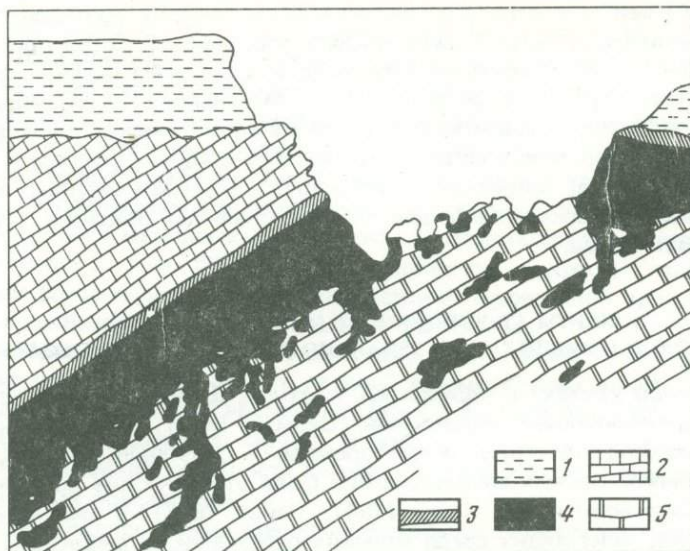


Рис. 8. Типичный разрез бокситорудного пласта и характер его контакта с вмещающими известняками, Северный Урал. По И.А. Любимову [Пейве, 1947]

1 — наносы; 2 — серые известняки; 3, 4 — бокситы: 3 — зелено-серые, 4 — красные; 5 — известняки массивные светлоокрашенные

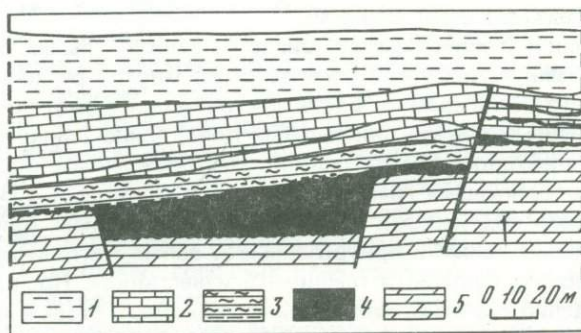


Рис. 9. Особо мощная бокситовая залежь, образовавшаяся в синседиментационном грабене площади Нигитаркану, Венгрия [Валентон, 1974].

1 — сарматские глины с известняковым детритом; 2, 3 — известняки: 2 — среднеэоценовые, 3 — нижнеэоценовые; 4 — меловые бокситы; 5 — нижнеэоценовые мергели, глинистые мергели, углистые глины

ряде месторождений сопровождаются прослоями туфов (рис. 11), лав или вулканических пород. Такие породы подстилают, перекрывают или замещают бокситы по простиранию [Кротов, 1962; Калугин, 1967; и др.]. Так, например, на Горностайском месторождении Ивдельского района "подрудок" состоит из обломков хлоритизированных стекловатых пород эффузивного облика и зерен сильно разложившихся плагиокластов. Изредка встречается кварц. Основная масса породы представляет собой тонкопелитовую нераскристаллизованную массу зеленовато-желтого цвета с высокими показателями преломления [Князева, 1966, с. 152], по-видимому, хлоритового состава. На Северном Урале [Огородников, Гладковский, 1975, с. 92] в зоне выклинивания бокситовой залежи отмечается переслаивание бокситов с туфогенными песчаниками и алевролитами, содержащими редкие обломки красного бокситового материала и прослой рудных минералов. Мощность переходной зоны 6—7 м [Бушинский, 1964]. Иногда рудное тело замещается песчаником, нацело состоящим из рудных зерен (преимущественно титаномагнетита), скрепленных кальцитом или хлоритом.

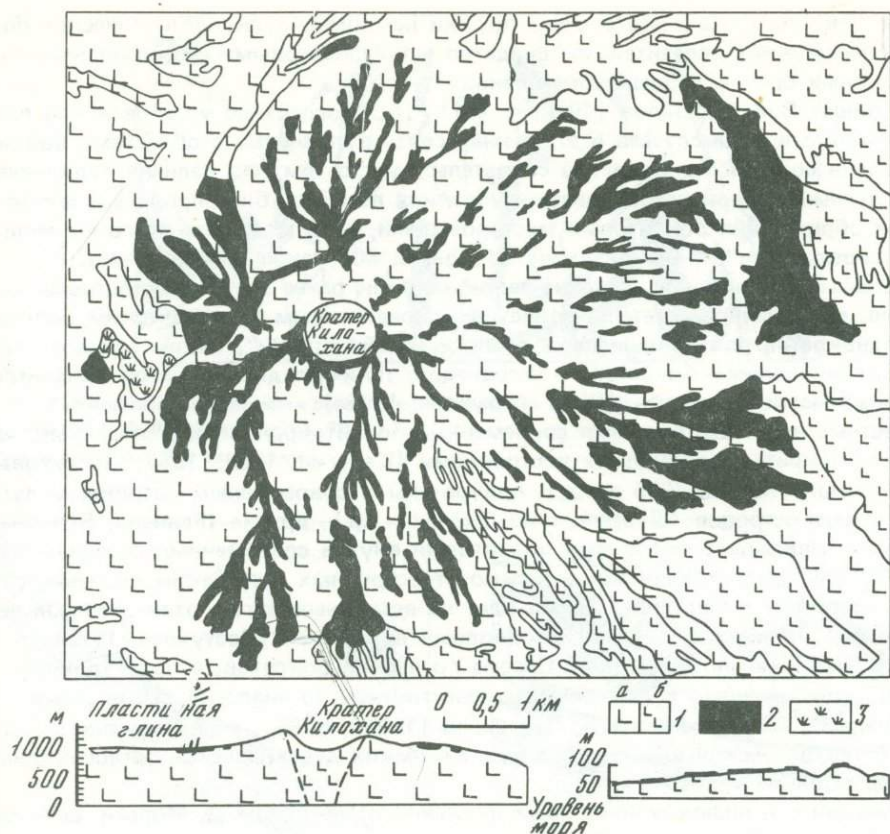


Рис. 10. Покровного типа залежи железистых бокситов на склонах щитового базальтового вулкана на о. Кауаи, Гавайские острова. По С.Х. Паттерсону [Бушинский, 1975]

1 — базальты серии Колоа: а — более древние, б — более молодые; 2 — боксит железистый; 3 — глина пластичная под болотом

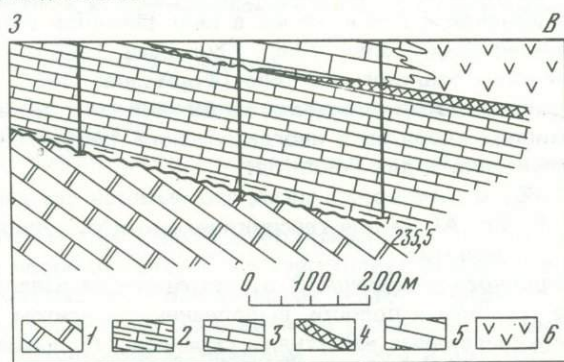


Рис. 11. Ассоциация бокситов с туфогенными породами на месторождении им. XIX партсъезда Северного Урала [Князева, 1958]

1—3 — известняки: 1 — битуминозные, 2 — серые слоистые, 3 — брекчиевидные; 4 — боксит и бокситоподобные породы; 5 — серые известняки; 6 — полимиктовые песчаники и туфогенные сланцы

На Козыренченском бокситопоявлении рудное тело переслаивается с кристалло-туфами и туффитами и т.д. Сами бокситы нередко также содержат вулканогенный материал. В большинстве случаев это зерна свежего плагиоклаза, титаномагнетита, магнетита, обломки вулканического стекла, реже глобулы пироксена [Огородников, Гладковский, 1975]. Засоренность вулканическим материалом характерна и для взрывчатых брекчиевидных образований [Берман, 1973]. Сами геосинкли-

нальные бокситы внешне часто очень похожи на яшмы, вулканокластические породы и обнаруживают поразительное сходство с туффизитовыми криптобрекчиями эсплозивных брекчиевидных образований.

Как пишет Б.М. Михайлов [1975, с. 45]: "... определенно установленная пространственная, а в ряде случаев и временная связь вулканизма с областями бокситообразования со всей очевидностью свидетельствует о том, что наличие вулканической деятельности при прочих равных условиях является благоприятным фактором для образования бокситовых месторождений, хотя механизм этого явления еще не совсем ясен". М.В. Пастухова [1975а, с. 60] также подчеркивает, что "... бокситы и вулканизм — это не запретная, как ранее считали, ассоциация, а, напротив, естественное сочетание, присущее определенным тектоническим ситуациям, неоднократно повторявшимся в геологической истории". Таким образом, триада "риффы—вулканизм—бокситы" — ассоциация, типичная для бокситов геосинклинальных областей [Калугин; 1967; Пастухова, 1975а].

Известные в настоящее время современные бокситопоявления, связанные, как и древние бокситы, с рифовыми постройками [Калугин, 1966; 1967; Пастухова, 1975б; Taylor, Hughes, 1975 и т.д.], приурочены к современным островным дугам Соломоновых островов (Шуазель, Нью-Джерси и др.), другие (Реннелл, Беллона, о-ов Лифу) связаны с линейными поднятиями внутри современных геосинклинальных котловин, расположенными недалеко от островных дуг. Таким образом, образование бокситов в настоящее время идет на островных дугах, отличительной чертой которых является наземный и подводный вулканизм [Пастухова, 1975а,б, с. 64]. Меридионально вытянутый Северо-Уральский бокситовый пояс (длиной 250 км), приуроченный к рифогенным известнякам, по аналогии с молодыми геосинклиналями, как полагает М.В. Пастухова [1975в, с. 65], вероятнее всего, был связан с тектонической активностью вулканических дуг Уральской эвгеосинклинали и андезитовым вулканизмом.

Сопряженность рифов и подводных вулканов отмечал еще Д. Моррей, современник Ч. Дарвина [Равикович, 1954].

Связь североуральских бокситовых месторождений с вулканизмом косвенно подтверждается и тем, что в отложениях франского яруса западного склона Урала (пашийская свита) бокситы и бокситовые породы фациально замещаются оолитовыми красными железняками, для которых в ряде регионов установлен вулканогенно-осадочный генезис [Формозова, 1968; Григорьев, 1968, с. 191]. Сами же девонские железные руды башкирского типа [Формозова, 1960] содержат Al_2O_3 всегда больше 10%, а в некоторых случаях до 30—40%, что связано с присутствием высокоглиноземистых хлоритов и иногда диаспора [Формозова, 1962]. Присутствие последних характерно и для бокситов.

Н.С. Шатский [1965] в свое время писал, что имеются все данные предполагать, что источником Si, P, Mn, Al, Fe для геосинклинальных руд является вулканизм на ранних стадиях его развития.

Признаки инъекционного внедрения. В рудовмещающих известняках часто развиты тектонические трещины и полости, выполненные бокситом, или зоны дробления, в которых брекчиевидные известняки скреплены бокситовым цементом. На североуральских месторождениях такие полости и щели прослеживаются ниже бокситового пласта до глубины 100—300 м [Пейве, 1947; Бушинский, 1975; и др.]. Характерно, что эти жильные тела до глубины 100 м сложены бокситом. Структура "жильного" боксита, как и пластового, обломочная и афанитовая. Ниже, до 300 м, бокситы сменяются бокситоподобными песчаниками, содержащими зерна неизменной туфолавы и диабазовых порфиритов [Бушинский, 1964, с. 29; 1971, с. 182]. Такие жильные тела часто оканчиваются тупиком, обращенным вверх (рис. 12), что свидетельствует в пользу глубинного, а не поверхностного источника бокситового вещества. По всем этим признакам подобные тела больше всего напоминают рудоподводящие трещинные структуры. Подчеркнем, что, как указывает Г.И. Мак-Кинстри (1958, с. 195), наличие в пределах таких труб изверженного материала, несомненно внедрившегося снизу и отличного от пород, слагающих стенки, наиболее надежно доказывает их вулканогенное происхождение.

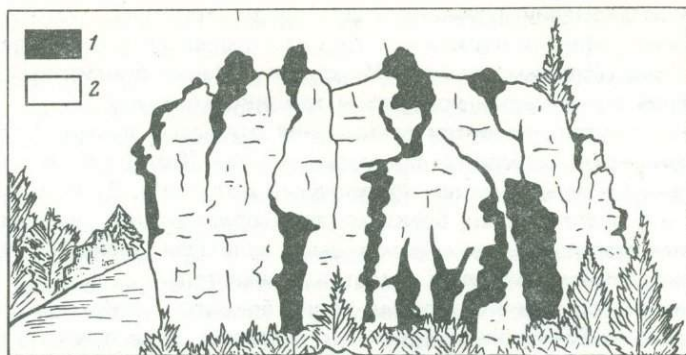


Рис. 12. Жильный тип залегания бокситов на Талицком месторождении. Ивдельский район Урала. Зарисовка Н.А. Штрейса [Пейве, 1974]

1 — бокситы; 2 — известняки

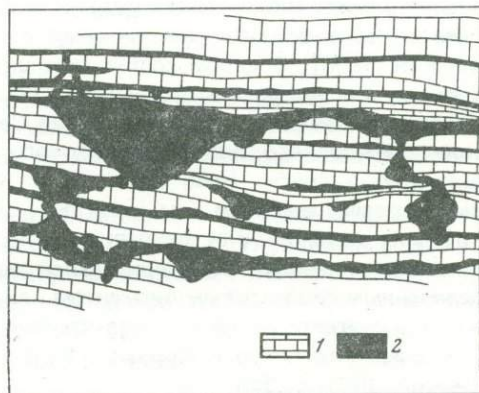
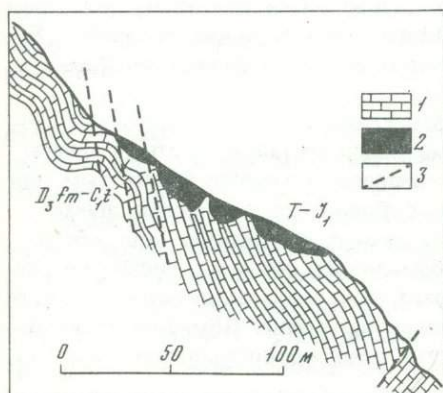


Рис. 13. Карстовые полости, выполненные бокситом в горах Актау в Кызылкумах [Шульц и др., 1976]

1 — известняки; 2 — бокситы; 3 — разломы

Рис. 14. "Забоксиченные" пакки известняков и ракушечников визейского возраста в горах Актау в Кызылкумах [Шульц и др., 1976]

1 — известняки; 2 — полости и трещины, заполненные маргарит-диаспоровой породой

На среднеазиатских бокситовых месторождениях бокситовые залежи, выполняющие карстовые воронки (рис. 13) в известняках девонского и карбонового возраста, также сопровождаются бокситовыми телами "трещинно-карстового типа", представляющими собой зоны дробления по разломам — брекчированные известняки, скрепленные бокситовым материалом [Кочнев и др., 1975]. Бокситом и бокситоподобными породами выполнены также мелкие карстовые полости и импрегнированы трещины и пустоты (рис. 14). Встречаются они как ниже, так и выше площадных бокситовых залежей [Гипп, 1975]. По данным некоторых исследователей [Гольдштейн, Попов, 1967], бокситовые залежи прослеживаются и из складчатого основания в осадочный чехол. При этом считается, что бокситы и аллиты "горизонта карманов и линз", располагающиеся обычно на 30—40 м, а иногда на 60—70 м ниже основного бокситового горизонта, были вмыты в известняки грунтовыми водами при заполнении карстовых воронок. Не менее вероятна и иная трактовка. Г.И. Мак-Кинстри [1958, с. 162] указывает на то, что незамкнутые пустоты, если они связаны между собой или имеют достаточную длину, образуют проницаемую зону и могут играть двоякую роль: каналов для рудообразующих растворов и одновременно участков, благоприятных для отложения руд. И если бокситорудные массы, мигрируя по трещинам вверх по разрезу, встречали на своем пути разного

типа структурные аномалии (трещиноватые породы, трещины, пустоты, карстовые полости, западины рифовых построек и т.д.), то последние и предопределили локализацию конкретных рудных залежей. Морфология таких бокситовых тел определяется морфологией структурных ловушек и трещиноватых зон.

Формирование оруденения путем выполнения открытых пустот — явление, характерное для эндогенных месторождений малых глубин [Вольфсон, Яковлев, 1975].

Обломочные структуры и состав обломочного материала. В геосинклинальных бокситах, как и в взрывчатых брекчиевидных образованиях, выделяются брекчиевидные, конгломератовидные, псаммитовые и пелитовые разности. Пелитовый материал служит цементом и слагает самостоятельные тела.

От нормальных терригенно-осадочных пород бокситы отличаются прежде всего почти исключительно бокситовым (рудным) составом обломочного материала и цемента и развитием среди породообразующих минералов таких необычных для осадочных пород высокотемпературных минералов, как диаспор, бёмит, корунд и гематит.

Согласно данным А.К. Гладковского и И.Н. Ушатинского [1964, с. 117], все бокситовые месторождения независимо от возраста могут быть сложены корунд-диаспор-бёмит-гипсбситовыми рудами. В Венгрии известны гипсбситовые, бёмитовые и диаспоровые бокситы, находящиеся в одинаковых геологических условиях [Бушинский, 1958]. В целом состав геосинклинальных бокситов очень специфичен и необычен для нормальных осадочных пород.

Бокситы девонских месторождений Северного Урала, например, состоят из бобовин диаспорового, диаспор-бёмитового и бёмитового составов, плотно прилегающих друг к другу (рис. 15,а, вкл.) или скрепленных гематит-бёмитовым или шамозитовым цементом (см. рис. 15,б). Форма бобовин в большинстве случаев округлая, овальная или неправильно-округлая. Цемент отсутствует или состоит из тонкозернистой неполяризующей массы бёмитового состава с диффузно распределенным гематитовым пигментом или шамозитовый, часто коррозионный. Окраска пород соответственно вишнево-красная или зеленовато-серая. Бёмитовые бобовины обычно афанитовые, диаспоровые — большей частью ясно раскристаллизованные [Бушинский, 1971, с. 343].

Диаспоровые и бёмитовые бобовины, слагающие основную массу девонских бокситов, первоначально считались коллоидными сгустками. Основанием служила их округлая форма и деформация зерен при соприкосновении друг с другом. Но позднее их стали считать зернами — песчинками и гальками, так как в слоистых разностях руд они сортированы по слоистости (см. рис. 15,б) и слагают прослои с гравитационно-ритмической слоистостью. (Взаимную деформацию обнаруживают и зерна рудных минералов [Огородников, Гладковский, 1975].) Каждый ритм начинается с относительно крупных зерен, которые сверху постепенно сменяются все более и более мелкими. Верхняя часть ритма иногда заканчивается тонкозернистым пелитовым материалом. Иногда в нем наблюдаются трещины усыхания. Градационная слоистость, наблюдаемая в североуральских бокситах, морфологически очень сходна со слоистостью туфогенных флишеидных формаций Камчатки и Курильских островов [Власов и др., 1977]. Градационный характер слоистости бокситов североуральских месторождений обусловлен, по-видимому, периодически проявляющимися тектоническими импульсами (толчками), сопровождающими образование рудоподводящих тектонических трещин, что и определяло сортировку по размерности зерна обломочного рудного материала.

Рудные гальки были обнаружены А.М. Портновым [1978а] и в рудных столбах одного из сульфидных месторождений Средней Азии. Сульфидные гальки встречаются здесь в наиболее богатых рудных зонах, приуроченных к верхним горизонтам месторождения. А.М. Портнов [1978б] полагает, что наличие в рудных залежах окатанных минеральных зерен и рудных агрегатов ранних генераций и валунов вмещающих пород свидетельствует об интенсивной циркуляции гидротермальных растворов в подземных полостях. Крупные подземные полости выступают в качестве "рудных ловушек", поскольку в них нарушается термодинамическое равновесие гидротермального раствора и стимулируется рудоотложение. Такой же процесс, по-

видимому, имел место и при формировании бокситовых залежей в субмаринных условиях, в пустотах и карманах рифовых построек.

Кроме бокситов, состоящих из бобовин диаспорового и бёмитового состава или из оолитов с концентрами разного (гематит-шамозит-диаспорового, диаспор-шамозитового и шамозитового) состава, встречаются разности псевдооолитового и псевдообломочного строения, где новообразованные минералы обволакивают обломки, образуя кольца и полукольца [Князева, 1966], или замещают породу-вдоль микро-трещин, сообщая ей ложнообломочное строение.

В девонских бокситах Урала и Салаира бобовины образуются и путем метасоматического замещения глиноземистыми минералами обломков органогенных и слоисто-водорослевых известняков или коралловых и других песков. Причем прослои, имеющие обломочное происхождение (прослои коралловых и других песков), в силу своей пористости замещаются быстрее остальных и превращаются в высоко-сортные диаспоровые руды [Нагорский, 1958, с. 317].

В бокситах Северного Урала, кроме других метасоматических замещений, характерных для бокситов, установлено псевдоморфное замещение магнетита титано-гематитом — явление, характерное для высокотемпературных процессов [Портнов, Дубакина, 1975]. Метасоматически-осадочная природа геосинклинальных бокситов впервые была установлена А.В. Пейве и Н.А. Штрейсом [1947; Пейве, 1947] на бокситовых месторождениях Северного Урала.

А.К. Гладковский с соавторами [1975] выделяют в настоящее время среди геосинклинальных бокситов три генетических типа руд: метасоматические по подстилающим известнякам, метасоматические по обломочным породам разного происхождения и хемогенно-осадочные.

Однообразный рудный состав кластогенного материала геосинклинальных бокситов с высокотемпературными минералами свидетельствует о глубинном, а не терригенном его происхождении. Флюидное поступление обломочного рудного материала в процессе бокситообразования подтверждается присутствием ниже основных бокситовых залежей рудоподводящих каналов — рудных столбов и тектонических трещин, выполненных бокситом, бокситоподобной породой или туфогенным материалом. Доказательством данного предположения является и приведенный выше комплекс признаков, сближающих бокситы геосинклинальных месторождений с взрывными брекчиевидными образованиями.

В девонских бокситах Северного Урала преобладают песчаниковые разности бокситов, но встречаются и гравелитовые, конгломератовидные и другие. При содержании бобовин и обломков меньше 20% бокситовые песчаники переходят в яшмовидные разности боксита [Князева, 1966, с. 153]. Структуры бокситов в целом чрезвычайно своеобразны и сложны. Взаимоотношения литологических разностей руд также необычны — они соприкасаются между собой по вертикальным наклонным контактам [Гладковский, Ушатинский, 1964; Гуткин, 1966; и др.]. Кроме того, жильные яшмовидные бокситы диаспорового состава секут в разных направлениях все литологические разности красных руд, что свидетельствует о неоднократном внедрении рудообразующих растворов. Мощность прожилков до 10 см [Гуткин, 1964].

Абразивные окатыши, импрессионные и эмульсионные структуры. К "абразивным окатышам", характерным для взрывных брекчиевидных образований [Фогельман, 1968], в бокситах геосинклинальных месторождений относятся "ямчатые бобовины" (см. рис. 15,а), в которых выпуклость одной бобовины отвечает углублению соседней [Архангельский, 1937; Бушинский, 1958, 1971, рис. 74; и др.], а также взаимно притертые зерна и обломки и частично истертые сложные бобовины и оолиты, внешняя часть которых была уничтожена при транспортировке [Гуткин, 1966, с. 167; Ушатинский, Боровский, 1977; и др.]. "Ямчатые бобовины" возникают в тех случаях, когда цемента в породе очень мало или же он вовсе отсутствует и зерна вплотную прилегают друг к другу [Архангельский, 1937].

Обломочный материал в девонских бокситах часто сгружен, как бы спрессован, сдавлен (см. рис. 15,а). Такие микроstructures в взрывных брекчиевидных образованиях описаны под названиями "импрессионных" [Берман, 1973]. Там же,

где бобовины включены в цемент и не соприкасаются друг с другом, цементирующая масса обтекает бобовины и обломки (см. рис. 15,в). В взрывных брекчиях такие структуры называются эмульсионными или структурами течения.

Таким образом, в геосинклинальных бокситах наблюдаются импрессионные и эмульсионные микроструктуры, типичные для взрывных брекчиевидных образований. В геосинклинальных бокситах эти структуры резко выражены.

В литературе по бокситам эмульсионные микроструктуры и сортировка материала по слоистости без дифференциации по крупности зерна объясняется переносом латеритного материала по склону в виде смеси тонких и грубых частиц временными грязевыми потоками. Для геосинклинальных бокситов такое объяснение исключается ввиду отсутствия или большей удаленности возможного источника сноса обломочного материала.

Щетки растворения и минерализованные пустоты выщелачивания, характерные для газонасыщенных систем. В бокситах пустоты разной величины и формы, полые внутри или инкрустированные щетками различных минералов, встречаются постоянно. Закономерная связь их состава с рудообразующими минералами указывает на то, что эти минеральные обособления образовались за счет растворения и перераспределения минеральных компонентов самого бокситового пласта (друзы перекристаллизации). Так, например, в бёмит-диаспоровых бокситах девона Северного Урала пустоты выщелачивания часто выполнены кристаллическим диаспором, диаспором и диккитом, диаспором и кальцитом, сфеном и кальцитом, рутилом и кальцитом и т.д. и в единичных случаях кианитом и андалузитом [Бенеславский, 1974; Огородников, Гладковский, 1975]. Вторичный диаспор, по мнению Е.С. Гуткина [1966, с. 161], не отличается по происхождению от жил альпийского типа.

С процессом перераспределения минеральных компонентов рудного пласта под воздействием газовой фазы связано, по-видимому, и образование на Горностайском месторождении Ивдельского района [Князева, 1966] за счет бокситовых песчаников нижнего горизонта пестроцветов так называемых "перекристаллизованных бокситов", состоящих до 75% из диаспора. Диаспор представлен в этих породах мелкими удлинёнными зёрнами и чешуйками, которые, срастаясь, образуют решетку или сетку. Межсеточное пространство выполнено кальцитом, сидеритом или пиритом. Между кристаллами диаспора или внутри кальцитовых зёрен группируются кристаллы сфена. В верхних горизонтах разреза карбонаты выщелочены и "перекристаллизованные бокситы" превращены в диаспориты, сложенные на 95% диаспором. Внешне они напоминают губку или пемзу. В диаспорах только 2–3% падает на долю других минералов (каолинит, опал, халцедон и др.), 2–3% составляет сфен.

Таким образом, закономерная связь минерального состава прожилков и минерализованных пустот с составом породообразующих рудных минералов бокситовых пластов, а также расположенных рядом известняков, указывает на то, что минералы в прожилках и пустотах образовались за счет растворения и переотложения породообразующих рудных компонентов. Вместе с тем в пустотах и прожилках присутствуют и такие минералы, которых нет среди сингенетических минералов, но которые могли образоваться за счет очистки породообразующих минералов от изоморфных примесей при их растворении и переотложении. Примером могут служить хорошо образованные кристаллы сфена и рутила в кальцитовых жеодах Ивдельского месторождения [Бенеславский, 1974, рис. 27].

Жилы и жеоды жильной фазы с типичными гидротермальными минералами. Одним из аргументов в пользу связи бокситовых месторождений с эндогенным источником рудных веществ является развитие в ряде случаев наложенной жильной фазы с типичными гидротермальными минералами.

Жилы и прожилки, сложенные диккитом, сванбергитом, цеолитами, сульфидами свинца, цинка и меди широко развиты, например, на североуральских месторождениях [Бушинский, 1975]. Вблизи жилок красный боксит обесцвечен, хлоритизирован, сидеритизирован и пиритизирован, а на р. Вагран замещен франколитом ($P_2O_5 = 22,70\%$). Апатит и франколит выполняют также жеоды вместе с диаспором, сфеном и другими минералами [Бенеславский, 1974, с. 83]. Местами в пу-

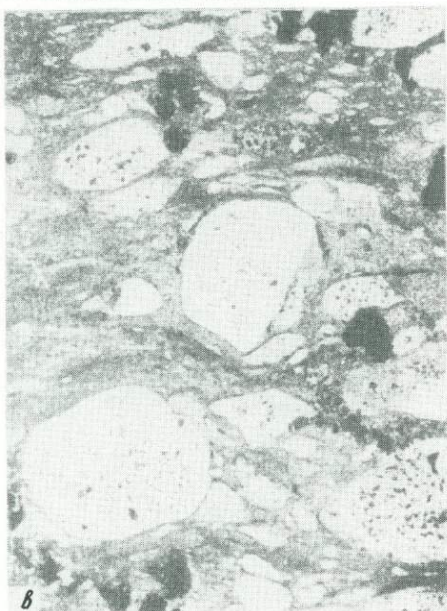
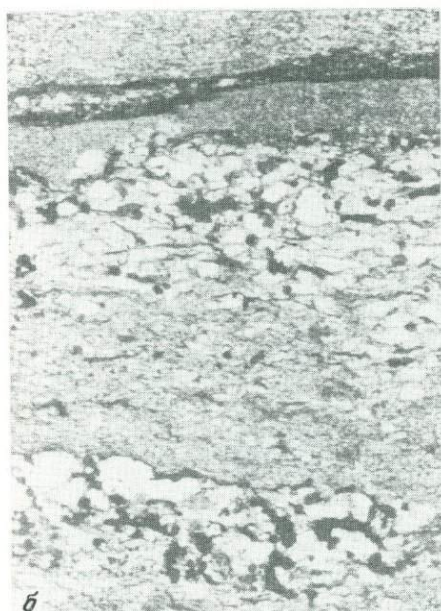


Рис. 15. Структурные особенности геосинклинальных бокситов девонского возраста р. Вагран на Северном Урале [Бушинский, 1958]

Бокситы: *а* — бобовый с ямчатыми и округлыми бобовинами, *б* — слоистый с градиационной слоистостью, *в* — с эмульсионным цементом.

Увел. 28, без анализатора

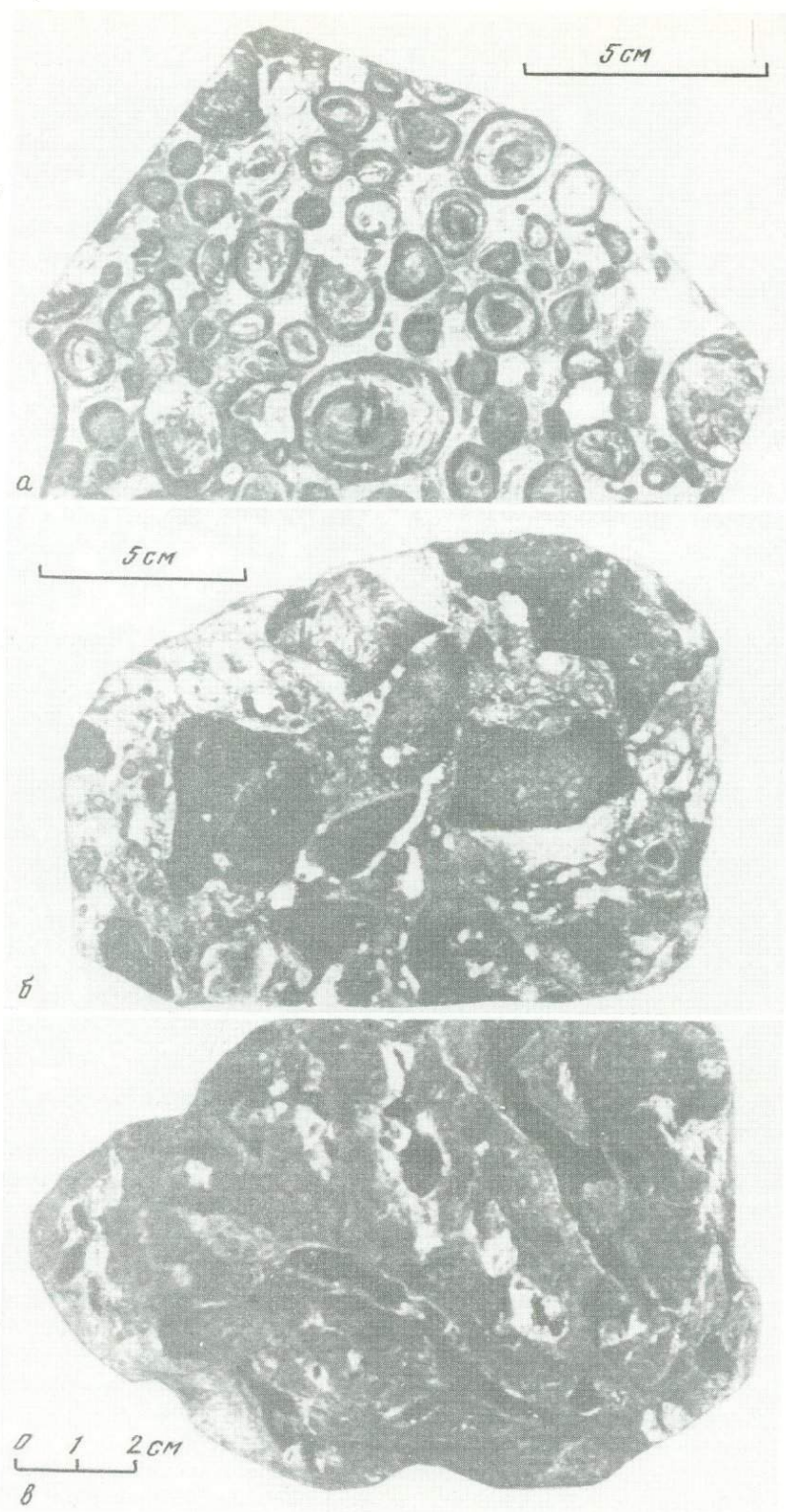


Рис. 24. Структурные типы каменных бокситов Амангельдинского месторождения [Лисицына, Пастухова, 1963]

а-в — бокситы: *а* — с крупнобобовой структурой, *б* — с брекчиевидной структурой, *в* — с трубчатой текстурой

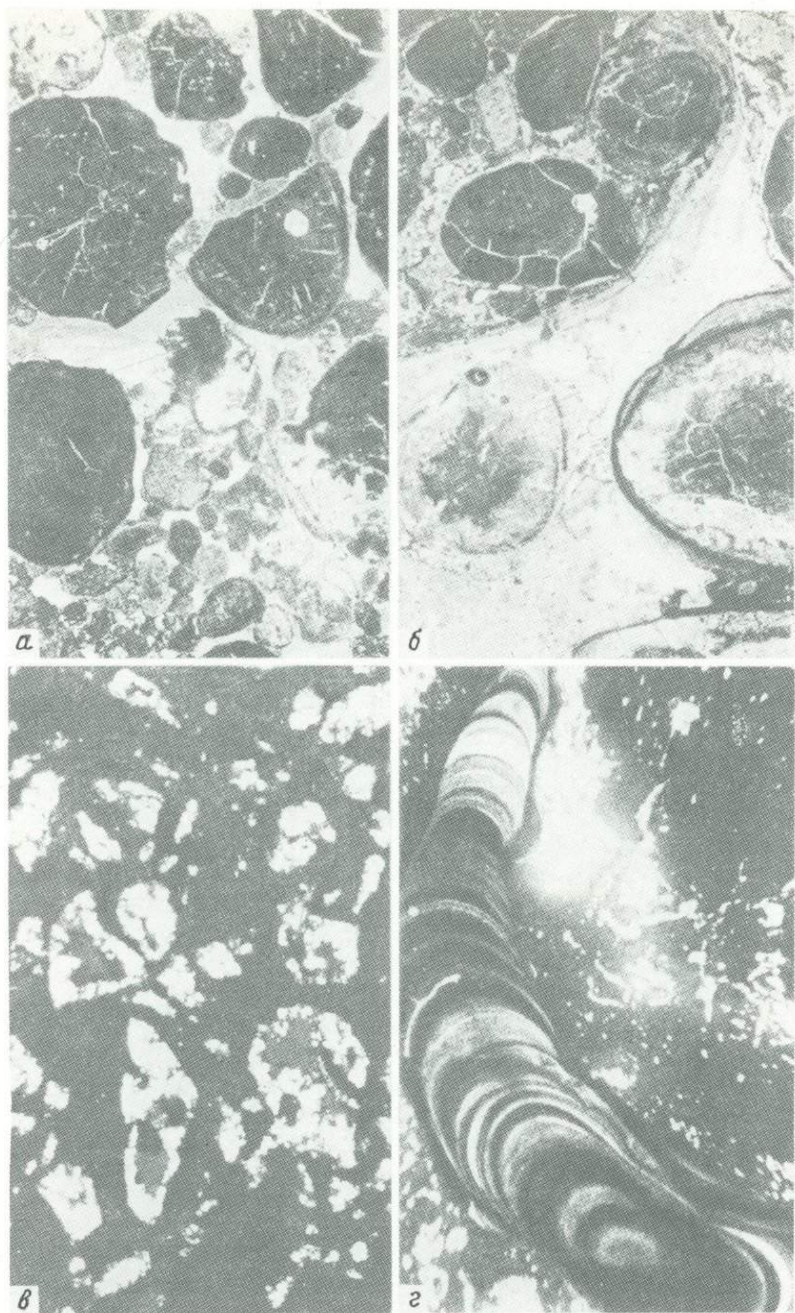


Рис. 25. Характерные особенности платформенных бокситов казахстанских месторождений [Лисицына, Пастухова, 1963]

а — черные магнитные бобовины в каменистом боксите Амангельдинского месторождения (увел. 36, без анализатора); б — галька железистого боксита в каменистом боксите одного из месторождений Тургайского прогиба (увел. 15, без анализатора); в — кварцевые зерна, замещенные с краев кристаллическим гиббситом, там же (увел. 36, с анализатором); г — прожилок алюмогеля в цементе каменистого боксита, там же (увел. 36, с анализатором)

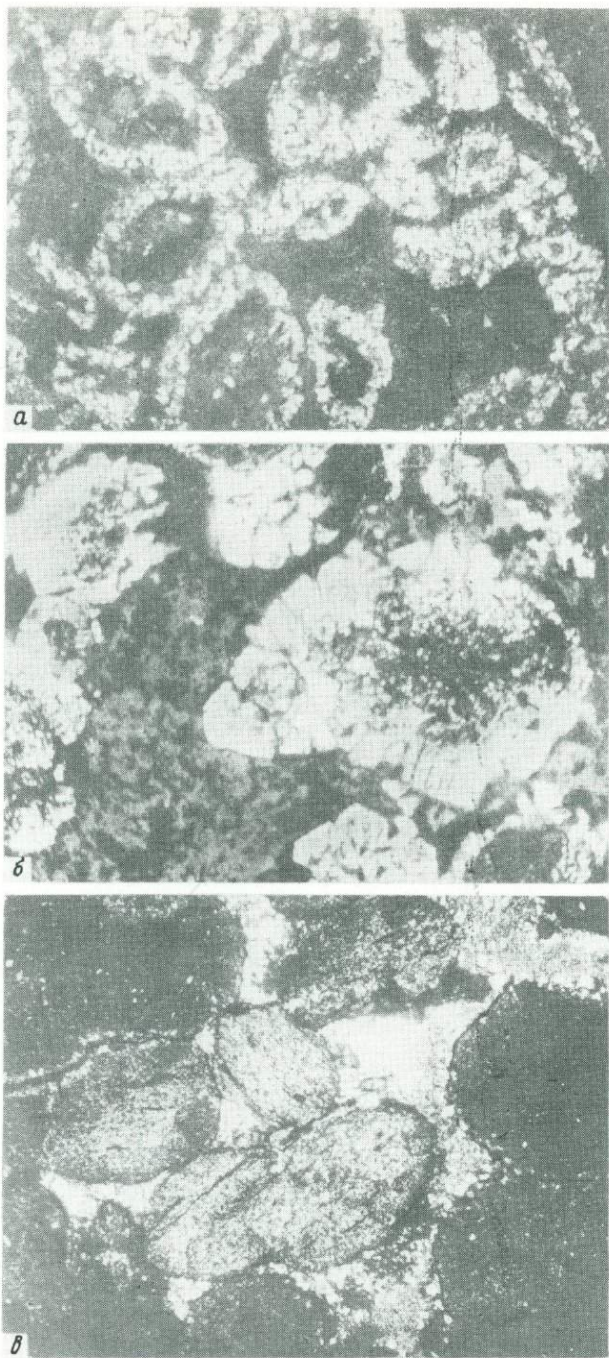


Рис. 26. Структурные особенности бокситов КМА [Никитина, 1968]

а — венчиковая структура в буром боксите, по периферии — кристаллический бёмит, в центре — метакolloидный гиббсит (увел. 32, с анализатором); *б* — порфиробластовая — очковая структура в боксит-латерите, по краям кристаллический гиббсит, в центре метакolloидный (увел. 15, с анализатором); *в* — "псевдобовая" структура метасоматического происхождения, "псевдобовии" образовались в процессе замещения обломков хлоритового сланца бёмитом и каолинитом (увел. 32, с анализатором).

стотах отмечены и такие высокотемпературные минералы, как кианит и андалузит [Огородников, Гладковский, 1975].

К жильной фазе в геосинклинальных бокситах относятся и прожилки битумов нефтяного ряда, к которым иногда присоединяется каплевидная и затвердевшая нефть [Бушинский, 1975]. В бокситах Средней Азии отмечено присутствие спутника нефтяных месторождений — ртути [Бушинский, 1975]. На месторождении Надьхершаня в Венгрии в порах и прожилках и в виде натеков установлены такие редкометаллальные минералы, как бастиезит, паризит, ренгенит и синкизит [Бардошши и др., 1977] и т.д.

* * *

Из приведенных выше данных следует, что геосинклинальные бокситы, залегающие среди морских карбонатных толщ и связанные с рифогенными известняками, обнаруживают признаки, сближающие их одновременно и со стратиформными гидротермально-осадочными рудными месторождениями и с эксплозивными брекчиевидными образованиями, что свидетельствует о сходстве условий образования тех и других [Разумова, 1977б]. Поэтому можно предполагать, что бокситообразование в геосинклинальных условиях, как и формирование эксплозивных брекчий, осуществлялось путем нагнетания частично консолидированных в процессе подъема к поверхности рудных растворов под давлением паров и газов в сопряженные с разломами трещинные структуры (рудные столбы и бокситовые тела трещинного типа), карстовые полости и карманы рифогенных известняков (рудные пробки), где они уже полностью раскристаллизовались. Дробление более ранних, уже отвердевших рудных масс в самих рудных ловушках под напором более поздних рудных растворов и газов и цементация с метасоматическим замещением ранее образовавшихся компонентов, а также привнос с глубин родственных включений (обломков пород глиноземистого и железистого состава, вулканокластики, а также обломков известняков, слагающих стенки рудоподводящих каналов) и обусловили обломочное строение бокситовых залежей геосинклинальных месторождений. Этим объясняется их однородный рудный состав, обломочное строение, широкое развитие импрессионных структур, а также высокотемпературный минеральный состав и засоренность вулканокластикой. Перед нами, по-видимому, рудные образования типа эксплозивных брекчий — рудокласты эксплозивно-гидротермально-осадочного происхождения.

Осадочное рудоотложение, протекавшее в морских условиях на рифах, сопровождалось метасоматическими замещениями и в связи с пульсационным поступлением рудообразующих растворов многофазной сменой минеральных парагенезов. Повышенное содержание в рудообразующих растворах летучих привело к возникновению пористых разностей руд и миндалевидных структур, а также к локальной перекристаллизации первичного рудного осадка с образованием диаспоритов.

Геосинклинальные бокситы обнаруживают отчетливую связь с основным вулканизмом, что позволяет считать их продуктом осаждения рудных эманаций, поступивших из единого источника с вулканическими породами.

Бокситовые тела геосинклинальных месторождений, как и другие гидротермально-осадочные рудные месторождения, вместе с вмещающими их породами, подверглись складчатой деформации, динамометаморфизму и под воздействием более поздних интрузий контактовому метаморфизму и, наконец, перетерпели разломную альпийскую тектонику.

БОКСИТЫ ПЛАСТОВЫХ ПЛАТФОРМЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАК ГИДРОТЕРМАЛЬНО-ОСАДОЧНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

В бокситах платформенных месторождений пластового типа сходство с эксплозивными брекчиевидными образованиями сглаживается, но отчетливо проявляются признаки, присущие телетермальным рудным месторождениям, которые формируются осадочным путем из гидротермальных рудных растворов и для которых характерна приуроченность к площадям развития осадочных пород, где отсутствуют активные изверженные горные породы [Смирнов, 1976]. Телетермальные место-

рождения, как пишет В.И. Смирнов [1976, с. 343], достаточно отчетливо выделяются по следующим причинам: 1) они находятся на площадях развития осадочных формаций, где отсутствуют активные изверженные породы; 2) занимают строго выдержанную стратиграфическую позицию; 3) обычно обладают большим площадным распространением, достигающим нескольких километров и даже десятков километров; 4) им не свойствен отчетливый контроль оруденения разломами; 5) типична пластовая форма рудных тел; 6) рудные тела нередко повторяются в разрезе, образуя многостажные залежи; 7) руды обладают сравнительно простым минеральным составом и характеризуются обилием метакolloидных структур и т.д.

Генезис телетермальных месторождений представляет собой одну из острых проблем рудообразования, так как до сих пор не существует единой точки зрения. Но доказательством их гидротермального происхождения служит наличие наряду с пластовыми секущими рудными телами, агрессивный характер рудообразования, приводящий к развитию метасоматических процессов; формирование руд в несколько стадий, иногда отличающихся по составу минеральных парагенезов; сравнительно высокотемпературное минералообразование и т.д. Все эти особенности характерны и для бокситов платформенных месторождений. Пластовая же форма залегания, как отмечает Г. Шнейдерхён [1957], — это конвергентный признак, который не определяет генезиса месторождений. Обратимся к рассмотрению особенностей бокситов платформенных месторождений.

Агрессивность рудообразующих растворов. На платформенных месторождениях пластового типа с активностью рудообразующих растворов связано образование в подошве залежей метасоматических (псевдоморфных) бокситов с реликтовой структурой подстилающих пород. Такого типа бокситы, как это было показано выше, представляют собой инфильтрационные метасоматические образования, хотя и считаются до сих пор многими исследователями остаточными продуктами элювиального выщелачивания алюмосиликатных пород — глиноземистыми латеритами.

На месторождениях, связанных с терригенными толщами платформенного чехла, псевдоморфные бокситы появляются в бортах депрессий (в зоне ближнего выклинивания), там, где бокситовый пласт выходит из осадочного чехла и ложится на породы фундамента (рис. 16) или на глинистые продукты их разложения [Тюрин, 1971; Киреев, 1975; Басс и др., 1971, с. 111; и др.], т.е. там, где поступление эндогенных рудных растворов наиболее вероятно. На Высокопольском месторождении рудный пласт в подошве залежи на ряде участков сохранил структуру и текстуру подстилающих пород. Структура сланцев и амфиболитов местами сохранилась настолько ясно, что можно замерить падения и простираения слоев [Басс и др., 1971]. Залежи метасоматических бокситов часто тяготеют к разломам.

Так, на Кемпирсайском гипербазитовом массиве Южного Урала псевдоморфные бокситы с реликтовой структурой габброидов обнаружены среди разложенных до глини пород в зоне тектонического контакта гипербазитов с габброидами [Киселев, 1966; Егоров, Новиков, 1974].

На Аятском месторождении Тургайского прогиба в зоне тектонического контакта силикатных пород с известняками метасоматические бокситы развиваются вдоль зон тектонической трещиноватости (рис. 17). Поэтому в расположении фациальных типов бокситов наблюдается зональность, иногда симметричная, но чаще асимметричная, крутопадающая или слабонаклонная в зависимости от пространственного положения зон трещиноватости; она, как правило, закономерно изменяется от бортов карстовой структуры к ее центральной части [Жаров, 1976].

Метасоматические бокситы нередко уступают место красным железнякам. Так, например, на Аркалыкском месторождении в борту депрессии, там, где верхний бокситовый пласт ложится на каолинизированные красные песчаники и аргиллиты девона, в основании пологозалегающего бокситового пласта бобово-обломочного строения развиты красные железняки мощностью в 0,3–0,5 м с корневидными, отходящими от подошвы жилками, мощностью 0,1–0,2 м, уходящие на глубину порядка 1 м. В глубь депрессии красные железняки подошвы боксито-

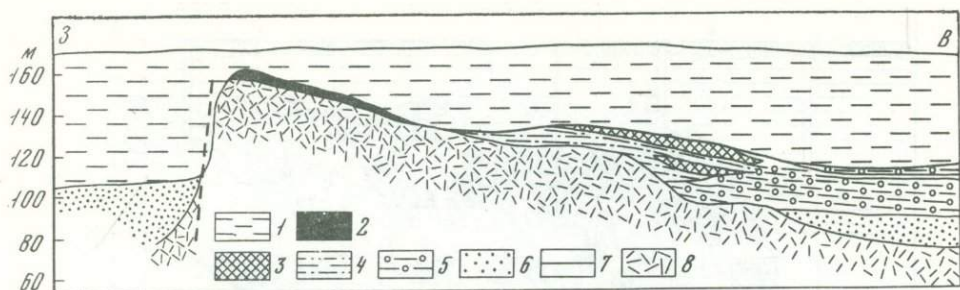


Рис. 16. Появление псевдоморфных бокситов в зоне ближнего выклинивания. Кировское месторождение Мугоджарского района. По Л.И. Киселеву [Тюрин, 1971]

1 — морские глины мела и палеогена; 2 — бокситы: 2 — элювиальные, 3 — обломочные; 4, 5 — глины: 4 — бокситовые, 5 — углистые; 6 — белые каолиновые кварцевые пески; 7 — лигниты; 8 — глины коры выветривания

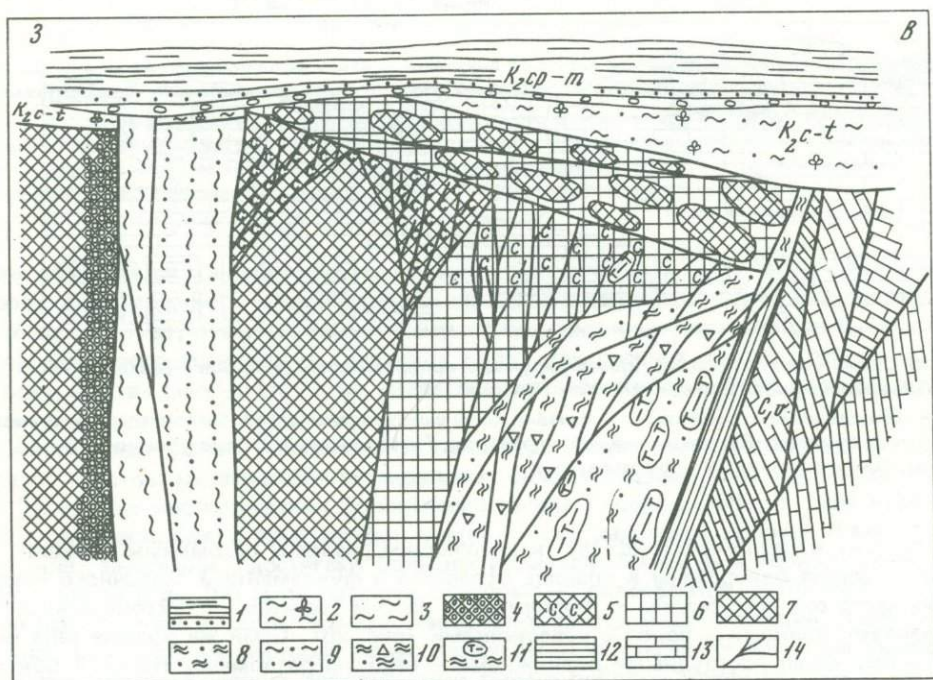


Рис. 17. Зональность бокситорудной толщи на Аятском месторождении [Жаров, 1976]

1 — морские отложения: конгломераты, песчаники, алевролиты; 2 — континентальные образования: глины, алевроитовые пески с обуглившимися растительными остатками; 3 — каолиновые глины; 4—7 бокситы: 4 — ячеистые каолинизированные, 5 — сидеритизированные, 6 — глинистые, 7 — каменистые; 8, 9 — глины: 8 — гиббситовые с оолитовой структурой; 9 — пестроцветные оолитовой структуры с гиббситом и реликтами кластической структуры; 10, 11 — песчаные глины: 10 — с обломками эффузивов, известняков, 11 — с обломками эффузивов, туффов; 12 — тектоническая глина карбонатизированная; 13 — известняки; 14 — разломы
1 — K_2 cp-m; 2 — K_2 t; 3—6, 12— K_2 c-t; 7 — K_2 c; 8—11 — K_1 al; 13 — C_{1v} z-3

вого пласта сменяются желваковым горизонтом — стяжениями глинистого железа красного и черного цвета [Разумова, 1961].

Бокситы платформенных месторождений часто подстилаются (рис. 18) и перекрываются красными железняками, а по латерали замещаются железными рудами гематитового и гематит-шамозитового состава.

Тектонический контроль. Приуроченность к разломам контролирует и размещение платформенных бокситовых месторождений. Бокситы платформенных месторождений часто залегают в эрозионных и эрозионно-тектонических депрессиях,

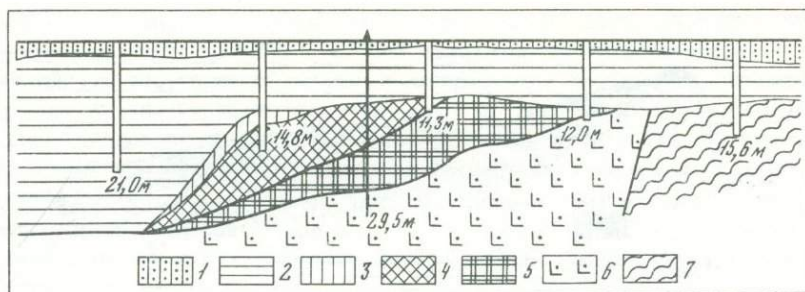


Рис. 18. Ассоциация бокситов с железняками на Долгожданном участке Енисейского края [Бобров, 1968]

1 — суглинок; 2, 3 — глины: 2 — бурые и пестроцветные, 3 — бокситовые; 4 — бобовый боксит; 5 — бурый железняк с гиббситом; 6 — глина с реликтовой структурой амфиболита; 7 — сланцы глинистые

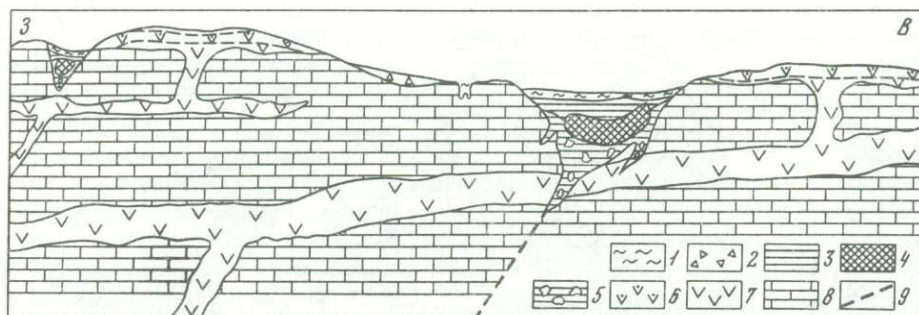


Рис. 19. Схематический профиль, иллюстрирующий приуроченность бокситов к разлому. Месторождение района Енды, Енисейский край [Бобров, 1968]

1 — современные отложения; 2 — делювий коры выветривания траппов; 3 — пестроцветные глины; 4 — бокситы; 5 — глины нижнего горизонта; 6 — зональная кора выветривания; 7 — траппы; 8 — известняки; 9 — линия разлома

тяготеющих к разломам (рис. 19) и оперяющим разломы разрывным нарушениям, и всегда приурочены к границе складчатого фундамента и осадочного чехла. Очень часто они приурочены к прибортовым частям грабенов и тектоническим контактам силикатных пород с известняками (рис. 20). Сами же рудные тела нередко нарушены пострудными подвижками и разбиты разломами. На КМА бокситы, например, приурочены к сколовым нарушениям, осложняющим контакт железорудной толщи с вмещающими сланцами. Эти нарушения прослеживаются на значительную глубину и сопровождаются многочисленными трещинами скола и плоскостями перетирания, залеченными шамозитом, сидеритом, кальцитом и пиритом [Новикова, 1971, с. 43; и др.]. Шамозитизация широко развита и в бокситовых залежах, тяготеющих к таким сколовым нарушениям [Никитина, 1971; и др.].

На Среднем Тимане бокситы залегают в прибортовых частях опущенных блоков узких грабенов северо-восточного склона Четласской горстантиклинали [Плякин, 1973; Воронцев, Петрова, 1975; и др.].

Приуроченность к разломам характерна и для пластовых платформенных месторождений мел-палеогенового возраста Урало-Сибирской эпигерцинской платформы. Так, в амангельдинской группе месторождений (Северный Казахстан) бокситовые залежи тяготеют к наиболее нарушенным герцинскими разломами участкам палеозойского фундамента, пространственно связанным с зоной контакта сланцев и известняков [Тюрин, 1963, с. 164]; бокситы Тургая залегают в эрозионных депрессиях и воронках, лежащих в зоне Ливановского глубинного разлома [Гольберг, 1962; Кирпаль, 1976; Жаров, 1976; и др.] и т.д. Тяготением к разло-

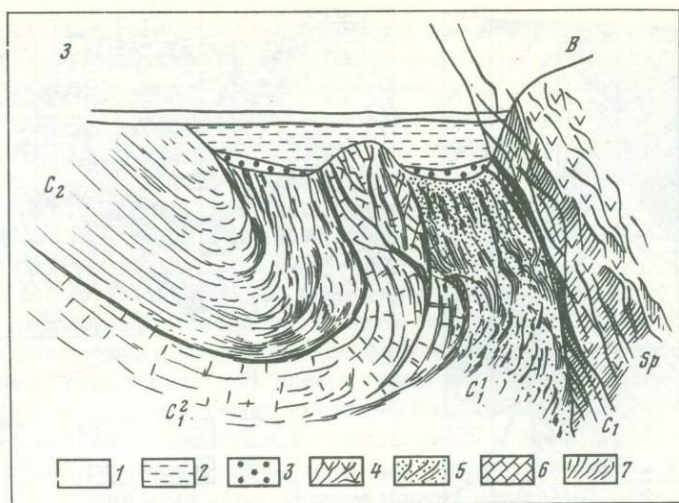


Рис. 20. Схема, иллюстрирующая условия залегания бокситов на Новоайдырлинском сульфидно-силикатно-никелевом месторождении Южного Урала. По Н.П. Хераскову [Разумова, 1977б]

1 — суглинки четвертичные; 2 — глины мезозойского возраста; 3 — бокситы; 4 — рассланцованные серпентиниты (Sp); 5 — разложившиеся до глины тектонические брекчии пород угленосной свиты нижнего карбона (C_1^1); 6 — известняки нижнего карбона (C_1^2); 7 — черные глинистые сланцы среднего карбона (C_2), переходящие в тектоническую брекчию

мам объясняется и частая приуроченность платформенных бокситов к "древним корам выветривания" — глинистым метасоматитам краевых частей гидротермальных систем [Разумова, 1977а]. Бокситы платформенных месторождений часто залегают непосредственно на глинистых продуктах древних кор выветривания, но в большинстве случаев отделены от последней щебенкой выветрелых пород или разными осадочными породами.

Аномальные формы залегания. На некоторых бокситовых месторождениях наряду с пластовыми залежами установлены секущие рудные тела. Так, например, на Татарском месторождении Енисейского кряжа [Бобров, 1968, с. 106] карстового типа часть бокситовой залежи уходит в борт карстовой полости. Такие полости, или "занорыши", достигают больших размеров: 50–60 м в горизонтальном направлении и до 100 м по падению. "Занорыши" развиваются не по напластованию известняков, а вдоль секущих известняки тектонических трещин. Девятое рудное тело того же месторождения, являющееся частью линейной коры выветривания, представлено сложно построенными телами бобовых бокситов, круто наклоненными и уходящими в малоизмененные амфиболиты [Романова, 1975, с. 20]. На Сахатинском месторождении, приуроченном к тектоническому контакту силикатных пород с известняками, бокситовая залежь (рис. 21) также корневидно уходит в глубину [Бушинский, 1975] и т.д.

На месторождениях Тургайского прогиба описаны рудные тела типа "рудных столбов" [Ким, Куликова, 1976] с почти вертикальными контактами с вмещающими глинистыми породами [Кирпаль, 1976, с. 71]. Последние, возможно, являются рудоподводящими каналами.

Как и на телетермальных месторождениях бокситовые тела нередко повторяются в разрезе, образуя многоэтажные залежи (рис. 22), свидетельствующие о многофазном, пульсационном поступлении рудообразующих растворов.

Связь с вулканизмом. На древних платформах бокситовые залежи часто тяготеют к областям развития траппового вулканизма и залегают нередко на долеритах — надластовые бокситы (Индия, Мадагаскар), хотя в большинстве случаев и не обнаруживают четкой парагенетической связи с вулканизмом. Но на Среднем Тимане сами бокситовые залежи содержат маломощные послонные тела базальтов и их туфов и перекрываются шаровыми базальтовыми лавами (рис. 23), при-

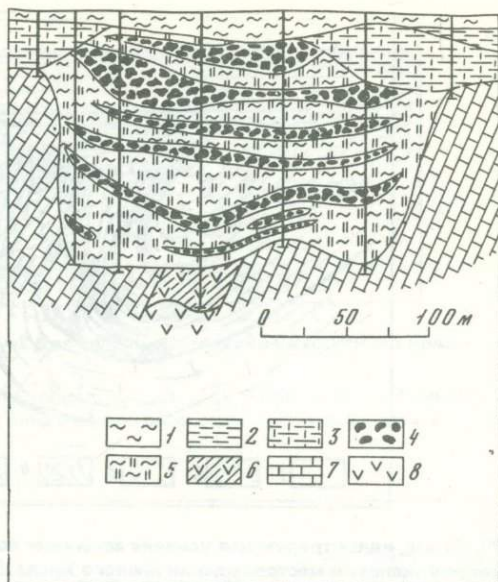
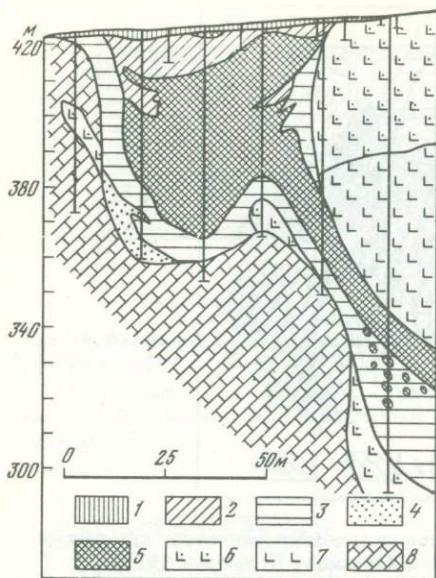


Рис. 21. Бокситовая залежь, корневидно уходящая в глубину. Сахатинское месторождение Енисейского края. По Е.Т. Боброву [Бушинский, 1971]

1 — пески, глины и суглинки (N-Q); 2, 3 — глины красные: 2 — каолиновые бокситистые, 3 — смешанного состава; 4 — пески кварцевые; 5 — бокситы; 6 — глины псевдоморфные; 7 — амфиболиты; 8 — известняки

Рис. 22. Разрез месторождения с многоярусными бокситовыми залежами. Залежь I Майбалыкского месторождения Целиногорского района [Кирпаль, 1976]

1 — четвертичные суглинки; 2, 3 — глины: 2 — буровато-зеленые верхнего неогена, 3 — зелено-вато-серые, гипсоносные нижнего-среднего миоцена; 4 — бокситы; 5 — глины пестроцветные; 6 — кора выветривания эффузивных пород; 7, 8 — породы верхнего ордовика: 7 — известняки, 8 — эффузивные породы среднего состава

чем по внешнему виду базальты пластовых тел сходны с вмещающими их бокситами и аргиллитами [Воронцев, Петрова, 1975, с. 72], а сами бокситы очень похожи на вулканические породы. На Висловском месторождении Воронежской антеклизы бокситы и гематит-шамозитовые руды с повышенным содержанием глинозема залегают среди вулканогенно-осадочных отложений среднего-верхнего девона [Левченко и др., 1976; Игнатьева, Ипатов, 1976].

На Енисейском крае бокситы приурочены к вулканической трубке, которую принимают за воронкообразную депрессию карстового происхождения [Спирин и др., 1973]. Однако такому выводу противоречит отсутствие в разрезе депрессии известняков [Спудин, 1977]. Замкнутая же изолированная форма впадины и большая глубина разложенных до глины обломочных пород исключают и предположение об ее эрозионном происхождении.

В мел-палеогеновую эпоху на Русской и Урало-Сибирской платформах сколько-нибудь отчетливая связь бокситонакопления с вулканизмом утрачивается, что может быть обусловлено общим изменением характера вулканической деятельности во времени, поскольку та же закономерность отмечается и для кремнистых пород [Хворова, 1974] и для железных руд [Формозова, 1968].

В Тургайском прогибе, однако, локальная вулканическая деятельность отмечалась еще в кайнозое. Кайнозойские вулканические породы обнаружены здесь на небольшом участке в зоне пересечения долгоживущих глубинных разломов уральского и каратауского направлений. На урочище Шаманшин покров стекловатых вулканических пород мощностью 0,8 м залегают на зеленых глинах палеогена [Кузнецов и др., 1974]. Но и отсутствие видимой связи с вулканизмом не исключает эндогенного генезиса платформенных бокситов мел-палеогенового возраста Русской и Урало-Сибирской платформ, так как рудоотложение часто оторвано

по времени и пространственно от вулканической деятельности. Кроме того, гидротермально-осадочные рудные месторождения приурочены не только к площадям проявления вулканизма, но и к районам, где благодаря действию тектонических факторов к поверхности поднимаются нагретые рудные рассолы [Чухров, 1975].

На Русской и Урало-Сибирской платформах в мезозой-кайнозой, хотя связь бокситов с вулканизмом утрачивается, но бокситовые залежи по-прежнему продолжают тяготеть к разломам, тектоническим контактам и прибортовым частям грабенных, т.е. к местам, где благодаря действию тектонических факторов подъем к поверхности горячих рудных рассолов весьма вероятен.

Минеральный состав. От нормальных терригенно-осадочных пород бокситы платформенных месторождений отличаются: 1) почти исключительно бокситовым (рудным) составом обломочного материала и цемента и соответственно широким развитием текстур типа "руда в руде"; 2) присутствием так называемых "родственных" включений (близких в данном случае по составу бокситам пород); 3) широким развитием метасоматических процессов и 4) присутствием среди рудных компонентов, кроме гиббсита, таких необычных для осадочных пород высокотемпературных минералов, как бёмит, корунд и магнетит. Причем корунд и магнетит присутствуют в бокситах мезозойско-кайнозойского возраста, не затронутых контактовым и региональным метаморфизмом. Некоторые исследователи [Сапожников, 1971, с. 334; Валентон, 1974; и др.], однако, полагают, что корунд мог образоваться в бокситовых залежах в процессе обезвоживания гиббсита под воздействием солнечных лучей, что безусловно маловероятно, тем более, что корунд концентрируется не в краевых, а в центральных частях черных магнитных бобовин.

Бокситы, так же как и руды телетермальных месторождений, обладают сравнительно простым минеральным составом и характеризуются обилием метакolloидных структур. Бокситам свойственны обломочные, обломочно-пизолитовые, бобовые, трубчатые и пелитоморфные структуры (рис. 24, вкл.). Состав — гематит-гиббситовый или гематит-бёмит-гиббситовый. В палеозойских бокситах Русской платформы в качестве породообразующего минерала присутствует шамозит, а в бокситах мезозойско-кайнозойского возраста преобладает каолинит, в значительной степени эпигенетического происхождения. Но на некоторых месторождениях сохранился и шамозит.

Кластогенный материал. В гематит-гиббситовых бокситах мезозойско-кайнозойского возраста кластогенный материал представлен обломками пород глиноземистого, железо-глиноземистого и железистого состава. В бокситах Казахстана и Енисейского края присутствуют в основном обломки и галька бокситов и других родственных им пород. Это преимущественно обломки и гальки структурных бокситов (с реликтовой структурой сланцев, диабазов или траппов); обломки железо-глиноземистого и железистого состава тонкозернистых пород с однородной и бобовой структурой; многочисленные магнитные и немагнитные бобовины и их обломки (рис. 25, а, вкл.); обломки древних "готовых" бокситов бобовой (см. рис. 25, б) или обломочной структуры [Пастухова, 1975б]. Иногда встречаются обломки бокситов корундового состава (Соколовское и Козыревское месторождения) и как исключение — обломки магнетитовых и мартитовых руд, как, например, на Козыревском [Гладковский, Ушатинский, 1964, с. 108] и Озерском [Кирпаль, 1976, с. 83—84] месторождениях. На восточном склоне Южного Урала в триасовых [Архангельский, Тужикова, 1966] бокситах гиббситового состава описаны галечные горизонты, сложенные галькой более древних — девонских бокситов бёмит-диаспорового состава [Гладковский, Шарова, 1964].

Рудный состав кластогенного материала присущ и другим рудным месторождениям эндогенного генезиса и, как полагают исследователи, свидетельствует о существовании на пути движения рудообразующих растворов промежуточных камер кристаллизации.

Обломки и гальки присутствуют в платформенных бокситах в переменных количествах, располагаются беспорядочно, но иногда образуют скопления и составляют до 20—70% объема породы. Особого внимания заслуживают черные магнитные бобовины и их обломки (см. рис. 25, а), составляющие от 40 до 80% массы

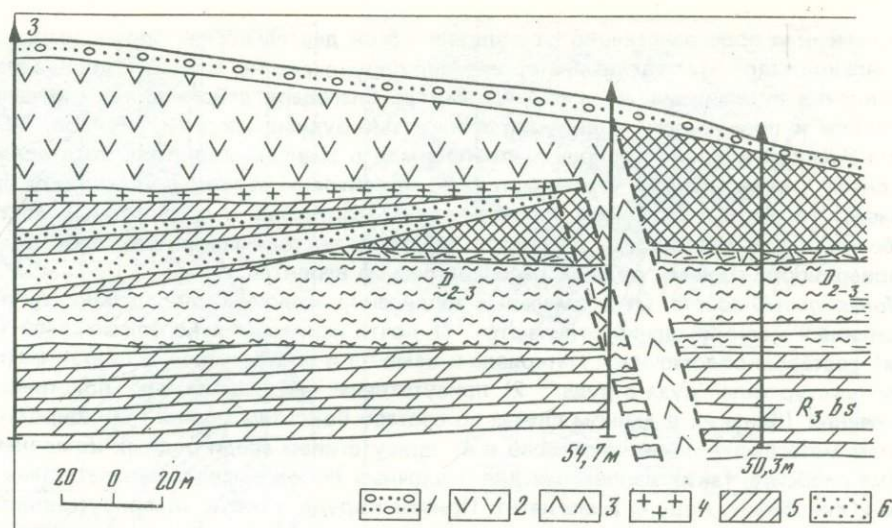


Рис. 23. Ассоциация бокситов с базальтами на Верхневороквинском месторождении. Средний Тиман [Воронцов, 1976]

1 — четвертичные суглинки; 2 — базальты; 3 — плагиоклазиты; 4 — шамозитизированные базальты; 5, 6 — породы девонской терригенной толщи: 5 — глинистые и алевритовые, 6 — песчаные; 7 — бокситы; 8 — породы преимущественно шамозитового состава с каолинитом; 9 — аргиллиты; 10 — глинистые породы мусковитового состава; 11 — доломиты

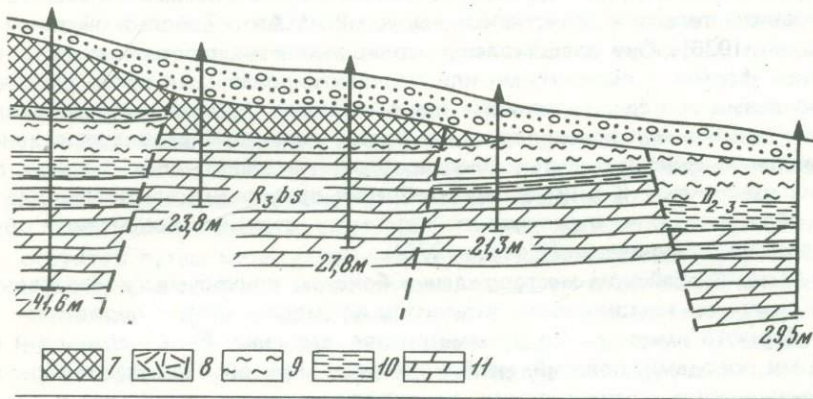
высокоглиноземистых каменистых бокситов [Лисицына, Пастухова, 1964]. Магнитные бобовины встречаются и в других литологических разностях бокситовых пород. В генетическом отношении это, по-видимому, рудные сегрегации, привнесенные рудным раствором с глубин. В пользу такого предположения говорит их более высокотемпературный состав по сравнению с вмещающей их основной массой гематит-гипситаового состава. Сложены магнитные бобовины магнетитом и маггематитом с примесью корунда (до 20–50%) [Куземкина, 1960; и др.]. В магнитных бобовинах концентрируется и галлий [Бушинский, 1975, с. 182].

Формирование магнитных бобовин в бокситах в какой-то степени, вероятно, сходно с образованием в лавовом озере вулкана Килауэа (о-ва Гавайи) сульфидных шариков, не смешивающихся с вмещающим их силикатным расплавом [Скиннер, Пек, 1973], или шарообразных андалузит-корундовых образований в кислых вулканических породах Южного Урала [Говорова, Скопина, 1975]. Только при бокситообразовании мы имеем дело с сегрегацией в рудном растворе, а не в силикатном расплаве.

Каменистые, богатые магнитными бобовинами бокситы залегают в бокситовых залежах в виде гнезд и сохранились там, где эпигенетические процессы обеления и каолинизации прошли не до конца. Сторонники латеритно-осадочного происхождения бокситов считают, что источником терригенных магнитных бобовин и их обломков была самая верхняя зона латеритного профиля — зона железистых и железо-глиноземистых конкреций [Лисицына, Пастухова, 1964].

Между тем распределение обломочного материала в бокситах противоречит их делювиально-пролювиальному генезису, так как обломки часто свободно плавают в цементе. Поэтому возникло предположение о переносе "латеритного" обломочного материала грязевыми потоками [Бушинский, 1975], что, однако, в свою очередь исключается ввиду рудного состава как обломков, так и цемента.

Обломочные структуры нефлюидного происхождения. Кроме обломочных структур, связанных с привносом материала с глубин, на платформенных месторождениях контактово-карстового типа восточного склона Урала, Казахстана и Западной Сибири развиты бокситы с реликтообломочной структурой, унаследованной от вмещающих их обломочных глин (алевритов, песчаников, брекчий) — как полагают, продуктов ближнего перемива глинистых метасоматитов древних кор вы-



ветривания. В этих случаях прослеживаются все переходы от глин до бокситов, с постепенным усложнением первичных обломочных структур (всей породы или цемента) и преобразование их в конечном счете в структуры обломочно-бобовые и обломочно-микробобовые [Лисицына, Пастухова, 1963, 1964]. На большую роль метасоматических процессов в преобразовании глин в бокситы указывают многие исследователи.

Иногда, по-видимому, замещению подвергаются и "подрудные обломочные глины", представляющие собой, судя по аналогии с обломочными глинами месторождений никеленосных кор выветривания контактово-карстового типа Среднего и Южного Урала, не осадочные породы карстовых воронок (переотложенные продукты древней коры выветривания, или неозлювий обломочных пород карстовых воронок), как это принято считать, а разложенные до глины (аргиллизированные) тектонические брекчии зоны надвига (Разумова, 1977в).

На месторождениях никеленосных кор выветривания тектонических контактов гипербазитов с известняками небольшие по размеру бокситовые залежи появляются местами в подошве осадочных отложений, выполняющих эрозионные чашевидные депрессии, врезанные в разложенные до глины и сильно вторично минерализованные тектонические брекчии [Разумова, 1945; 1977а]. Подстилающие осадочные бокситы глинизированные тектонические брекчии первоначально и здесь принимались за карстовые отложения, так как при формировании надвига известняки, как более устойчивые к деформации, не вошли в состав тектонических брекчий, а распались на отдельные, смещенные один относительно другого блоки, но сохранили стратиграфическое положение в разрезе. В результате впадины, образованные такими опущенными блоками известняков, и принимают за карстовые воронки, а залегающие на них глинизированные тектонические брекчии соответственно относят к карстовым отложениям.

На бокситовых месторождениях контактово-карстового типа в отличие от геосинклинальных карстовых месторождений бокситы всегда отделены от известняков толщей глин. Состав тектонических брекчий определяется составом пород, прилегающих к зоне надвига. По ряду признаков глинизированные тектонические брекчии развиты и на бокситовых месторождениях контактово-карстового типа Тургая и Енисейского кряжа. Доказательством служат следующие данные.

На Татарском месторождении Енисейского кряжа нижний горизонт неозлювия представлен глинами щебенчатого строения, внизу часто переходящими в сланцевые брекчии, а в бортах крутых наклонных депрессий развиты козырьки из карбонатных пород [Романова, 1975, с. 23 и 25], по-видимому, тектонического происхождения, образовавшиеся в местах выполаживания надвига.

На Киреевском месторождении западный борт депрессии, как правило, сложен

ный разложенными до глины сланцами, образует крутой уступ, резко выпадающий ко дну воронки. Восточный борт, сложенный доломитами, пологий и осложнен уступами, впадинами, обрывами, выступами, что Б.М. Ней объясняет неоднородным тектоническим строением самих доломитов [Бобров, 1968].

На Аятском месторождении Тургайского прогиба бокситоносные карстовые структуры развиты только в известняках, нарушенных Аято-Тобольской зоной разлома [Жаров, 1976]. Они представлены изолированными карстовыми структурами различной формы — вытянутыми или сконцентрированными вдоль различных ориентированных зон трещиноватости — и выполнены "делювиально-элювиальными глинами" и бокситоносными породами. Кроме карстовых структур, в зоне разлома имеются линейно-вытянутые зоны дробления в эффузивных породах, перекрывающих известняки. К этим зонам дробления приурочены элювиально-делювиальные образования, но в отличие от карстовых структур бокситовые образования здесь не установлены [Жаров, 1976].

На Соколовско-Сарбайском месторождении бокситы приурочены к карстовым формам зон разломов тектонических контактов алюмосиликатных пород с известняками. Воронки имеют резко асимметричное строение: борт, сложенный алюмосиликатными породами, пологий, карбонатными — крутой. Глинистые образования, контактирующие с известняками, представлены рассланцеванными и перетертыми породами с бесчисленными зеркалами скольжения, распадающимися на мелкие и крупные линзы, тесно притертые друг к другу. Степень выветрелости пород изменяется в направлении, субперпендикулярном бортам воронки [Броновой и др., 1973] и т.д.

Таким образом, судя по описанию месторождений, глинизированные тектонические брекчии, по-видимому, широко развиты и на платформенных бокситовых месторождениях контактово-карстового типа, но ошибочно принимаются за осадочные породы карстовых воронок.

Бобовые и бобово-обломочные структуры. Эти структуры, столь типичные для бокситов платформенных месторождений, присущи и рудам вулканогенно-осадочного генезиса, например гематитовым, гематит-лептохлоритовым и гематит-магнетитовым рудам нижнего палеозоя и докембрия [Формозова, 1962]. Бобовины и оолиты в бокситах, так же как и в эндогенных железорудных месторождениях, образуются не в результате выпадения из коллоидального раствора, а путем обволакивания или диффузно-метасоматического замещения обломков рудным веществом, в данном случае окислами и гидроокислами железа и глинозема, или в результате кристаллизации прямо из рудного раствора (оолиты с концентрами разного минерального состава). В процессе рудного метасоматоза форма обломков изменяется от угловатой до округлой. Такие обломки легко принять за гальки.

Процесс формирования бобовин и оолитов путем метасоматического замещения обломков рудным веществом приводит, с одной стороны, к "ассимиляции" обломков (см. рис. 25, в) и бобовин и частичной или полной утрате породой первично-обломочной структуры, с другой — к возникновению оолито-бобовых (см. рис. 25, а) и колломорфных (см. рис. 25, г) структур [Лисицына, Пастухова, 1964; Беляев, 1970; Басс и др., 1971; и др.]. Процесс этот сложный и многообразный.

В карстовых бокситах Тургая (Озерное и Покровское месторождения), например, намечается три стадии в формировании аутигенных бобовин: 1) обложение гидроокислами и окислами железа какого-либо обломка и формирование зародыша бобовины; 2) соосаждение на образовавшийся зародыш гидроокислов железа и алюминия с образованием гиббсит-железистых бобовин землистого и скорлуповатого облика; 3) активное замещение аморфным глиноземом окислов и гидроокислов железа с последующей их раскристаллизацией с образованием твердых бобовин с трещинами усыхания [Ким, Куликова, 1976]. В цементе каменистых бокситов часто также присутствуют "микробобовины", или оолиты, представляющие собой какой-либо обломок, окаймленный одним или несколькими тонкими концентрическими ферриалюмогеля. Иногда обломки разъедаются и замещаются с пе-

риферии соединениями Fe и Al. Таким образом, бобовины образуются в самом боксите в результате концентрации вокруг различных обломков полупорных окислов [Гольберг, 1962].

На некоторых платформенных месторождениях отмечено и образование бобовых элементов в породах с реликтовой структурой первичных кристаллических пород [Басс и др., 1971; Романова, 1975, с. 16]. Таким образом, в образовании бобовых структур в бокситах метасоматическим процессам принадлежит ведущая роль.

Для бокситов, так же как и для эндогенных рудных месторождений, характерно развитие на начальных этапах рудного процесса венчиковых, кокардовых и псевдобобовых структур. В бокситах такие структурные элементы описаны под названием "псевдобобовин" [Никитина, 1958; и др.].

Местами наблюдается образование и конгломератовидных и псевдобобовых структур путем метасоматического замещения кластогенного материала. Такие структуры возникают в тех случаях, когда углы обломков в процессе минералообразования (растворения и замещения) постепенно сглаживаются и обломок приобретает округлую или овальную форму (рис. 26, в, вкл.). Следовательно, образование бобовин и галек в ряде случаев является результатом минерализации, а не признаком водной окатки обломочного материала. Это обстоятельство необходимо учитывать при расшифровке генезиса обломочных структур бокситов. Аналогичные структуры описаны и на Ангаро-Илимском магнетитовом месторождении [Вахрушев, Воронцов, 1976].

В целом метасоматические процессы, протекающие при бокситообразовании, очень сложны, многообразны и отличаются многофазностью. Всюду отмечается интенсивный процесс замещения кластогенного материала и ранее образовавшихся компонентов осадка окислами и гидроокислами железа и глинозема с образованием псевдогалечных, бобовых, оолитовых, венчиковых, кокардовых и других структур. В платформенных бокситах Тургая отмечено нарастание на бокситовые гальки магнетитовых рубашек [Куземкина, 1960] и т.д.

Обломочный материал бокситов платформенных месторождений, как мы видим, также очень своеобразен и специфичен, а состав его не отвечает составу пород, развитых в прилегающей области сноса. Обращает на себя внимание, как уже отмечалось, и поразительное внешнее сходство и выдержанность минерального состава бокситов одного и того же возраста, расположенных на большом удалении друг от друга по соседству с различными источниками сноса [Пастухова, 1974, с. 22; и др.]. Все эти особенности бокситовых залежей могут быть объяснены только поступлением обломочного рудного материала вместе с рудообразующими растворами из единого эндогенного источника. Флюидный привнос обломочного рудного материала в процессе бокситообразования подтверждается и наличием на ряде месторождений секущих рудных тел, сопровождающих пластовые залежи, и присутствием в бокситах гнезд кондиционных бокситов, "нашпигованных" черными магнитными бобовинами.

Бокситы платформенных месторождений обычно в той или иной степени каолинизированы и в некоторых случаях превращены в сплошные глинистые массы — высококачественные каолиновые глины. Примером может служить Аркалыкское месторождение [Бенеславский, 1959; Разумова, 1961; Жуков, 1973; и др.]. Наложенные процессы каолинизации сильно видоизменяют бокситорудные залежи и затрудняют установление первичного состава руд.

Агрессивное поведение цемента как признак инъекционной активности дисперсных масс. Агрессивное поведение цемента — явление, характерное и для эксплозивных брекчиевидных образований и эндогенных рудных месторождений малых глубин, — резко выражено и в платформенных бокситах.

Интенсивное и многократное замещение кластического материала и ранее образовавшихся компонентов осадка алюмо- и ферроалюмогелем и дисперсным бокситовым веществом отмечается во всех бокситовых залежах.

В "карстовых" бокситах Тургая алюмогель корродирует уже сформировавшиеся структуры цемента и бобовин, образует секущие прожилки и замещает от-

дельные участки породы [Лисицына, Пастухова, 1964]. На Высокопольском месторождении (УССР) железо-глиноземистые массы (в настоящее время представляющие гётитом, кристаллическим гиббситом и метаколлоидным бёмитом) внедрялись в структурный боксит в виде прожилков, а затем многократно разьедали, ассимилировали и обволакивали отдельные его участки с образованием псевдобовин, оболочки которых неразрывно связаны с привнесённой массой. Под влиянием процесса разьедания метаколлоидным бёмитом каменные бокситы распались на отдельные блоки [Никитина, 1975]. Таким образом, агрессивное поведение цемента и коагелей, наблюдаемое в эндогенных месторождениях, весьма характерно и для бокситов.

В пелитоморфном и алюмогелевом цементе часто наблюдаются струйчатые микроструктуры и неравномерное распределение мелкообломочного материала, обусловленное тем, что обломки имеют тенденцию скапливаться в наиболее узких местах между крупными бобовинами и по их периферии, освобождая пространства в местах, удалённых от бобовин. Такое размещение и распределение обломочного материала, как полагают исследователи, обусловлено давлением длительно перемещавшихся в осадке рудоносных растворов, что подтверждается и растрескиванием бобовин [Гольберг, 1962; Бобров, 1963, с. 81]. Существенно, что импрессионные микроструктуры, характерные для геосинклинальных бокситов Северного Урала, наблюдаются и в платформенных бокситах Южного Тимана. В пластовых бокситах платформенных месторождений преобладают эмульсионные структуры, так как в связи с преобладанием цементирующего дисперсного материала обломки и бобовины часто разобщены цементирующей массой и не соприкасаются друг с другом (см. рис. 25).

Коагели. Коагели, характерные для эндогенных месторождений малых глубин, в бокситах платформенных месторождений пользуются широким распространением (см. рис. 25, 2) и, как было отмечено выше, отличаются большей агрессивностью. Коллоидные структуры связаны с быстрым осаждением рудного вещества. Как и в эндогенных рудных месторождениях малых глубин, коагели в бокситах представлены несколькими минералами, нередко одновременно высоко- и низкотемпературными. Например, на Соколовском и Одинцовском месторождениях Среднего Урала [Луканина, 1959] коагели сложены бёмитом (92%), корундом (4%), кварцем (3%) и гидрогётитом (1%). Комплексный состав коллоидных рудных образований А.Г. Бетехтин с соавторами [1964] объясняет тем, что при вскипании в условиях низкого внешнего давления возникают пересыщенные многокомпонентные коллоидные растворы, которые не успевают дифференцироваться и раскристаллизоваться. Появление в рудном осадке таких коагелей сложного состава и рудных масс высокой дисперсности, возможно, обусловлено образованием в результате перепада давления в процессе "кипения" рудного раствора под воздействием гидродинамического фактора — кавитации эмульгированных несмешивающихся жидкостей [Ламекин и др., 1975].

Кавитация — это образование в текучей или неподвижной жидкости (когда последняя попадает в среду с низким внешним давлением в результате увеличения скорости потока или наличия неровностей в стенках канала) при перепадах давления локальных областей низкого давления, состоящих из газопаровых пузырьков и полостей (каверн), которые пульсируют с большей частотой, равной звуковой или ультразвуковой частоте. Это и обуславливает большую интенсивность их механического и физического воздействия на окружающую среду — кавитационная эрозия и кавитационное диспергирование [Ламекин и др., 1975].

При старении и раскристаллизации ферроалюмогеля в цементе происходит процесс разделения этого сложного коагеля на простые окислы железа и алюминия.

Пустоты выщелачивания. В платформенных бокситах мезозойско-кайнозойского возраста Урало-Сибирской эпигерцинской платформы пустоты выщелачивания сложены преимущественно кристаллическим гиббситом, гиббситом и галлуазитом, гиббситом и каолинитом, реже гиббситом и кальцитом, гиббситом и сидеритом. На некоторых месторождениях отмечен диксит [Ким, Куликова, 1976]. На Мурлинском месторождении Енисейского края жеоды достигают 0,5 м в диаметре

и покрыты бугристой корочкой гиббсита сферолитового строения (Бенеславский, 1974) и т.д.

На Соколовском и Одинцовском месторождениях Среднего Урала, минералогически детально изученных М.И. Луканиной [1959], в пустотах и прожилках, кроме перечисленных выше минералов, установлены и типичные гидротермальные минералы, такие, как барит, сванбергит, маргарит, прохлорит, кварц и в виде октаэдров магнетит (в ассоциации с сидеритом, пиритом и гётитом).

В бокситах Чадобецкого поднятия sporadически встречается алюмофосфат бария и стронция — горсейксит и вудхаузеит [Спирин и др., 1973]. В бокситах Южного и Среднего Тимана в тяжелой фракции в виде единичных зерен обнаружен муассанит — карбид кремния [Беляев, Швецов, 1972], требующий для своего образования высоких температур и давления и т.д.

Тесное сочетание окислительных и восстановительных условий. Это явление, отсутствующее в нормальных осадочных породах, широко распространено в платформенных бокситах и проявляется в весьма разнообразных формах.

На среднетиманских месторождениях гематит и шамозит тесно сочетаются в гематит-шамозит-бёмитовых рудах [Демина, Кузмина, 1975 и др.]. Для платформенных бокситов Урало-Сибирской эпигерцинской платформы характерно сочетание красных бокситов с черными углеродистыми глинами [Калюжная, Пастухова, 1975] и фациальный переход бокситов по латерали в угленосные отложения [Тюрин, 1971; Сергеева, Костюк, 1975; и др.]. Ассоциация руд с черными глинами и сланцами — явление, весьма характерное для эндогенных рудных месторождений, в том числе и для гидротермально-осадочных месторождений [Дистанов, Коваль, 1976].

Основные железосодержащие минералы в платформенных бокситах также представлены минералами разной степени окисления, а именно — магнетитом, маггемитом, гематитом и гётитом.

Таким образом, смена на рудном этапе окислительных процессов, создающих красноцветные и пестроцветные породы, процессами восстановительными, формирующими сероцветные, зеленоцветные и обеленные породы, — явление, не характерное для нормальных осадочных пород, широко распространено в бокситовых залежах.

* * *

Поскольку платформенные бокситы залегают согласно с вмещающими породами и имеют пластовый характер, то месторождения их следует относить к группе так называемых стратиформных. Генезис большей части этих стратиформных залежей, как мы видели, по-видимому, телетермальный — т.е. они формировались из гидротермальных рудных растворов, для которых характерна удаленность от магматических источников или отсутствие четких парагенетических связей с вулканизмом, а также малая глубина рудообразования. По способу отложения рудного вещества — это метасоматически-осадочные образования.

БОКСИТЫ ПОКРОВНЫХ ПЛАТФОРМЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАК РУДНЫЕ ТРАВЕРТИНЫ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ГЕНЕЗИСА

Платформенные месторождения покровного типа, широко развитые в Гвинее и Индии, известны под названием глиноземистых латеритов.

Приуроченность к разломам. Бокситы латеритных покровов Гвиней, так же как бокситы других типов месторождений, тяготеют к разломам. В богатейшем бокситовом районе Боке, рассеченном на две части крупным региональным разломом, бокситовые месторождения образуют зону, вытянутую в северо-западном направлении на 130 км при ширине 30–60 км и занимают площадь свыше 3500 км² [Кираль, 1977, с. 31]. В районе Киндия бокситовые месторождения расположены между двумя крупными разломами [Сапожников и др., 1976, фиг. 2], причем на месторождении Меенги в локальных углублениях, вероятно, в зонах повышен-

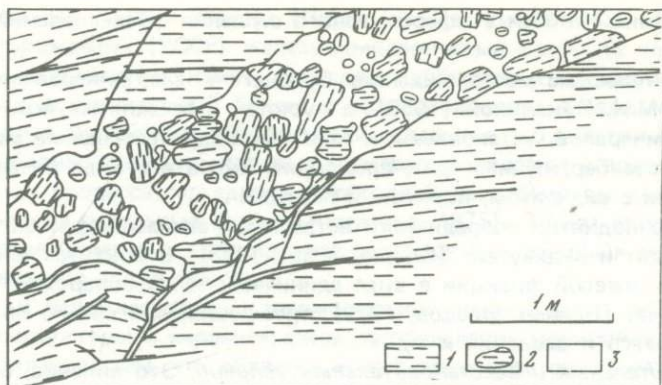


Рис. 27. Полость в структурном боксите по сланцам, заполненная обломками структурного боксита, сцементированная железисто-глинистым цементом. Месторождение Фриа в Гвинее [Сапожников и др., 1976]

1 — структурный боксит;
2 — обломки структурного боксита; 3 — железисто-глинистый цемент

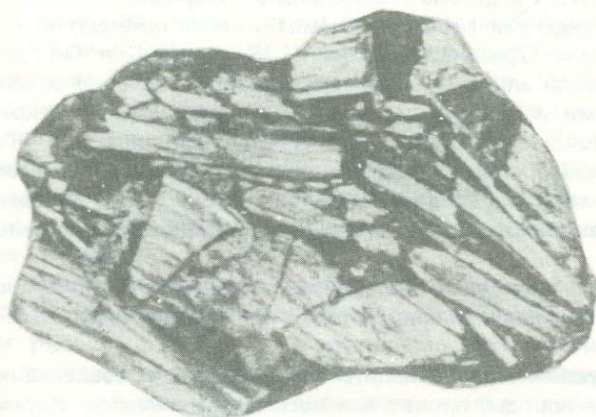


Рис. 28. Боксит из зоны брекчирования (обломки пелитоморфного слоистого боксита, сцементированы железисто-глинистым цементом) [Сапожников, 1978]

ной трещиноватости горных пород, рудная толща усложняется глубокими линейными языками и мощность ее в отдельных случаях превышает 30–50 м [Романько и др., 1974]. В данном случае перед нами, по-видимому, стволые залежи, фиксирующие рудоподводящие каналы.

Рудоподводящие каналы, находящиеся ниже или вблизи рудного тела, как отмечают геологи-рудники, не всегда легко обнаружить [Мак-Кинстри, 1958, с. 16]. Подводящие каналы трудно устанавливаются даже в лавовых потоках.

Метасоматически-осадочная природа залежей. Бокситы латеритных покровов Гвинеи по всем данным (см. выше) образовались метасоматически-осадочным путем в процессе поступления рудообразующих растворов непосредственно на дневную поверхность. Перед нами, по-видимому, рудные травертины гидротермального генезиса. Поэтому бокситы залегают здесь на породах самого разнообразного состава и генезиса (песчаниках, сланцах, амфиболитах, гнейсах, долеритах, каолинизированных породах и т.д.) и слагают покровы, купола и залежи шлейфового и долинного типа [Шибистов, 1977а,б]. Подобно известковым травертинам, они засорены кластогенным материалом, вынесенным растворами с глубин. Это обломки различных типов бокситовых пород, аллитов, железняков, бёмитовых и каолинизированных пород и т.д. Принесенный с глубин обломочный рудный материал в той или иной степени ресорбирован — обломки округлены, корродированы и имеют форму галек [Бронева и др., 1970].

Среди бокситов "латеритных покровов" различаются псевдоморфные, брекчиевидные, конгломератовидные, обломочно-пизолитовые, трубчатые, травертиноподобные, пелитоморфные и другие разности. Состав бёмит-гипсбитовый и гипсбитовый. В небольшом количестве присутствуют корунд и диаспор [Сапожников, Богатырев, 1977]. Бобовины и оолитовые структуры метасоматического происхождения, характерные для геосинклинальных и пластовых платформенных

месторождений, наблюдаются и в "латеритовых покровах" Гвинеи [Броневой и др., 1970; Сапожников и др., 1976; и др.]. Но черных магнитных бобовин, столь типичных для пластовых платформенных бокситов мезозой-кайнозойского возраста Советского Союза и Австралии, здесь уже нет.

Агрессивное поведение горячих рудообразующих растворов. Этот процесс проявляется в ресорбции принесенного с глубин кластогенного рудного материала, дроблении пород в процессе рудоотложения (см. рис. 28) и в метасоматическом замещении подстилающих пород. Особенно четко реакционное воздействие глиноземистых растворов на подстилающие породы проявляется на тех месторождениях, где бокситы залегают на долеритах. Здесь в подошве бокситовой залежи развиваются псевдоморфные бокситы с реликтовой структурой и скорлуповатой текстурой долеритов. Эндогенный характер бокситообразующих растворов подтверждается и присутствием в гвинейских бокситах самородной меди [Шибистов, 1977a] и гнезд гематита. Мощность метасоматических бокситов по сланцам достигает 10–12 м [Сапожников и др., 1976].

На месторождении Фриа и других, где рудная залежь в значительной своей части сложена пелитоморфными слоистыми бокситами—псевдоморфными бокситами по сланцам, развиты зоны брекчирования (рис. 27), заполненные обломками и глыбами тех же бокситов, сцементированными гётитом и гематитом или железоглиноземистым цементом (рис. 28). По всем данным перед нами жильные травертины с захваченными при внедрении ксенолитами пелитоморфных слоистых бокситов. Сами пелитоморфные слоистые бокситы также слегка брекчированы. Ненарушенных участков немного [Сапожников и др., 1976] (см. рис. 28).

Таким образом, бокситы "латеритных покровов" Гвинеи представляют собой не элювиальные и элювиально-иллювиальные образования, а сложенные высококачественными бокситами рудные травертины, близкие в генетическом, морфологическом и структурном отношениях "карбонатным корам" (каliche) Восточной Африки [Михайлов, 1970].

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА БОКСИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ТРЕХ ОСНОВНЫХ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ

Материалы, полученные в последние годы по бокситовым месторождениям, как мы видим, не укладываются в рамки представлений об их латеритном и латеритно-осадочном происхождении, а свидетельствуют о генетической связи бокситов с рудными флюидами.

Бокситы геосинклинальных месторождений (приуроченные к рифогенным известнякам) — наиболее высокотемпературные (бёмит-диаспоровые и диаспоровые иногда с примесью корунда). Они обнаруживают признаки, сближающие их с взрывными брекчиевидными образованиями, и наиболее отчетливо связаны с основным вулканизмом. Перед нами, по-видимому, рудные накопления типа взрывных брекчий, образовавшиеся при внедрении частично консолидированных газонасыщенных рудных растворов (состоящих из гетерогенных твердых и жидких фаз) в приоткрывавшиеся при тектонических импульсах сопряженные с разломами трещинные системы, а также в связанные с разломами полости и пустоты рифовых построек.

В бокситовых залежах платформенных месторождений пластового и покровного типа (гиббситового и бёмит-гиббситового состава), очевидно, более удаленных от эндогенного источника рудных растворов, сходство с взрывными брекчиевидными образованиями сглаживается, а принесенный с глубин обломочный рудный материал глиноземистого, железо-глиноземистого и железистого состава в процессе рудоотложения интенсивно переработан более поздними порциями рудного раствора с образованием бобовин, пизолитов и колломорфных структур. Наряду с этим появляются признаки дифференциации рудного вещества, что проявляется в частой смене в подошве и кровле залежи и по латерали бокситов красными железняками, а в залежах пластового типа — и признаки ликвации, на что указывает присутствие в кондиционных бокситах черных магнитных бобовин корунд-магнетитового состава.

Таким образом, бокситообразующие гидротермальные растворы, достигнув земной поверхности, озерного водоема или морского дна, в зависимости от конкретных условий формировали те или иные типы бокситовых месторождений. Распространены рудные пробки, пластовые тела и покровы.

Единство источника глинозема для геосинклинальных и платформенных бокситов подтверждается идентичностью среднего изотопного состава кислорода плащеобразных "латеритных" бокситовых залежей ($\delta O^{18} = 10,8\%$) и осадочных бокситов платформенных ($\delta O^{18} = 10,4\%$) и геосинклинальных ($\delta O^{18} = 10,6\%$) месторождений [Борщевский и др., 1976], а также одинаковым набором микроэлементов — принципиальным геохимическим сходством платформенных и геосинклинальных бокситов [Теняков, 1975].

Таким образом, бокситы промышленных месторождений по всем данным объяснены своим происхождением эндогенному источнику рудного вещества. По способу отложения рудного вещества это метасоматически-осадочные образования, обогащенные в той или иной степени кластогенным рудным материалом флюидного происхождения, или рудокласты типа автобрекчий, туффизитов и других разностей эксплозивных брекчиевидных образований.

В целом намечается следующий последовательный ряд типов бокситовых месторождений.

На одном его конце стоят геосинклинальные месторождения, с которыми связаны секущие рудные залежи (рудные столбы и трещинно-жильные тела). Признаки эндогенного происхождения в них выражены наиболее ясно, бокситы больше всего напоминают эксплозивные брекчиевидные образования (эксплозивные рудные брекчии и туффизиты).

Второй член ряда — пластовые платформенные месторождения, залегающие среди осадочных пород, больше всего напоминают хемогенные озерные и морские (девонские бокситы Воронежской антеклизы) отложения, возникшие, однако, также за счет глубинных рудных растворов, по всем своим особенностям отвечающие стратиформным рудным месторождениям гидротермально-осадочного генезиса.

Завершают генетический ряд платформенные месторождения покровного (гвинейского) типа, являющиеся, по-видимому, образованиями типа гидротермальных травертинов глиноземистого состава.

Итак, источник глинозема для бокситовых залежей нужно, по-видимому, искать не в выветривании, а в эндогенном источнике.

В целом бокситы относятся к рудным месторождениям малых глубин, тесно парагенетически связанным с месторождениями железных руд. Менее отчетлив их парагенез с марганцевыми и фосфатными рудами: фосфориты — бокситы — железные руды — марганцевые руды.

Поэтому для правильного понимания генезиса бокситов необходимо изучать их не изолированно как самостоятельные образования, а с учетом данных по другим рудным месторождениям, в первую очередь по железным рудам.

Из сказанного, однако, не следует, что чисто гипергенно-осадочным путем вообще не могут возникнуть отложения, обогащенные свободным глиноземом (аллиты).

"ЖЕЛЕЗИСТЫЕ ЛАТЕРИТЫ" ГИПЕРГЕННО-ОСАДОЧНОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ

Известно, что "железистые латериты" гипергенно-осадочного генезиса, которые описаны во Вьетнаме [Лисицына, Пастухова, 1964; Фридланд, 1961], на Кубе [Черняховский, Пеняльвер, 1976; Градусов и др., 1976], а также железистые латериты равнинной кирасы Гвинеи [Михайлов, 1966; Броневой и др., 1970; Ансберг, 1977] местами могут обогащаться гиббситом и алюмогелем за счет выноса глинозема, освобождающегося в процессе химического выветривания и почвообразования горных пород [Градусов и др., 1976; Добровольский, 1977] водами поверхностного стока в области аккумуляции (рис. 29).

Особенно обильны такого типа продукты химической аккумуляции в областях развития вулканогенных монтмориллонитовых глин базальтовых пород и древних кор выветривания (глинистые метасоматиты приразломных зон) основных и ультраосновных пород, богатых легко разлагающимися в поверхностных условиях

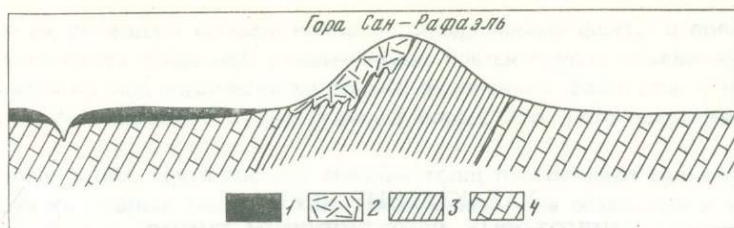


Рис. 29. Железистые латериты гипергенного происхождения у подножия горы Сан-Рафаэль на Кубе [Градусов и др., 1976]

1 — аллювий верхнего комплекса террас с плитой выветрелого латерита в кровле; 2 — обеленная каолиновая кора выветривания по сланцам; 3 — кремнисто-железистые сланцы; 4 — известняки

железосодержащими глинистыми минералами (триоктаэдрические монтмориллониты, нонтрониты, монтмориллонит- и вермикулит-хлориты и т.д.). В процессе выветривания, почвообразования и перемыва таких горных пород освобождаются большие массы железа, а иногда и некоторые количества алюминия [Разумова, 1977а и др.].

Сложность разделения осадочных эндогенных и экзогенных рудных месторождений связана с тем, что эндогенные рудные растворы достигают земной поверхности, вступают в зону воздействия поверхностных процессов и наряду с продуктами поверхностного стока включаются в седиментационный процесс. Однако при поверхностном стоке в водные бассейны и области аккумуляции поступают разбавленные рудные растворы, поэтому формируются мелкие рудные месторождения с бедными рудами, тогда как внедрение концентрированных эндогенных рудных растворов, приуроченное к локальным участкам, приводит к формированию крупных промышленных залежей руд. Подтверждением служит то, что в современных морских и озерных бассейнах практически отсутствует мощный рудообразующий процесс под влиянием материкового сноса, а современное рудонакопление сосредоточено в активных зонах океанов и морей и на континентах в зонах тектонической и тектоно-магматической активизации.

* * *

Из приведенных выше данных следует, что предлагаемая в данном разделе взрывно-гидротермально-осадочная гипотеза генезиса бокситов примиряет все существующие в настоящее время гипотезы, так как бокситы в действительности являются одновременно и обломочными породами (латеритно-осадочная гипотеза), и хемогенными осадками (хемогенно-осадочная гипотеза), и метасоматическими образованиями (латеритные и элювиально-иллювиальные гипотезы), и породами гидротермального происхождения (экспляционно-осадочные и вулканогенно-осадочные гипотезы), обогащенными иногда туфогенным материалом (пеплово-латеритная гипотеза). Как мы видим, в той или иной степени правы сторонники всех существующих гипотез. Но вместе с тем каждая гипотеза в отдельности не в силах объяснить всю совокупность признаков, характерных для бокситов. Только гипотеза взрывно-гидротермально-осадочного происхождения бокситов позволяет подойти к расшифровке всех особенностей залежей и объяснить природу обломочных структур бокситов. До сих пор это было сделать трудно, так как при объяснении обломочных структур бокситов невольно обращались к обломочным осадочным породам. Только появившиеся в последние годы данные об взрывном происхождении некоторых обломочных пород и руд, принимаемых ранее за терригенно-обломочные или туфогенные породы, позволило подойти к расшифровке генезиса обломочных структур бокситов, а отсюда и самих бокситов.

Если изложенная выше концепция справедлива, то по крайней мере большинство промышленных залежей бокситов следует рассматривать как отложения особого гидротермально-осадочного генетического ряда. В таком случае их пространственное размещение не связано прямо с физико-географической обстановкой времени образования и их нельзя считать однозначными показателями климата геологического прошлого.

ХАРАКТЕРНЫЕ ЧЕРТЫ НЕКОТОРЫХ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБЛАСТЕЙ

Среди разнообразных литологических проблем еще слабо разработанной остается проблема вулканогенно-осадочного литогенеза. Сейчас нет необходимости доказывать важность изучения вопросов, связанных с этой проблемой. Насколько она актуальна, ясно видно из большого количества работ, посвященных как общим вопросам теории вулканогенно-осадочного литогенеза, так и конкретным объектам — отдельным вулканогенно-осадочным формациям, типам входящих в их состав пород и руд, их генезису и условиям образования. В основе этих исследований лежит изучение отложений ряда вулканических областей прошлого. Однако, как стало ясно, на примере изучения древних формаций ряд вопросов не может быть решен из-за отсутствия необходимых конкретных сведений о процессах формирования различных вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований и особенностей вещественного состава и структурно-текстурных признаков слагающих их отложений и пород.

Подобные сведения могут быть получены в первую очередь при исследованиях современных и новейших образований районов активного вулканизма. При этом особое значение приобретают работы по изучению различных проявлений современного вулканизма, так как в этом случае появляется возможность непосредственного наблюдения и выявления особенностей динамики накопления как собственно вулканогенных, так и толщ, возникающих синхронно с вулканическими процессами.

Особенно скудны наши знания о вулканогенном и вулканогенно-осадочном литогенезе в ледниковой обстановке. Между тем, как показали проведенные исследования, изучение строения интрагляциальных вулканогенных толщ, формировавшихся в значительной степени в субаквальных условиях, оказывается чрезвычайно важным для уточнения характеристики подводного вулканогенного и вулканогенно-осадочного породообразования. Подводные извержения практически полностью недоступны для непосредственного наблюдения. При восстановлении условий образования субаквальных вулканитов приходится опираться главным образом на изучение особенностей состава и строения древних толщ, для которых подводное происхождение является наиболее достоверным. Только для выяснения некоторых особенностей мелководных подводных извержений могут быть использованы также наблюдения за ходом современных извержений на шельфе, и то в тех случаях, когда растущая вулканическая постройка появляется выше уровня воды. Наиболее существенную помощь в этом отношении могут оказать результаты исследований четвертичных вулканогенных накоплений, образовавшихся в ледниковой обстановке, поскольку по составу и характеру взаимоотношения слагающих их пород они сходны с субаквальными вулканическими постройками шельфа.

Все отложения областей активных проявлений вулканизма можно разделить на три группы. В первую входят собственно вулканогенные образования, слагающиеся непосредственно продуктами извержения. По способу извержения в этой группе выделяются эффузивные и эксплозивные накопления. Во вторую группу вулканогенно-осадочных образований объединены отложения, образование и основные признаки которых определяются совместным действием эндогенных (вулканических) и экзогенных факторов. Это — группа отложений, возникших путем переотложения осадочным путем продуктов синхронных вулканических изверже-

ний. Изучение их позволяет собрать наиболее определенные факты о прямой роли вулканизма в процессе осадочной аккумуляции. Третья группа объединяет отложения, возникающие под воздействием только экзонных факторов — при перетолжении ранее возникших вулканогенных пород. Это чисто осадочные образования.

Естественно, что там, где в составе древних толщ преобладают разнообразные вулканы, для некоторых типов отложений разделение на осадочные и вулканогенно-осадочные оказывается довольно затруднительным, так как не всегда удается установить синхронность образования вулканогенных компонентов процессам седиментогенеза.

Генетические типы некоторых вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложений, образовавшихся в различных физико-географических условиях, отличаются по ряду признаков, которые с успехом могут быть использованы для восстановления основных черт палеогеографии древних вулканических районов суши. Однако необходимо учитывать, что отложения, формирующиеся даже в сходных условиях, но при проявлении извержений разного типа и отличающиеся по составу магмы, будут существенно различаться. К настоящему времени в нашем распоряжении еще нет достаточного количества фактических данных, чтобы уверенно охарактеризовать все эти различия. Поэтому рамки настоящей работы ограничены рассмотрением только одного района, а именно о-ва Исландия, где собрано большое количество данных о влиянии внешней среды на формирование базальтовых вулканитов и связанных с ними вулканогенно-осадочных отложений.

Наиболее отчетливо влияние внешней среды проявилось во время плейстоценовых оледенений, когда большая часть Исландии была покрыта мощной толщей льда. Для этих временных интервалов характерно образование мощных толщ, состоящих из парагенетически связанных субаэральных и субаквальных лав, отложений субаэральных лавовых фонтанов и гидроэксплозий, синхронных извержениям склоновых, селевых и озерных образований. Влажные климатические условия на протяжении всей известной геологической истории острова и широкое распространение лав на прибрежных равнинах сказалось в широком развитии фреатических эксплозий на субаэральных лавовых потоках.

Влияние вулканизма на образование, строение и состав различных вулканогенно-осадочных отложений неодинаково. В ряде случаев вулканизм является определяющим фактором, обуславливающим появление и основные особенности строения этих отложений. В Исландии это в первую очередь разнообразные отложения, формирующиеся на склонах вулканических построек, а также катастрофические флювиальные образования типа йекульхлаупов и лахаров, возникающих только во время извержений. Если исключить подпруживание рек лавовыми потоками и образование кратерных, кальдерных и интрагляциальных озер, то приходится отметить, что влияние вулканических извержений на характер накопления озерных отложений ограничивается главным образом поступлением в озерный бассейн большего или меньшего количества пирокластического материала. Между извержениями или даже во время слабых извержений процессы озерного осадконакопления в вулканических и невулканических районах принципиально не различаются. Еще меньше прямое влияние вулканизма, ограничивающееся только изменением вещественного состава этих отложений, сказывается при накоплении аллювия и пролювия. Действительно, способ и динамика накопления их в районах современных вулканических извержений остаются такими же, как и для невулканических районов. Поступление в русло реки и на пролювиальный конус пирокластического материала вызывает только изменение вещественного состава и никак не влияет на способ образования аллювия и пролювия. Вулканизм также никак не сказывается на динамике накопления ледниковых отложений, а некоторые особенности вещественного состава их рассмотрены отдельно, в специальном разделе монографии.

Поэтому, рассмотрение вулканогенно-осадочных отложений здесь ограничено для флювиальной группы только йекульхлаупами и лахарами, а при описании озерных отложений основное внимание уделяется интрагляциальным, так как образо-

вание их, состав и характер строения целиком обусловлены подледными извержениями. Представляется также полезным рассмотреть современные условия, в которых происходит накопление диатомитов в Исландии, так как здесь, в области интенсивной вулканической и гидротермальной деятельности, особенно отчетливо выявляется отсутствие непосредственной связи диатомитонакопления и вулканической деятельности.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ БАЗАЛЬТОВЫХ ЛАВ, ВОЗНИКШИХ ПРИ ИЗВЕРЖЕНИИ В СУБАЭРАЛЬНЫХ И СУБАКВАЛЬНЫХ УСЛОВИЯХ

Рассмотрению особенностей состава различных типов лав и их происхождения посвящено большое количество специальных работ. Здесь эти вопросы не будут затрагиваться совершенно. Гораздо меньше известно о тех особенностях отдельных лавовых тел и целых их комплексов, которые отражают воздействие внешней среды на извергающийся расплав. Наиболее отчетливо это воздействие видно при сопоставлении продуктов субаэральных и субаквальных извержений. Форма лавовых потоков, мощность и некоторые особенности их внутреннего строения часто могут быть с успехом использованы в качестве надежных критериев для восстановления характерных черт обстановки накопления вулканогенных толщ.

Субаэральные лавовые потоки и покровы

Особенности строения, мощность и характер распространения лав в субаэральной обстановке в первую очередь определяются их составом. Так, например, кислые лавы, как правило, не образуют протяженных потоков, распространяясь в непосредственной близости от центра извержения. Морфология лавовых потоков и изменения мощности по простиранию в этом случае в значительной степени зависят от крутизны склонов вулканического аппарата.

Более жидкие и подвижные базальтовые лавы от места извержения растекаются на огромные расстояния. В этом случае влияние типа извержения (центральное или трещинное) и морфологии вулканической постройки на характер распространения, особенностей текстур и мощности лавовых накоплений совершенно не сказывается. Форма лавовых покровов и некоторые особенности их строения зависят главным образом от характера рельефа, наличия или отсутствия на пути лавового потока рек, озер, ледниковых покровов, положения уровня грунтовых вод в тех отложениях, на которые он ложится, и некоторых других факторов. Особенно отчетливо это проявляется при формировании крупных лавовых потоков.

Крупные лавовые покровы в Исландии возникали при центральных и трещинных извержениях. О возможных размерах лавовых потоков, в том числе и образовавшихся в результате только одного извержения, можно судить хотя бы по следующим данным. В Центральной и Северной Исландии, на территории обширной лавовой равнины Одаудахраун, известно несколько крупных лавовых полей. Здесь есть лавы, образовавшиеся при трещинных излияниях, и огромные лавовые покровы щитовых вулканов. Крупнейший лавовый поток самого большого щитового вулкана Исландии Тродладингя протянулся на 105 км. Длина одного из лавовых потоков вулкана Кетилдингя составляет 82 км. Общая площадь только одного покрова равна 330 км². Крупнейший послеледниковый лавовый покров Исландии (извержение около 8 тыс. лет назад) — это лавы Тьорсау. Он покрывает территорию в 800 км². Лавовые потоки трещинного извержения Эльдьяу (2 тыс. лет назад) занимает территорию около 700 км². В результате исторического трещинного извержения Лакагигар в 1783—1784 гг. образовался лавовый покров площадью в 565 км². И во всех этих случаях форма распределения лав в плане и мощность лавовых накоплений определяются особенностями рельефа, по которому течет лава. Так, например, извержение Лакагигар произошло на достаточно пересеченной местности. Глубина речных долин и трогов здесь была не менее 200 м. Лава этого извержения выстилает днище долин рек и трогов, про-

тягиваясь огромными, иногда чрезвычайно узкими фестончатыми языками на многие десятки километров от места извержения. На ровной прибрежной равнине лавовые потоки растекались и образовывали обширные покровы.

В сходных топографических условиях происходили извержения Эльдьяу и Тьорсау. При извержении Эльдьяу фронтальные части лавовых потоков оказались удаленными от места извержения не менее чем на 50 км, а лавы Тьорсау протянулись более чем на 130 км от места извержения. Крупные лавовые поля соединяются тонкими лавовыми перемычками, заполняющими глубокие каньоны речных долин. В каньоне р. Лаксау максимальная мощность древнего потока Лаксахраун достигает 20 м, а молодого потока Лаксахраун только 10 м. Важно подчеркнуть также, что при трещинных извержениях излияние лавы всегда происходит из отдельных обособленных кратеров, располагающихся вдоль трещин. При выяснении местоположения центров извержения в древних лавовых покровах часто возникают затруднения, обусловленные тем, что связь между конкретными лавовыми потоками и кратерами, из которых изливался расплав, осуществлялся часто в виде узкой и относительно мало мощной лавовой перемычки, легко уничтожающейся в процессе последующих извержений из этого же кратера или исчезающей при разрушении рыхлых шлаковых конусов. В результате в разрезе магмоподводящие каналы (дайки) и лавовые покровы оказываются пространственно разобщенными.

Характерной особенностью базальтов, излившихся в субаэральной обстановке, является сочетание нескольких типов текстур в одном потоке. Помимо шлаковых зон в подошве и кровле, большая нижняя часть потока обычно имеет крупнопризматическую отдельность, перпендикулярную к подошве. Вверх по ровной и четкой границе она сменяется мелкопризматической столбчатостью, перпендикулярной к плоскости ограничения, наклонной или прихотливо изогнутой (такой тип столбчатости в Исландии назван куббаберг). Выше лава становится плотной или пористой, и на молодых лавовых потоках можно видеть, что вверх мелкопризматическая отдельность сменяется плитчатой лавой, представляющей собой пологоволнистую кровлю лавового потока типа пахоэхозз.

Сочетание таких типов столбчатости встречается очень часто среди плейстоценовых лавовых толщ и возникает, видимо, в результате неравномерного по вертикали остывания лавового потока. Одной из причин этого может быть перекрытие излившейся лавы водными потоками. Подтверждением этого служит, например, хорошо выраженная текстура куббаберг в лавах вулкана Тродлагингя там, где они заполняют речную долину. Наличие текстур типа куббаберг в наземных лавовых потоках позволяет отличать их в древних толщах от малых интрузивных тел типа силлов и может быть использовано для определения кровли и подошвы слоя в сильно дислоцированных толщах. Предполагается также, что ориентированная перпендикулярно к основанию столбчатость возникла в уже неподвижном лавовом потоке, а наклонная или изогнутая мелкопризматическая столбчатость указывает на небольшие подвижки в верхней части уже остановившегося, но еще не застывшего лавового покрова [Waters, 1960]. Исследование текстурных особенностей лавопадов показало, что даже на участках вертикального падения лавовых языков позторные подвижки уже после остановки течения лавы происходили только в верхней части потока, где обычно развит горизонт текстур типа куббаберг. Горизонты наклонной или прихотливо изогнутой столбчатой отдельности в лавовом потоке позволяют судить о направлении движения лав и особенностях их накопления. Мощные пакки монолитных лав, в которых отсутствуют потоки с разными типами столбчатости, по вертикали могут, видимо, свидетельствовать о большой скорости накопления, при которой последующие порции излившейся лавы способствовали равномерному остыванию погребенных потоков.

Известны переходы массивных субаэральных лав по простиранию в сильнопористые, а местами даже замещение их толщей брекчий и шлаков. Как показали исследования С. Тораринссона [Thorarinsson, 1951], увеличение пористости и раздробление уже излившейся лавы происходит при затекании лав на сильно увлажненный грунт и возникающем при этом обильном парообразовании в подстилающих лаву породах.

Если на пути лавового потока встречается достаточно крупный озерный бассейн или лавы, изливаясь на побережье, попадают в море; наблюдается переход по простиранию субазеральных лавовых потоков в подушечные лавы и подушечные брекчии или появление в основании потока порций лавы с подушечной отдельностью. Однако образование подушечной отдельности в таких случаях не всегда обязательно. Известно, что иногда лавовые потоки могут спокойно вливаться в воду или же на контакте лавы с водой происходит интенсивное парообразование, сопровождающееся взрывами и вторичными эксплозиями. Существует представление, что глыбовые лавы, достигая береговой линии, обычно взрываются, тогда как потоки волнистых лав спокойно вливаются в воду [Лучицкий, 1971].

Однако, как стало ясно во время извержения на шельфе к югу от Исландии вулкана Суртсей, большое значение имеет скорость, с которой лавовый поток продвигается в воду. С. Тораринссон [Thorarinsson, 1966] указывает, что при соприкосновении с водой медленно двигавшиеся волнистые лавы также часто взрывались и дробились. При этом процесс фрагментации поверхностного слоя лавы был настолько быстрым, что лавовый язык никогда не пересекал линии прибоя. Особенно сильно дробление происходило тогда, когда волны захлестывали край движущегося лавового потока. Быстродвигающиеся лавовые языки скрывались под водой, и их движение можно было проследить на поверхности воды по газовым пузырям, выделявшимся из подводного потока.

Подушечные лавы и десквамационные гиалокластиты

Извержение в подледной обстановке с первых же мгновений становится субаквальным в результате быстрого таяния льда. В основании субгляциальных вулканических образований всегда располагаются скопления подушечных лав. Под термином "подушечные лавы" понимается все текстурное разнообразие субаквальных лав, образующих округлые скопления разного размера и имеющие вид матрацев, подушек, шаров, колбас, булок, караваев и т.п. Все эти морфологические разновидности лав указывают на единый способ происхождения — спокойное излияние расплава под водой. Подушечная текстура формируется при подводных (и подледных) извержениях независимо от состава извергающейся магмы. В Исландии наиболее часто подушечные лавы отмечаются для основных и средних пород. Известны они здесь и для кислых разностей, включая риолиты. Подушечные лавы образуются при подводных извержениях на различной глубине — от первых десятков метров до нескольких километров. Можно уверенно утверждать, что настоящие подушечные лавы в субазеральной обстановке не образуются. В Исландии существуют многочисленные примеры излияний базальтов на снег или в мелководные водоемы, однако подушечная отдельность в них отсутствует. Известные примеры замещения массивных лав подушечными в пределах одного потока свидетельствуют о втекании расплава с суши в достаточно глубоководный бассейн. Это явление, так же как интенсивное остеклование в подошве массивных лав, залегающих на мелководных озерных отложениях, позволяет считать совершенно необходимыми большие количества воды для образования настоящей подушечной отдельности. Очевидно количество ее должно быть достаточно велико для быстрого охлаждения крупных порций изливающейся лавы.

Субаквальные лавы, так же как и субазеральные, бывают плотными, с небольшим количеством газовых пустот и сильно пористыми. Существует представление, что сильно пористые подушечные лавы формируются на меньших глубинах, чем плотные. Однако известны примеры, когда и на малых глубинах формировались плотные подушечные лавы. Одна из возможных причин этого — предварительная дегазация лавы в процессе ее продвижения по суше от места извержения к воде [Moore, 1970].

Характерной особенностью подушечных лав, формировавшихся при извержении под лед, является чрезвычайно большая их пористость, образующаяся в результате низкого внешнего давления. Несмотря на то что мощность ледников иногда превышала 1 км, происходит это потому, что уже в самом начале при из-

вержении под лед, образовывался подледный водоем, глубина которого над поверхностью извергающегося расплава вряд ли превышала первые метры, при этом давление лежащей выше сколь угодно мощной толщи льда никак не сказывалось, поскольку она находилась на плаву, и так как при таянии льда объем образующейся воды меньше растаявшего льда, а часть воды могла еще вытекать из-под ледника, в протаявшей ледниковой камере образуется в общем неглубокое подледное озеро. При продолжающемся извержении растапливались все новые порции льда, расширялись размеры ледникового озера, и при отсутствии стока оно могло стать более глубоким, но постепенный рост лавовой постройки и подъем жерла вверх обеспечивали постоянное извержение магмы в воде при низком внешнем давлении. На этом этапе в озере образовывались крупные постройки подушечных лав мощностью во многие десятки и даже первые сотни метров, по всему разрезу отличающиеся чрезвычайно большой пористостью. В периферической части лавовых подушек, сложенной тонкокристаллическим базальтом, стенки газовых пустот часто инкрустированы оторочками стекла. Здесь же присутствуют многочисленные мелкие полые вздутия стекла причудливой формы. Наличие стекловатых оторочек на стенках газовых пузырьков и других образований внутри пор, так же как и внешняя стекловатая корка закалки, свидетельствует о быстром охлаждении расплава при соприкосновении с водой. Инкрустация газовых пустот стеклом позволяет считать, что возникающий при извержении пар проникает в расплав и вспенивает его. Однако в пористых подушечных лавах инкрустация пор стеклом наблюдается далеко не всегда. Поэтому причины возникновения большей или меньшей пористости в них более целесообразно искать, исходя из особенностей эволюции летучих компонентов лавы в момент ее извержения. При этом внешнее давление, видимо, играет главную роль в процессе дегазации расплава под водой.

Типичными текстурами внутренних частей подушек являются: концентрически-зональное распределение пузырьчатости, наличие вытянутых вертикальных газовых полостей, радиальная или розетковидная столбчатая отдельность. С поверхности подушечные лавы покрыты стекловатой коркой закалки. Корка эта ровная или собрана в мелкие морщины, образует наплывы и складочки. В периферической части подушек часто можно видеть плоско-выпуклую и вогнуто-выпуклую форму газовых пузырей. В пределах стекловатой корки вогнуто-выпуклые газовые пустоты иногда наложены друг на друга, в результате чего создается пузырьчато-скорлуповатая микроотдельность. Пузырчатая поверхность стекловатой корки часто сочетается с участками пологонаклонного расположения к поверхности подушки системы вытянутых и параллельных друг другу газовых пустот. Облекание одних подушек другими и микро- и макротекстурные особенности лав при подводных излияниях определенно указывают на тестообразное состояние магмы в момент формирования подушек и на наличие пластического течения материала во внешней их части. После отвердевания внешней корки внутренние части подушек длительное время остаются расплавленными, в них сохраняется небольшая вязкость исходного расплава. Только этим можно объяснить оседание тяжелых минералов, например, вкрапленников оливина, в нижнюю часть лавовых обособлений некоторых подушечных лав.

С толщами субаквальных вулканитов тесно связаны линзы и прослои гиалокластов, образующихся в результате шелушения стекловатой корки подушечных лав. Гиалокласты этого типа никогда не образуют мощных толщ. Это маломощные линзы и прослои, залегающие в толще подушечных лав. Мощность их обычно составляет первые сантиметры или максимум первые десятки сантиметров. Материал слабо сортирован, с грубой слоистостью. Характерна слоистость облекания. Обломки пузырьчатые, остроугольные. Крупные обломки несут многочисленные признаки пластического движения материала. Эта особенность гиалокластов корки шелушения (десквамационных гиалокластов) позволяет уверенно отличать их от стекловатого базальтового материала другого происхождения (например, разнообразной тифры гидроксплозий, гиалокластового материала подводной пульверизации и дезинтеграции расплава).

Подушечные лавы мелководных бассейнов связаны постепенными переходами с массивными субаэральными потоками. Мощные накопления подушечных лав часто сопровождаются отложениями подводного гравитационного коллювия, сложенного в этом случае подушечными брекчиями. При изучении древних и современных подводных извержений на мелководье (на шельфе, в толще льда) выявляется тесная пространственная связь подушечных лав с толщами туфов гидроэксплозий и гиалокластитовым материалом субаэральных лавовых фонтанов.

СОСТАВ, ОСОБЕННОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ И РАСПРОСТРАНЕНИЯ ГИАЛОКЛАСТИТОВ И ТЕФРЫ

Наряду с мощными излияниями базальтов большая роль в геологическом строении Исландии принадлежит разнообразным вулканокластам. Среди них главную роль играет тефра¹. Согласно подсчетам С. Тораринссона [Thorarinsson, 1967a], соотношение лав и тефры для последних 11 тыс. лет, т.е. за послеледниковый период для пород разного состава характеризуется следующими цифрами (в км³): базальтовая лава — 320, базальтовая тефра — 40, кислая лава — 1,5, кислая тефра — 11,0, средняя лава — 25, средняя тефра — 4. Наиболее мощным источником эксплозивного материала являются вулканы, извергающие наряду с основными кислые и средние лавы и тефру. Так, например, в результате извержения вулкана Орайфаекудль в 1362 г. было извергнуто 2 км³ риолитовой тефры, а объем тефры такого же состава, выброшенной вулканом Гекла во время одного извержения (слой H), оценивается в 2,5 км³ твердой породы (или 12,5 км³ свежесвыпавшего пепла). Оценивая приведенные данные следует иметь в виду, что базальтовая тефра субаэральных извержений играет незначительную роль в общем балансе эксплозивных образований Исландии. Это достаточно хорошо видно из сравнения с данными, которые имеются для исторических субаэральных и субаквальных (и интрагляциальных) извержений. В 1783 г. в результате знаменитого трещинного извержения Лакагигар было выброшено 0,25 км³ базальтовой тефры в пересчете на твердую породу (или 0,85 км³ рыхлого материала). В 1973 г. на о-ве Хеймаэй в субаэральной обстановке было извергнуто только 0,02 км³ рыхлой базальтовой тефры. В то же время объем тефры вулкана Суртсей, образовавшейся за гидроэксплозивную стадию извержения², составляет 0,4 км³. Интрагляциальный вулкан Катла за исторический период (1100 лет) в результате гидроэксплозивных извержений выбросил 3 км³ базальтовой тефры в пересчете на твердую породу. Имеющиеся сейчас данные показывают, что в ледниковые периоды, когда гидроэксплозивный характер извержений был распространен на территории страны значительно шире, общее количество извергнутой базальтовой тефры во много раз превосходило объем, рассчитанный для послеледниковой эпохи.

Все известные в Исландии эксплозивные образования по своему происхождению могут быть разделены на две группы. В первую объединяются эксплозивные продукты, формирование которых обуславливается эндогенными причинами. В состав этой группы входят отложения, состав, строение и особенности распространения которых определяются в первую очередь составом магмы, силой и направлением эксплозий и в меньшей степени действием экзогенных факторов (ветра и воды). Они представлены отложениями из эруптивных пепловых туч и отложениями пирокластических потоков. Последние образуются исключительно при извержении кислых магм. Для извержений основных магм не свойственны мощные эксплозивные взрывы, сопровождающиеся образованием больших масс тефры. Однако достаточно большое количество разнообразной тефры формируется и при лавовом фонтанировании. Во вторую группу объединен вулканокластический мате-

¹ Вслед за С. Тораринссоном тефрой здесь называется весь извергнутый материал, выпавший из воздуха.

² Гидроэксплозии — это результат внезапного образования водяного пара при соприкосновении расплава с водой. Извержения, происходившие в результате пиробразования под толщей излившихся лав, здесь называются фреатическими эксплозиями.

риал, образование которого связано с вулканическими взрывами, происшедшими в результате соприкосновения расплавленной лавы с водой или водонасыщенными грунтами. В настоящее время в этой группе можно различать отложения гидроэксплозивных извержений, происходивших в бассейне, и отложения вторичных эксплозий на лавовом потоке (фреатические извержения на лавовом потоке).

Выделенные типы эксплозивных отложений характеризуют наиболее типичные случаи образования тефры при вулканических извержениях базальтовой магмы. Конечно, образующиеся при этом отложения часто оказываются связанными друг с другом постепенными переходами, так как могут образоваться в процессе одного извержения. Роль их при различных типах или стадиях извержений одного эруптивного цикла неодинакова, но возникающие при этом особенности состава и строения вулканитов очень важны, так как позволяют восстанавливать не только характерные черты деятельности древних вулканов, но и некоторые особенности палеогеографической обстановки извержений. Так, например, в Исландии установлено, что гидроэксплозии характерны не только для морских, но и для интрагляциальных извержений, а образующийся при этом материал легко отличается от тефры субзаральных извержений по составу, так как он состоит преимущественно из вспененного сидеромеланового стекла. Мощные лавовые фонтаны или крупные гидроэксплозивные извержения базальтового состава нередко сопровождаются пеплопадами, однако по своему геологическому эффекту они не могут сравниваться с пеплопадами крупных кислых эксплозий, когда пирокластическая распротраивается на многие десятки и даже сотни километров, а в результате формируется протяженный слой тефры, достигающий иногда значительной мощности. Главная масса тефры при лавовом фонтанировании или гидроэксплозивном извержении скапливается у центра извержения в виде насыпных вулканических конусов. Нередко лавовые фонтаны и насыпные конусы возникают при фреатических извержениях на лавовом потоке в результате интенсивного парообразования в подстилающих его породах. Во всех отмеченных случаях продукты лавового фонтанирования обладают рядом характерных черт, позволяющих распознать их в ископаемом состоянии и отличить от образований другого происхождения.

Отложения из эруптивных пепловых туч

Отложения этого типа описаны в литературе достаточно подробно, поэтому здесь целесообразно подчеркнуть лишь те их черты, которые характерны для Исландии. Отложения пеплопадов представлены здесь как кислыми, так и основными витрокластами. В тех и других лито- и кристаллокластический материал играет подчиненную роль и пространственно тяготеет к центрам извержения. Прослой кислых пеплов — характерный компонент миоценовой толщи платобазальтов. По данным Д. Уокера [Walker, 1959], в период формирования третичных базальтов Восточной Исландии постоянно существовал по крайней мере один вулкан, периодически извергавший кислый материал. По мнению этого исследователя, подобная активность центральных вулканов продолжается с миоцена вплоть до настоящего времени. Произведенные им расчеты показывают, что соотношение кислых и основных продуктов во времени не изменилось с третичного периода доныне. Характерная особенность вулканогенных пород Исландии, в том числе и пирокластических, состоит в наличии смешанных по составу кислых и основных образований. Д. Уокер [Walker, 1959] указывает, что пирокластические породы Восточной Исландии содержат дацитовый и базальтовый материал в таких соотношениях, которые позволяют думать, что магмы разного состава извергались в одно и то же время, возможно, из одного и того же источника.

Толщи пеплов смешанного состава известны и в четвертичных отложениях. К югу от ледника Мирдальсёкудль обнаружена толща тефроидов, залегающая между двумя горизонтами основных морен. Пепловый материал в ней состоит из обломков базальтового и дацитового стекла. Крупные обломки основной и

кислой пемзы перемешаны с более тонко раздробленной витрокластикой такого же состава. Количественно преобладает основной пирокластический материал. Одновременное извержение основной и кислой тефры в этом случае подтверждает наличие многочисленных обломков основного стекла с капле- и фьяммеподобными включениями в нем кислого стекла. Кислое стекло, включенное в основное, иногда вспучено. Во всех наблюдавшихся случаях характер взаимоотношения основного и кислого стекла не оставляет сомнений в одновременности их извержения.

Формирование пепловых толщ смешанного состава при извержении из одного центра продолжается в Исландии и сейчас. Этот процесс хорошо изучен С. Тораринссоном на примере исторических пеплопадов вулкана Гекла. Извержения этого вулкана могут быть разделены на два типа. Один — это исключительно эксплозивные извержения в основном риолитовой тефры. Извержения лав и тефры составляют другой тип эрупций, начинающийся обычно мощными эксплозиями. В процессе одного такого извержения состав пепла меняется за счет уменьшения в стекле содержания SiO_2 . С момента заселения острова, т.е. примерно за 1100 лет, произошло 14 извержений вулкана Гекла. Для последних 7 извержений зафиксированы значительные изменения состава пепла, происходившие в процессе каждого эруптивного цикла. В результате эксплозивной деятельности такого типа образовались толщи, в которых слои пепла разного состава могут соответствовать не только пеплопадам от разных вулканов или быть отложенными в разное время, но образуются также при извержении одного вулкана за время одного эруптивного цикла. Нижняя часть смешанных пепловых слоев вулкана Гекла сложена более кислым материалом, а верхняя — более основным.

Протяженные пепловые прослои формируются только при извержениях, дающих кислый пирокластический материал. Пепловые тучи, образующиеся при базальтовых извержениях, отличаются значительно меньшими размерами. Выпадающий из них пепловый материал разносится на относительно небольшое расстояние, будучи приуроченным главным образом к району извержения. Незначительная интенсивность разноса пеплового материала базальтовых извержений связана главным образом с меньшей силой эксплозий и соответственно меньшей высотой, на которую поднимается основная масса рыхлого вулканического материала. О масштабах распределения основного пирокластического материала при субазальных и субаквальных базальтовых извержениях дают представление ограниченные ареалы распространения и изменения мощности пепловых слоев вулканов Эльдфедль (о-в Хеймаэй, 1973 г.), Суртсей (1963—1967 гг.) и кратерной цепи Лакагигар (1783 г.). Это необходимо учитывать при анализе древних пепловых отложений.

По составу базальтовый пепел распадается на два типа.

Один, наиболее часто встречающийся, представлен главным образом сидеромеланом. Это пепел, образующийся при гидроэксплозивных извержениях в бассейне. Сидеромелановая тефра, слагающая насыпной конус, состоит из обломков разного размера и часто в большом количестве содержит сильно вспученное пемзовое стекло. По мере удаления от центра извержения главную роль начинают играть более мелкие фракции, представленные остроугольными и изометричными обломками сидеромелана. При очень крупных гидроэксплозивных извержениях пепловые прослои, образованные тонким стекловатым материалом, достигают мощности 1 м. Быстрое выпадение пепла в этом случае подтверждается отсутствием слоистости внутри пеплового слоя и наличием многочисленных признаков выдавливания вверх еще неотвердевшего подстилающего осадка под тяжестью выпавшего пирокластического материала.

Другой тип базальтовой тефры представлен тахилитовым стеклом и образуется главным образом при лавовом фонтанировании и субазальных эксплозиях другого типа. Крупные пепловые частички этого типа представлены вспученным тахилитовым стеклом с тонкой корочкой закалки на поверхности. Обломки имеют многочисленные признаки пластического течения материала в момент взрыва. Если сидеромелановый материал в основной массе выпадает уже в холодном состоя-

нии, то тахилитовый пепел, как показал печальный пример извержения вулкана Эльдфедль на окраине г. Вестманнейяр, недалеко от вулкана падает на землю еще в раскаленном состоянии. Многие дома в городе сгорели, будучи засыпанными раскаленным пеплом.

Отложения пирокластических потоков

Этот тип отложений объединяет всю пирокластику, возникшую при таких эксплозивных извержениях, когда извергнутый материал, будучи взвешенным в массе газов, вырываясь из жерла, течет у поверхности земли, как поток. Такие образования известны только среди кислых пород. Они обычно сложены пемзами и пеплами. К этому же типу образований часто относят спекшиеся туфы или игнимбри-ты. В Исландии отложения пирокластических потоков отмечены среди отложений разного возраста. Наиболее молодые, плейстоценовые отложения пирокластических потоков обнаружены С. Тораринссоном в 1961 г. в Тоурсморке (Южная Исландия) [Thorarinsson, 1970]. Здесь на протяжении 5 км обнажается 30-метровая толща игнимбри-тов, основание которой не вскрыто. Верхняя часть ее сложена рыхлыми, неспекшимися серыми пеплами, светлой пемзой (показатель преломления стекла 1,509 и 1,505) и черной пемзой (показатель преломления 1,557). Гибридный характер этой части отложений С. Тораринссон склонен рассматривать как результат одновременного извержения двух типов магмы. Эти породы постепенно переходят в типичный слой спекшихся туфов, который по составу также является смешанным. С формированием отложений пирокластических потоков района Тоурсморк связано образование кальдеры на центральном вулкане Тиндафьяд-лайекудль.

Объем рыхлых и спекшихся отложений пирокластического потока Тоурсморк С. Тораринссоном оценивается от 2 до 3 км³. Примерно такого же объема игнимбри-ты известны в Восточной Исландии, где они залегают в мощной толще третичных платобазальтов [Walker, 1959]. Менее мощные отложения игнимбри-тов известны во многих районах Исландии среди миоценовых и плиоценовых толщ платобазальтов.

Отложения пирокластических потоков всегда сопровождаются интенсивными пеплопадами. Интересным с этой точки зрения было извержение 1875 г. в районе древнего разрушенного вулкана Дингьюфедла. Здесь во время параксизмального взрыва было выброшено от 2 до 2,5 км³ рыхлого материала риолитового состава. Эруптивная туча через 38 ч. достигла берегов Норвегии. Общая площадь, на которой выпал пепел при этом извержении, составила 650 тыс. км². В Исландии пеплопады этого извержения занимают площадь 10 тыс. км². Характерным продуктом извержения была светлая пемза с фьямме черного обсидиана или черной пемзы. Весь материал извергался из небольшого кратера диаметром 100 м. Учитывая большую интенсивность и кратковременность параксизмального извержения, можно думать, что значительная часть извергнутого материала, особенно грубо- и крупнозернистая пемзовая тефра, крупные обломки риолитов распространялись взвешенными в газовом облаке в виде пирокластического потока. Важно отметить, что это извержение сопровождалось образованием крупной кальдеры, объем которой в настоящее время достигает около 1,9 км³.

В ископаемом состоянии при отсутствии игнимбри-тов или спекшихся туфов отложения пирокластических потоков не всегда могут быть с уверенностью отделены от отложений мощных пеплопадов.

Отложения лавовых фонтанов

Этот тип отложений характерен только для извержений жидких базальтовых магм. Лавовое фонтанирование часто возникает в кальдерных лавовых озерах крупных щитовых вулканов. Нередко лавовое фонтанирование происходит и при извержениях, когда лавовое озеро отсутствует, а столб раскаленного материала вырывается прямо из кратера. Ниже рассматриваются отложения, возникшие только при лавовом фонтанировании из кратеров или жерл.

По составу пород и условиям залегания отложения лавовых фонтанов распадаются на два типа: субазеральных лавовых фонтанов и субаквальной лавовой грануляции и пульверизации расплавленного материала. Хотя последний тип образования отложений не представляет собой лавовое фонтанирование в узком смысле этого слова, однако он ближе всего стоит к явлению, которое принято называть этим термином.

Многие особенности состава и строения отложений субазеральных кратерных лавовых фонтанов известны и были изучены непосредственно при наблюдении современных их проявлений. О существовании подводных лавовых фонтанов или об отложениях, возникающих при этом способе извержения магмы, известно очень немного. Однако изучение мощных толщ гиалокластов Южной Исландии позволяет предположить, что явление, аналогичное лавовому фонтанированию, имеет место и под водой при извержении на небольших глубинах. Конечно, характер этого процесса существенно отличается от субазерального лавового фонтанирования. Исходя из общих соображений, можно предположить, что под водой, в условиях повышенного внешнего давления и более плотной среды, в которую происходит извержение, при очень быстрой подаче расплава имеет место грануляция и пульверизация расплавленного материала, интенсивное автодробление его в результате парообразования и охлаждения и распределение мощными турбулентными течениями. Прямым подтверждением наличия такого процесса может служить свечение, наблюдавшееся при подводном извержении через толщу воды на глубине в 30 м [Einarsson, 1974]. Свечение расплава на глубине можно представить себе только в случае непрерывного и быстрого поступления раскаленного материала в толщу воды, так как на многочисленных примерах хорошо известно, что поток раскаленной лавы при контакте с водой мгновенно покрывается темной стекловатой коркой закалки.

Отложения субазеральных лавовых фонтанов и подводной пульверизации расплава четко различаются по характеру слагающих их продуктов. Характерные структурные особенности отложений субазеральных лавовых фонтанов связаны с большой силой выбрасывания вверх очень жидкого базальтового расплава. Основные особенности гиалокластов, образующихся при подводной пульверизации расплава, также связаны с большой скоростью поступления материала и с быстрым охлаждением его в воде и дроблением в результате парообразования.

Характерные черты отложений субазеральных лавовых фонтанов

Мощное лавовое фонтанирование неоднократно наблюдалось в Исландии при извержении жидкой базальтовой магмы. Чрезвычайно сильное лавовое фонтанирование сопровождало известное трещинное извержение Лакагигар в 1783 г. Здесь на расстоянии в 25 км располагается около 115 кратерных конусов, формирование которых в значительной степени связано с лавовым фонтанированием. По мнению С. Тораринссона [Thorarinsson, 1967b], во время этого извержения и главным образом в процессе интенсивного лавового фонтанирования было выброшено около $0,85 \text{ км}^3$ рыхлого базальтового материала (тефры). В составе извергнутого материала большую роль играет пепел с частицами типа "волос Пеле".

Одновременное лавовое фонтанирование из нескольких кратеров происходило при извержении Аски в 1961 г. Высота лавовых фонтанов достигала 500 м. От лавовых фонтанов, извергавшихся из четырех кратеров, ветром выносилось большое количество пепла, мелких частичек пемзы и стеклянных нитей. На края и стенки кратеров непрерывно падали раскаленные обрывки лавы. Временами они падали на внешний склон кратера так плотно и так обильно, что превращались в поток лавы, стекавший вниз. В первый день извержения к югу от группы фонтанирующих кратеров выпал слой мощностью до 15–20 см черно-коричневой пемзовидной лапиллиевой тефры, размер большей части обломков которой колебался от 0,5 до 1 см. Важно подчеркнуть, что на большом расстоянии от кратеров выпадала холодная тефра. Снег, на который она выпадала, не таял. Общее количество извергнутой тефры, включая и кратерные постройки, за весь период изверже-

ния (примерно 40—45 дней) составило 3—4 млн. м³. По своей величине это извержение сопоставимо с извержением средней силы вулкана Мануа-Лоа [Thorarinson, 1936a].

Очень сильное лавовое фонтанирование происходило при извержении вулкана Гекла в 1970 г. На южном склоне вулкана лавовые фонтаны достигали высоты 750 м, а из трещины, расположенной сразу к северо-востоку от Геклы, лавовые фонтаны поднимались на высоту до 500 м.

При трещинных извержениях лавовое фонтанирование нередко происходит вдоль всей трещины. Однако даже в этом случае извержение быстро локализуется в цепи кратеров, из которых бьют лавовые фонтаны. В процессе извержения лавовые фонтаны нередко смещаются вдоль трещины, в результате чего формируются слившиеся или наложенные кратерные конусы. Нередко трещинное извержение сменяется центральным, и тогда мощность лавового фонтанирования резко возрастает.

Извержение 1973 г. на о-ве Хеймаей началось как трещинное. В первые часы извержения лавовые фонтаны высотой до 150 м взметнулись сплошной стеной из 40 или 50 кратеров, расположенных вдоль 1,5-километровой трещины. Отдельные порции расплава взлетали еще выше. Одновременно с лавовым фонтанированием из кратеров вытекала лава. Обрывки раскаленной лавы, выброшенные фонтанами, падали обратно в расплавленную лаву в трещине или по ее краям. В последнем случае они уплощались или разламывались. С самого начала в результате лавового фонтанирования вдоль трещины начали расти стенки кратеров. Наиболее высоко выброшенные обрывки лавы успевали остыть и падали совершенно твердыми. Тучи тефры относились ветром от лавовых фонтанов. К концу первого дня извержения лавовые фонтаны стали уменьшаться. В то же время вулканическая активность вдоль трещины стала сокращаться, локализуясь лишь в нескольких кратерах.

К вечеру лавовое фонтанирование сохранилось только вдоль 600—700 метровой трещины, но интенсивность его резко возросла. На третий день наиболее интенсивно извержение происходило из двух кратеров. Лавовые фонтаны выбрасывались из одного из них без перерыва на высоту 100—200 м. Этот кратер действовал на протяжении всего извержения. За 155 дней извержения только на город выпало около 2,5 млн. м³ тефры. Большая ее часть была выброшена в период интенсивного лавового фонтанирования в первые дни извержения.

В периоды наиболее интенсивного лавового фонтанирования крупные раскаленные куски лавы выбрасывались на высоту до 600 м, а иногда и более, тогда как лавовые бомбы достигали высоты по крайней мере 2500 м. На склоны вулкана раскаленный материал падал с такой интенсивностью, что иногда создавалось впечатление о движении вниз по склону сплошного потока лавы. Дальность и направление полета раскаленного материала определялись интенсивностью лавового фонтанирования, силой и направлением ветра. Однако ветер не оказывал существенного сопротивления наиболее крупным порциям раскаленного материала, которые летели против него.

Рыхлый вулканический материал, образующийся в процессе лавового фонтанирования, четко разделяется на две группы. Главным по массе извергнутого материала продуктом лавовых фонтанов является мелкая тефра, перенесенная ветром от места извержения на значительное расстояние и выпадающая в холодном состоянии.

Это главным образом пемзовидные шлаки. Условия образования тонкой тефры в этом случае принципиально ничем не отличаются от отложений пеплопадов, возникающих при эксплозивных взрывах большей силы. Другую группу составляет тефра, распространение которой определяется главным образом мощностью лавового фонтанирования и практически не зависит от направления и силы ветра. Расплавленные обрывки лавы падают в непосредственной близости от кратера и большая часть из них принимает участие в строении насыпного вулканического конуса. Это разнообразные бомбы, лапилли и вулканический песок. Во время интенсивного выпадения раскаленного материала на склоны кратера в результате вторичного сплавления формируется монолитный лавовый покров.

Строение обломочного материала, возникшего при лавовом фонтанировании, зависит от многих причин. Помимо особенностей состояния расплава в момент извержения (вязкости, температуры, характера газовой эволюции), большую роль играет наличие в нем разнообразных включений (ксенолитов), величина выброшенных ключев раскаленной лавы и высота, на которую они взлетают. Мелкие куски быстро остывают и падают в твердом состоянии. Крупные, будучи расплавленными и пластичными в течение всего полета, приобретают разнообразную форму. Вулканические бомбы этого типа представлены в основном сильно пористыми породами и шлаками, имеющими отчетливые следы течения и смятия тестообразного материала. Это разнообразные смятые в складки, витые и перекрученные бомбы. Нужно подчеркнуть, что мелкие шлаковые обломки лапиллиевой и песчаной размерности, образующиеся в процессе лавового фонтанирования, морфологически принципиально не отличаются от бомб.

Поверхностная корочка закалки бомб в отличие от внутренних ее частей, состоящих из сильно вспученных гиалобазальтов или тахилитов, более плотная, пронизана тончайшими порами и сложена сидеромелановым стеклом. Местами корочка закалки разорвана трещинками различной величины, морфология которых также свидетельствует о пластичном состоянии материала сильнопористых бомб в момент их падения. Там, где трещин много, и они пересекаются, формируется мелкая, но типичная по форме поверхность "хлебной корки", образующаяся в момент, когда вязкость материала на поверхности бомбы резко возрастает. Строение и особенности формирования бомб разного типа освещены в литературе достаточно подробно [Пийп, 1956; Сирин, 1968]. Однако достаточно проблематичным остается способ образования шарообразных бомб.

В Исландии среди вулканогенных толщ разного возраста шарообразные бомбы встречаются довольно часто. Результаты проведенных исследований позволяют связать их образование с извержением особенно жидких порций лавы при лавовом фонтанировании.

Форма шарообразных бомб довольно типична. Очень часто встречаются правильной формы шары. К этой же группе вулканических бомб отнесены овальные, яйцевидные, эллипсоидальные и другие подобные им образования. Поверхность шарообразных бомб ровная, если не учитывать прилипшие к ней хлопья пористой лавы. На поверхности шарообразных бомб не встречено рельефа типа "хлебной корки". Размер бомб колеблется от 1—2 до 10—30 см. Редко встречаются шары до 0,5 м в поперечнике. Во всех исследованных шарообразных бомбах четко выделяются две части — внутренне ядро и оболочка. Особенности состава и строения ядра и характер его соотношения с оболочкой позволяют разделить шарообразные бомбы на две группы. Первую составляют бомбы, ядром которых служит кусок или скопление мелких обломков шлаков, по составу не отличающиеся от пород оболочки шарообразных бомб и других бомб этого же извержения. Границы оболочки с ядром четкие или неясные, постепенные. Ко второй группе относятся бомбы, в центре которых располагается кусок инородной породы. Это обычно ксенолиты изверженных или более древних, гидротермально измененных эффузивных пород. В центральной части некоторых шарообразных бомб встречены и обломки вулканогенно-осадочных пород. Во всех случаях границы ядра и оболочки очень четкие, облекающие.

У особенно крупных шарообразных бомб, когда мощность оболочки приближается к нескольким сантиметрам или более, в ней появляется неясно выраженная розетковидная столбчатая отдельность. Внутреннее строение бомб последнего типа сходно с внутренней структурой лав подводных извержений.

С поверхности шарообразные бомбы часто покрыты примазками и нашлапками, а в некоторых случаях частично или полностью окутаны слоем пористой, вспененной лавы. В разрезе оболочки шарообразных бомб иногда можно видеть постепенную или, наоборот, очень четкую смену плотных внутренних частей пористой внешней. Наличие двух-трех перемежающихся слоев плотной и пузыристой лавы обуславливает скорлуповатое строение оболочки шарообразных бомб на изломе.

Сильнопористые шлаковые бомбы, так же как бомбы, поверхность которых

разбита трещинами типа "хлебной корки", формируются из более вязких порций магмы. Шарообразные бомбы свидетельствуют о меньшей вязкости расплава. Анализ строения шарообразных бомб позволяет считать наиболее вероятным следующий способ их образования. Формирование таких бомб происходит в процессе извержения наиболее жидких порций расплава. Особенно часто формирование шарообразных бомб происходит тогда, когда в расплавленную лаву попадают твердые или менее пластичные, чем расплав, обломки. Обычно это ксенолиты, а также куски или агрегаты мелких кусочков, представляющих собой по времени несколько более ранний (предыдущая порция выброса расплава) продукт лавового фонтанирования, выброшенных из кратера и упавших обратно в расплав. Выброшенные вверх газовыми струями твердые или полупластичные обломки увлекают за собой порции жидкой лавы. Она окутывает их сплошной оболочкой, сглаживающей грани и углы ядра и в конечном счете стремится приобрести форму правильного шара. Замечено, что наиболее близкую к шару форму имеют те бомбы, у которых мощность оболочки значительно больше поперечника ядра. Яйцевидная эллиптическая или изометрически-овальная форма характерна для бомб, у которых крупные ксенолиты облекаются тонким слоем лавы. Часть бомб, взлетев, падает в кратер, затем выбрасывается вновь. Так может происходить несколько раз. В результате формируется концентрически-зональная структура оболочки. Появление в разрезе тефры слоев, обогащенных шарообразными бомбами, так же как пепловых частиц типа "волос Пеле", указывает на извержение особенно жидких порций магмы. В древних толщах скопления крупных шарообразных бомб могут быть приняты за разновидность подушечной отдельности подводных лав.

Отложения субазральных лавовых фонтанов генетически и пространственно связаны с субазральными лавовыми потоками и отложениями пеплопадов. Тефра, выпадающая недалеко от кратера, часто погребается лавовыми потоками. При длительных извержениях в разрезе наблюдается чередование лав и тефры. В ископаемом состоянии насыпные вулканические сооружения сохраняются редко, поэтому возможны случаи пластовых залежей грубой тефры, состоящей из различного типа бомб, лапиллей и вулканического песка, образовавшихся в результате разрушения и близкого перетолжения еще рыхлых пород вулканического конуса. По простиранию при удалении от центра извержения происходит быстрое уменьшение размера тефровых накоплений лавового фонтанирования, и они замещаются отложениями пеплопадов.

ХАРАКТЕРНЫЕ ЧЕРТЫ ОТЛОЖЕНИЙ ПОДВОДНОЙ ГРАНУЛЯЦИИ И ПУЛЬВЕРИЗАЦИИ РАСПЛАВА

Особенности состава и строения отложений подводной грануляции и пульверизации расплава (подводного лавового фонтанирования) определяются главным образом большой скоростью вспрыскивания магмы в воду.

Наблюдающаяся постепенная смена по простиранию и в разрезе подушечных лав, образовавшихся при спокойном истечении лавы из жерла, сначала гиалокластитами с разобщенными и "плавающими" в них порциями лав подушечной отдельности, а затем уже собственно гиалокластитовыми отложениями свидетельствует о резком изменении режима поступления расплава в воду. В настоящее время еще мало известно о том, как происходят извержения под водой и может ли там происходить лавовое фонтанирование или взрывчатая деятельность, сходная по своему характеру с лавовым фонтанированием на суше. Многими исследователями вообще отрицается возможность подводных взрывов, а извержение рассматривается как спокойное выдавливание в воду порций лавы. При этом обычно имеется в виду, что извержения происходят на достаточно больших глубинах. Действительно на глубине в 1—2 км или даже в несколько сотен метров из-за большого внешнего давления трудно представить возможность взрывчатых извержений. Видимо, именно поэтому на больших глубинах, там, где на поверхность дна выступают непосредственно шаровые лавы, значительные накопления гиалокластитов до сих пор не обнаружены. В то же время для мощных толщ гиалокластитов, образовавшихся на меньших

глубинах, не превышающих первые 100 м, с большой степенью вероятности можно допустить их формирование в результате пульверизации расплава в толщу воды, особенно если иметь в виду, что в субаэральных условиях лавовое фонтанирование часто достигает большой силы и сопровождается выбросами раскаленного материала на высоту до 500–700 м. В литературе уже давно существует представление о возможности формирования некоторых типов гиалокластитов в результате дезинтеграции и пульверизации раскаленного материала в момент его извержения в воду [Cucuzza-Silvestri, 1963; Honnorez, 1961].

Во время извержения на о-ве Хеймаэй в 1973 г. около него в море было зарегистрировано три кратковременных подводных извержения. На глубине 5–10 м извержение носило эксплозивный характер, и из воды поднимались столбы пара и пепла. При извержении на глубине в 30–40 м на поверхности было отмечено только сильное турбулентное движение воды. В процессе одного из извержений через слой воды, как уже отмечалось выше [Einarsson, 1974], хорошо было видно свечение раскаленной лавы. Это явление наблюдалось, видимо, в результате постоянного и быстрого внедрения в воду новых порций раскаленного светящегося расплава и удаления течением воды обломков, покрытых темной коркой.

Изучение строения мощных толщ гиалокластитов Южной Исландии позволяет также прийти к выводу, что образование их происходило скорее всего в результате быстрого поступления и дезинтеграции магмы в толщу воды. Толщи гиалокластитов здесь парагенетически связаны с подушечными лавами. Лавы эти плотные, с небольшим количеством газовых пустот. Однако образовались они на относительно небольшой глубине, о чем свидетельствует переслаивание их в разрезе с основными моренами, отложенными ледниками, спускавшимися в море. Подушечные лавы в виде линз или куполообразных построек залегают в основании толщ гиалокластитов или располагаются внутри них. В непосредственной близости от лав, в толще вулканокластического материала, в большом количестве встречаются изолированные шаровые образования размером от первых до нескольких сантиметров в поперечнике. Крупные шаровые образования по внутренней структуре напоминают отдельные индивидуумы подушечной отдельности, а более мелкие отличаются плотным внутренним ядром. С поверхности шары покрыты стекловатой коркой закалки. По мере удаления от лавовых накоплений количество и размер шаровых образований уменьшаются. Основная масса гиалокластитов сложена осколками сидеромеланового стекла и неправильными (округлыми и изометрическими, остроугольными) обломками гиалобазальтов. Наиболее крупные куски гиалобазальтов (до 10–15 см по длинной оси) со всех сторон окутаны стекловатой (сидеромелановой) коркой закалки. Мелкие куски гиалобазальтов (1–3 см и менее) часто несут остатки такой же стекловатой корочки, сохранившейся только с одной или нескольких сторон обломков. Образовались они, видимо, в результате взрыва и раздробления обломков большого размера. В крупных обломках гиалобазальтов иногда можно различить элементы флюидальной структуры.

По объему подушечные лавы значительно уступают гиалокластитам, ассоциирующим с ними. Поэтому формирование последних нельзя связывать с процессом шелушения стекловатой корки подушечных лав. Более того, рассматриваемые отложения четко отличаются от десквамационных гиалокластитов по структурным особенностям. Для последних, как уже указывалось, характерно наличие отчетливых следов пластического течения материала на поверхности подушек в момент их образования.

Исходя из имеющихся данных, можно думать, что при небольших скоростях подачи расплава под водой возникают главным образом лавовые толщи с подушечной отдельностью. Если же расплавленный материал внедряется в воду с большой скоростью, то происходит его пульверизация и грануляция. При этом наиболее крупные порции раскаленного материала при низкой его вязкости образуют изолированные шары, а если вязкость была достаточно большой, то раскаленная лава распадалась на изометрические куски, которые с поверхности, как и шары, покрывались стекловатой коркой закалки. В результате интенсивного парообразования дезинтегрированные порции расплава взрывались и распадалась на мелкие куски, разносившиеся турбулентными течениями.

Необходимо подчеркнуть, что при субазральном лавовом фонтанировании и подводной пульверизации расплава происходит образование шаровых тел, но по своему строению они четко отличаются друг от друга. Субаквальные шаровые образования гранулированной лавы всегда окутаны сидеромелановой коркой, которая отсутствует у субазральных шарообразных бомб. Субаквальные образования во внутренних частях сложены плотной лавой, тогда как для субазральных шарообразных бомб характерна большая пористость центральных, а иногда и периферических частей. В подводной обстановке шары образуются без участия ксенолитов, как это обычно имеет место при субазральном лавовом фонтанировании. Гиалокласты подводной пульверизации, как и отложения субазральных лавовых фонтанов, парагенетически связаны с лавовыми накоплениями. На суше это лавовые потоки и покровы, под водой — подушечные лавы.

Таким образом, в отличие от монолитных субазральных лавовых толщ при извержении базальтов на мелководье формируются подушечные лавы и брекчии, десквамационные и импульверизационные гиалокластиты и гидроэксплозивные туфы. Подушечные лавы образуются при спокойном и медленном истечении магмы. Подушечные брекчии, так же как десквамационные гиалокластиты, формируются в результате разрушения подушечных лав. Особенности состава и строения импульверизационных гиалокластитов (продуктов подводного лавового фонтанирования) определяются главным образом большой скоростью впрыскивания магмы в воду. Гидроэксплозивные туфы формируются в процессе фреатических эксплозий в тот период, когда кратер вулканической постройки поднимается до уровня воды. При дальнейшем его повышении и прекращении доступа воды в кратер эксплозивная деятельность сменяется эффузивной и на поверхность насыпного конуса изливаются потоки субазральной лавы.

Особенности строения и условий залегания подушечных лав, гиалокластов и туфов могут быть использованы для уточнения обстановок накопления. Мощные толщи базальтовой гиалокластики указывают на мелководную обстановку накопления вмещающих их отложений. Подушечные лавы, пронизанные огромным количеством газовых пустот, образуются на очень небольших глубинах, не более первых десятков метров. Монолитные лавы подушечной отдельности свидетельствуют об извержении на больших глубинах. Типоморфным компонентом гиалокластов и гидроэксплозивных туфов является сидеромелан — стекло, образующееся при быстром остывании базальтовой расплава. Десквамационные, импульверизационные гиалокластиты и гидроэксплозивные туфы отличаются по структурным признакам, отражающим основные особенности их образования.

Закономерное парагенетическое сочетание названных типов вулканогенных отложений с потоками лав, субазральными и морскими тефроидами и туффитами характерно для вулканогенно-осадочной мелководно-морской формации, современные и древние отложения которой известны в Исландии.

ХАРАКТЕРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И СТРОЕНИЯ ЛЕДНИКОВОГО И СУБАЗРАЛЬНОГО КОМПЛЕКСА ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И ЕГО СУБАКВАЛЬНЫХ АНАЛОГОВ

В составе наземных вулканогенно-осадочных толщ Исландии четко выделяется группа парагенетически связанных отложений, состоящая из склоновых, селевых и озерных образований. Возникновение и парагенетическая связь этих отложений обусловлены наличием здесь уже в плиоцене мощных ледниковых покровов и образованием в результате подледных извержений крупных озерных бассейнов и мощных кратковременных потоков талых вод. Склоновые отложения формируются в субазральной и субаквальной обстановках, но наиболее мощные скопления их известны на склонах подводных вулканических сооружений. При подледных извержениях образуются мощные селевые потоки (йекульхлаупы), выносящие огромные массы каменного материала. Меньшего масштаба и более редкие сели в Исландии образуются в результате выбросов больших масс пирокластиков в долины рек. При извержении внутри ледниковых покровов образуются крупные озерные бассейны,

в которых отложения тесно связаны с вулканитами субаквальных и гидроксплозивных извержений, поставлявших в озера основную массу кластического материала. Ниже рассматриваются основные черты этого парагенетического комплекса, причем для более полной характеристики условий их образования оказалось необходимым привлечь наблюдения, сделанные не только при подледных, но также и при мелководных морских извержениях, с которыми у них много общих черт.

Группа склоновых отложений

Склоновые отложения Исландии четко подразделяются на две группы. Одну, наиболее широко распространенную, составляют склоновые образования, формирование которых происходит одновременно с вулканическими извержениями. В разрезе склоновые отложения такого типа сочетаются с различными вулканитами, образовавшимися в результате одного или серии близких по времени вулканических извержений. Эти склоновые отложения синхронны образованиям вулканических пород, по которым они развиты. Другую группу составляют склоновые образования, формирование которых связано с разрушением относительно древних вулканогенных отложений, эта группа отложений рассматриваться здесь не будет.

В составе отложений, синхронных вулканическим извержениям, выделено два типа склоновых образований — подводный и субаэральный коллювий. Появление и формирование их не только связано с работой экзогенных факторов, а в значительной степени обусловлено особенностями вулканических извержений в ледовой и подводной обстановках. Большое количество гравитационного обломочного материала накапливается у подножия крупных куполообразных подводных лавовых образований (подушечные брекчии) или во фронтальной части субаэральных лавовых потоков, стекавших в бассейн (отложения типа Foreset-bedded). В отличие от гравитационных накоплений, образующихся при разрушении древних вулканогенных толщ, эти отложения будут называться подводным гравитационным вулканоколлювием. При гидроксплозивных извержениях над поверхностью воды поднимаются насыпные вулканические конусы. С первых мгновений образования на их поверхности в результате выплескивания воды из кратера или во время дождей начинается переотложение рыхлого туфа вниз по склону и формирование тефроделювия. Здесь же, у подножия отвесных абразионных обрывов, сложенных рыхлыми туфами, формируется гравитационный тефроколлювий. Тефроделювий и гравитационный тефроколлювий входят в состав субаэрального коллювия.

Условия образования и строение подводного вулканоколлювия изучены слабо. В настоящее время можно выделить две разновидности подводного гравитационного вулканоколлювия. Одна из них генетически связана с формированием подушечных лав. На склонах больших масс подушечных лав нередко располагаются шлейфы подушечных брекчий. Форма подушечных брекчий не оставляет сомнений в том, что они являются фрагментами разломанных подушек. Среди крупных обломков часто присутствуют отдельные элементы розетковидной отдельности, характерной для подушечных лав. На одной из торцовых поверхностей таких обломков иногда сохраняется стекловатая корка закалки. Нередко встречаются разнообразные обломки, представляющие собой целые подушки или крупные их части. Подушечные брекчии встречаются только по периферии скоплений подушечных лав. Обломочный материал брекчий не сортирован.

Формирование подушечных брекчий связано с разрушением периферических частей лавовой постройки в результате сильных толчков и сотрясений, возникающих при вулканических извержениях. Отторвавшиеся от общей массы подушки скатываются вниз. Часть их при этом разламывается и распадается на отдельные остроугольные куски. В слоях, непосредственно прилегающих к подушечным лавам, брекчии перемешаны или переслаиваются с десквамационной гиалокластикой (продуктами шелушения стекловатой корки подушечных лав) или туфами. Подушечные брекчии, слагающие шлейфы подводных лавовых построек, не содержат связующей их тонкозернистой массы, если во время их образования не происходило образование и осаждение сквозь толщу воды пеплового материала. Подушечные брекчии

нередко накапливаются синхронно с эксплозивным извержением и в большем или меньшем количестве бывают смешаны с туфовым материалом. В этом случае обломки подушечных лав часто не соприкасаются друг с другом, а "плавают" в туфовом матриксе. В туфовых толщах или в других отложениях, непосредственно примыкающих к крутым склонам подводных лавовых построек, отложения подводного гравитационного вулканоколлювия образуют маломощные горизонты, сложенные обломками подушечных лав, иногда целыми подушками, скатившимися со склонов лавовой постройки.

Подушечные брекчии, по структурным особенностям аналогичные подводным, образуются и в субазральной обстановке, при разрушении древних подушечных лав. Здесь шлейф субазрального гравитационного коллювия также состоит из остроугольных изометричных, квадратных, брусковидных обломков, покрытых с торцевой стороны, бывшей когда-то поверхностью подушки, стекловатой коркой закалки. Сравнение структурных особенностей гравитационного коллювия, накапливающегося на субазральных и подводных склонах накопления подушечных лав, указывает на сходство механизма их формирования в результате обрушения и размывания отдельных подушек.

Другая разновидность подводного гравитационного вулканоколлювия генетически связана с субазральными лавами и возникает в результате дробления лавовых потоков, стекавших в море. Медленно текущие лавовые потоки в зоне прибоя в результате вторичных эксплозивных взрывов разрушаются с образованием больших масс рыхлого материала (псевдотефры). При дезинтеграции потоков, продвинувшихся дальше в море, возникают несортированные крупно- и грубозернистые (до глыбовых) брекчии (отложения типа Foreset-bedded). Отложения этого типа иногда достигают значительных мощностей. Для них характерно наличие грубой наклонной слоистости. Отложения эти состоят из угловатых обломков разного размера (от долей до нескольких десятков сантиметров и даже более). Грубообломочный брекчиевый материал переслаивается с линзами и прослоями средне- и тонкозернистых пород, состоящих из мелких остроугольных обломков гиалобазальтов.

В строении вулканических построек встречаются сложные сочетания разных типов подводного коллювия. При внедрении лавы в рыхлую часть вулканической постройки коллювиальные отложения могут оказаться пространственно связанными с линзами и прослоями подушечных лав или массивных силлов.

Опыт изучения острова-вулкана Суртсей [Thorarinsson, 1966], а также наблюдения, проведенные на о-ве Хеймаэй в 1973 г., показали, что во фронтальной части лавовых потоков, выдвигающихся в море, раздробленный лавовый материал быстро, буквально в течение нескольких месяцев, окатывается, и формируются пляжевые отложения с хорошо окатанным валунным и крупногалечным материалом. Очевидно, что эти отложения вниз по подводному склону вулканического сооружения могут сменяться необработанными брекчиями гравитационного вулканоколлювия.

В составе субазрального вулканогенно-осадочного коллювия сейчас могут быть выделены тефроделювий и гравитационный тефроколлювий. Анализ строения современных и древних вулканических построек, возникших при гидроэксплозивных извержениях, показывает большую роль в строении насыпных конусов отложений плоскостного смыва. Формирование тефроделювия начинается с момента образования вулканического конуса, сложенного рыхлыми туфами. В периоды между эксплозиями рыхлый материал перемещается по склону многочисленными струйками воды, возникающими во время дождей или при выплескивании воды из кратера. Формирующиеся при этом отложения отличаются от непереработанных туфов рядом признаков. Тефроделювиальные отложения облекают склоны вулканической постройки, а там, где она была частично разрушена, залегают на довольно крутых склонах, достигающих 35–40°, и обладают хорошо выраженной наклонной параллельно склону тонкой слоистостью, часто имеющей линзовидный характер. От подстилающих туфов отложения тефроделювия можно отличать по наличию в них мелких туфовых шариков-катунов, которые по своему внешнему виду и внутреннему строению сходны с образованиями, известными в литературе как пизолиты, пепло-

вые лапилли или пепловый град [Ботвинкина, 1974]. Размер шариков колеблется от нескольких миллиметров до 1–2 см. Ядром их обычно служат мелкие кусочки лавы или обломки пемзы. Обволакивающий ядро туфовый материал имеет отчетливое концентрически-скорлуповатое строение. Важно подчеркнуть, что туфовым материалом обволакиваются кусочки только песчаной размерности. Более крупные обломки не имеют такой оболочки. В то же время в основании крупных обломков нередко можно видеть следы вдавливания и смятия подстилающих слоев. В туфах шарики-катуны не встречаются. Генетическая связь шариков-катунов с делювиальными отложениями подчеркивается еще тем, что размер и общее количество их находятся в зависимости от величины уклона древней поверхности. Чем круче был уклон поверхности, на которой формировался тефроделювий, тем чаще встречаются туфовые шарики, а средний размер их больше. На пологих участках делювиального чехла они отсутствуют.

С учетом вышеизложенного, можно сделать вывод о том, что образование туфовых шариков-катунов происходило в процессе формирования делювиального покрова. При движении вниз по достаточно крутому склону мелкие песчинки перекачивались и обволакивались туфовым материалом, тогда как более крупные, вымывавшиеся из туфа или выпадавшие из воздуха при извержении, утопали в рыхлом материале, застревали в нем и медленно двигались затем вниз по склону вместе с основной массой переотлагавшегося туфа. Сложноизогнутая, с многочисленными выступами поверхность песчано-алевритовых частиц пепла обусловила слипание и достаточно прочное сцепление этих частиц при смывании туфового материала вниз по склону.

Отложения субазального гравитационного тефроколлювия, по-видимому, характерны только для субаквальных вулканических извержений, при которых надводная часть туфовой постройки постоянно разрушается в волноприбойной зоне. Формирование гравитационных отложений происходит у основания вертикальных обрывов, выработанных волнами в рыхлых туфах. В ископаемом состоянии эти отложения сохраняются редко, так как осыпавшийся со склонов материал быстро перемывается и откладывается в подводных условиях.

Склоновые отложения, синхронные вулканическим извержениям, не образуют обычно мощных толщ и в общем не играют большой роли в строении каких-либо геологических сооружений. Однако выявление их важно для уточнения некоторых особенностей строения и развития вулканических сооружений, а характер соотношения с другими типами отложений помогает установить основные черты обстановки вулканических извержений.

Группа селевых отложений

В Исландии йекульхлаупами называют бурные катастрофические потоки талой ледниковой воды, сопровождающиеся иногда частичным разрушением ледникового покрова и выносом на приледниковую равнину больших масс льда. Такие потоки в Исландии возникают в результате вулканических извержений подо льдом, а также при спуске приледниковых озер. В этой работе отложениями йекульхлаупов названы только те, которые связаны с подледной вулканической деятельностью. Селевые отложения, образовавшиеся в результате спуска приледниковых озер, отнесены к осадочным отложениям гляциоселей. Селевые отложения, возникшие во время вулканической деятельности во внеледниковой обстановке, называются лахарами.

Имеющиеся в настоящее время сведения о йекульхлаупах показывают, что возможно несколько способов их образования.

При одном из них катастрофические водные потоки возникают в результате извержения, происходящего или подо льдом или при вытекании расплавленного материала на лед и снег. В этом случае йекульхлаупы всегда сопровождаются вулканическими извержениями, предшествовавшими паводку. Йекульхлаупы этого типа отличаются относительно небольшими максимальными расходами воды и небольшой продолжительностью паводка.

Другой тип йекульхлаупов всегда связан с подледным вулканическим извержением гидроэкспловзивного типа и выбросом большого количества сидеромеланового туфового материала. Эти йекульхлаупы кратковременные, продолжительность их не более одного дня, а максимальные расходы воды очень большие. Гидроэкспловзивный характер извержения и огромные массы сбрасываемой воды указывают на существование подледного водяного бассейна, расположенного в прикратерной части, возможно в кальдере действующего вулкана. Талая вода накапливается в кальдере между извержениями в результате подледной абляции, вызываемой гидротермальными процессами. Извержение вызывает разрушение ледяного барьера и спуск внутриледникового озера.

Йекульхлаупы третьего типа не всегда сопровождаются видимыми на поверхности вулканическими извержениями. Особенности формирования паводков этого типа могут быть проиллюстрированы на примере вулкана Гримсвотен, расположенного под ледниковым покровом Ватнайекудль. Между извержениями огромные массы воды (до 7 км^3) скапливаются в крупной кальдерообразной депрессии, покрытой с поверхности льдом. Установлено, что после йекульхлаупов уровень льда внутри депрессии опускается. Большие сбросы воды с максимальными расходами до $50\,000 \text{ м}^3/\text{с}$ сопровождались обычно вулканическими извержениями и мощными пеплопадами. В последние столетия большие прорывы происходили периодически, с интервалами около 10 лет. В последние десятилетия катастрофические паводки происходят чаще, с периодичностью около 5 лет. Общий объем сбрасываемых вод уменьшился вдвое. За исключением паводка 1945 г. они не сопровождаются видимыми вулканическими извержениями. Таяние льда и накопление воды в кальдере вулкана Гримсвотен в периоды между извержениями вызывается поверхностной абляцией, а также частично в результате выделения подземного тепла в процессе сольфатарной и фумарольной деятельности. Прорыв вод начинается тогда, когда ледяной барьер всплывает. Именно с этим явлением связывается периодичность проявления йекульхлаупов. Большой сброс воды, резко снижая давление в кальдере, возможно, обуславливает начало вулканического извержения. В последнее время в связи с общим более интенсивным таянием льда мощность ледниковых барьеров, подпруживающих воду, уменьшилась. Как следствие этого йекульхлаупы стали чаще, а общий объем сбрасываемой воды меньше, так как более легкий барьер стал всплывать легче. Возможно, по этой же причине значительное понижение внешнего давления в кальдере уже не приводит к вулканическим извержениям.

Основное отличие йекульхлаупов от всех вулкано-селевых потоков другого типа обусловлено их связью с ледниковыми покровами и возникающими в связи с этим особенностями формирования отложений. Особенности эти заключаются в том, что часть ледникового покрова, взломанная и разрушенная мощными подледными потоками, выносятся далеко за пределы вулканических сооружений. Сильные землетрясения, сопровождающие вулканические извержения, также способствуют разрушению ледников. В зависимости от рельефа и мощности паводка могут образовываться разные типы отложений. Так, например, крупные глыбы льда и айсберги транспортируются главными водными артериями, глубина которых может достигать 30 м. Айсберги сгуживаются или образуют ледяные барьеры там, где несущая сила потока резко ослабевает. Иногда они располагаются цепочкой по краю основного потока. Водные потоки, распластывающиеся на поверхности зандровых равнин, способны переносить только небольшие блоки льда и рыхлый каменный материал, перемешанный со льдом.

В качестве примера строения отложений йекульхлаупов, распластывающихся на поверхности зандровых равнин, можно сослаться на отложения, образовавшиеся вблизи ледников Фалльйекудль и Ротарфьядль при последнем извержении вулкана Эрайвайекудль в 1362 г. [Гептнер, Лаврушин, 1972]. Отложения йекульхлаупа у ледника Фалльйекудль слагают обширный конус выноса. С поверхности этот конус сложен мелковалунным и галечниковым материалом и представляет собой полого наклонную относительно ровную поверхность, на которой беспорядочно разбросаны крупные глыбы базальтов. Сочетание глыб, имеющих объем в несколько кубических метров, с мелковалунным и галечниковым материалом может быть

объяснено только привнесом их блоками льда. Формирование этого конуса связано с водокаменным потоком, переносившим отдельные глыбы и блоки льда с вмержшим в них моренным материалом. Вблизи ледника Ротарфьядль главными особенностями морфологии конуса являются мелкогрядовый рельеф, большой уклон поверхности конуса, а также врезанное в конус на глубину 3—4 м сухое русло шириной до 120—150 м. Высота грядок изменяется от 0,5 до 1,5 м, и большинство из них имеет в плане серповидно изогнутую форму. Ориентированы они почти поперек к основному направлению формировавшего конус потока. С поверхности грядки усыпаны глыбовым материалом, и сочетание их в плане по существу не отличается от микроделът грязе-каменного селевого потока, который, по мере поступательного движения, постепенно сбрасывал несомый им материал. Таким образом, основную часть конуса йекульхлаупа вблизи ледника Ротарфьядль можно рассматривать как конус выноса грязе-каменного потока, растекающегося на прилегающей равнине. Более поздний этап в развитии конуса был связан с формированием упоминавшегося выше сухого русла. Поток, перерабатывающий селевой конус, выносил большое количество вулканических шлаков красного и черного цвета, что, видимо, свидетельствует уже об субазральном вулканическом извержении, происходившем одновременно с заключительными стадиями йекульхлаупа.

Там, где бурными потоками были вынесены крупные глыбы льда и айсберги, образуются накопления, которые по составу и формам рельефа очень похожи на отложения, формирующиеся при таянии "мертвого" льда в периферической части выводных ледников. Но в данном случае эти отложения оказываются удаленными на много километров от внешнего края конечных морен. Айсберговые отложения йекульхлаупа в долине р. Йекульсау от современного края ледника удалены на расстояние в несколько километров, а моренный материал, вытаявший из айсбергов йекульхлаупа при извержении вулкана Катла в 1755 г. располагается в 10 км от современного края ледника.

На поверхности зандровой равнины у выхода р. Йекульсау, вытекающей из-под выводного ледника Солхеймаекудль, разбросано большое количество крупных блоков разнообразных пород, в том числе и неплотных туфогенных пород. В области распространения крупных обломков поверхность зандров за пределами современного русла реки покрыта 20—30-сантиметровым слоем плохо сортированных пылеватых песков и гравийников с большим количеством рассеянных обломков галечно-валунной размерности. У выхода из троговой долины на зандровую равнину, к западу от реки, располагается область холмистого рельефа. Это сложные и прихотливые сочетания островерхих холмов и гряд, сложенных разнотекстурным несортированным материалом. На склонах холмов и между ними лежит большое количество крупных глыб разнообразных пород. Важно подчеркнуть присутствие и в этих отложениях большого количества крупных обломков и глыб неплотных туфогенных пород, которые могли быть перенесены только в мерзлом состоянии. Попадая в реку сейчас, они быстро размываются, а мелкие обломки окатываются.

Отложения йекульхлаупа р. Йекульсау, таким образом, подразделяются на два типа. Один — это уже рассмотренные отложения водо-каменного или грязе-каменного потока, слагающие обширный конус выноса. Другой, располагающийся у выхода реки из троговой долины, сложен, по сути дела, моренными отложениями, вытаявшими из крупных глыб льда, перенесенных сюда паводком. Этот тип можно назвать айсберговыми отложениями йекульхлаупов. Скопление их у устья троговой долины связано с распластыванием потока на поверхности зандровой долины и оседанием айсбергов на мель.

Современные и четвертичные водно-ледниковые отложения широко развиты во многих частях Исландии. Наиболее крупные образования этого типа распространены на юге Исландии, поблизости от ледника Ватнайекудль в виде обширных, слабо наклонных равнин. Самая крупная зандровая равнина Скейдараурсандур протягивается с севера, от ледника Скейдараурейкудль, на юг до берега моря почти на 30 км, а с запада на восток — на 50 км. В других частях страны преобладают длинные зандры, выстилающие широкие днища долин.

Вынесенные бурными потоками йекульхлаупов на зандровую равнину крупные

ледяные глыбы быстро заносятся рыхлыми наносами, а более мелкие блоки льда могут быть захороненными целиком. Если лед содержал небольшое количество моренного материала или был совершенно чистым, то при вытаивании его на поверхности образуются крупные западины, воронки округлой и овальной формы глубиной до 3—4 м. Глубина этих воронок соответствует приблизительно той мощности рыхлого материала, который был отложен йекульхлаупом в этом месте с момента остановки движения ледяных глыб. Располагаются воронки группами, иногда они рассеяны на поверхности зандров или вытягиваются цепочками по направлению движения водных потоков. Наличие таких воронок среди современных зандров указывает на большую роль в их формировании катастрофических водных потоков, возникших при подледных извержениях.

В литературе исландские зандры часто рассматриваются как современный тип флювиогляциальных отложений, образующихся по периферии крупных ледниковых покровов. Однако ряд особенностей строения этих зандров не позволяет рассматривать их как обобщенный тип водных отложений, формирующихся на периферии ледникового покрова. Специфика их состоит в том, что образуются они в районе интенсивных вулканических извержений и, что особенно важно подчеркнуть, подледных извержений. Возникающие при этом катастрофические водные потоки затопляют одновременно огромные пространства зандров и обуславливают появление в их составе грубых, часто несортированных глыбово-валунных отложений, основные особенности строения и состав которых были отмечены ниже. Во время йекульхлаупов вся поверхность зандров подвергается интенсивной переработке. Собственно флювиогляциальные отложения в обычном понимании образуются только в периоды между извержениями, когда сток талых вод концентрируется в пределах отдельных русел. Однако и в этом случае в результате перемыва и переотложения накоплений йекульхлаупов в периферической части зандров, среди песчаных и мелкогалечных толщ появляются включения крупных валунов и даже глыб.

Конечно, в ископаемом состоянии положительные и тем более отрицательные формы рельефа отложений йекульхлаупов вряд ли могут быть встречены часто. Располагаясь обычно на приледниковых флювиогляциальных равнинах, эти отложения быстро размываются, переотлагаются и приобретают вид обычных водно-ледниковых накоплений. Однако некоторые признаки, установленные на основании изучения современных примеров, позволяют достаточно четко диагностировать отложения вулканогляциоселей и среди древних толщ. Отложения йекульхлаупов легко выявляются, например, когда среди слоистых водно-ледниковых образований появляются гнездообразные скопления несортированного крупноглыбового материала, в составе которого, помимо прочных пород, присутствуют также неплотные туфы и туффиты.

Периферические части конусов выноса йекульхлаупов могут быть обогащены хорошо окатанным, заимствованным из флювиогляциальных отложений валунно-галечниковым материалом. Часто в этом случае, во вмещающих их прибрежно-морских отложениях на том же стратиграфическом уровне наблюдаются многочисленные деформации слоистости типа оползания рыхлого, насыщенного водой осадка. Сочетание в разрезе линз и прослоев грубого, часто плохо сортированного материала с вмещающими тонкозернистыми отложениями, со складками оползания, может рассматриваться как свидетельство синхронных селям землетрясений, происходивших во время подледных вулканических извержений.

В древних толщах Исландии селевые отложения встречены среди мощных флювиогляциальных конусов выноса и прибрежно-морских пород вулканогенно-осадочной мелководной ледниково-морской формации (формация Брейдавик), а также среди вулканогенно-ледниковых отложений формаций Лакагигар и Ломагнупар [Гептнер, 1977а]. Вулканоледниковый характер селевых накоплений во всех случаях установлен на основании существования латеральных и (или) вертикальных контактов их с ледниковыми и водно-ледниковыми образованиями, с одной стороны, и обогащения вмещающих отложений туфовым материалом или соотношения в разрезе с субквально-вулканитами (подушечными лавами, гидроэксплозивными туфами), — с другой.

Как уже указывалось выше, лахарами в настоящей работе называются грязевые и водо-каменные потоки, возникшие в результате мощных эксплозий и сбрасывания на склоны вулканов и в речные долины больших количеств разнообразной тефры, в том числе и пемзы. Пересыщаяся водой, особенно при сильных дождях, связанных с конденсацией выбрасываемых вулканом масс водяного пара, эта тефра и дает начало лахарам. В Исландии лахары сейчас и, видимо, в прошлом могли образовываться только в окрестностях тех вулканов, которые извергали большие массы пирокластического материала. Сейчас лахары часто возникают при извержении Геклы [Thorarinsson, 1967c].

Скатываясь со склонов вулкана и попадая в реку, рыхлый материал может подпрудить ее на какое-то время, а затем под напором больших масс скатившейся воды, выносится далеко вниз по долине. Один из таких лахаров произошел при извержении вулкана Гекла в апреле 1766 г. Извержение началось выбросом огромного количества кислой пирокластики ($62\% \text{SiO}_2$). Всего при этом извержении было выброшено около 400 млн. м^3 рыхлого ювенильного материала. На некоторое время р. Рангау-Итри оказалась запруженной выпавшей тефрой. Затем смесь воды и тефры ринулась вниз по долине. Эта река и текущая параллельно с ней р. Тьорсау вынесли в море огромное количество пемзы. Большое количество ее отложилось вдоль морского берега западнее устья вплоть до мыса Рейкьянес. Позднее морские течения разнесли пемзу вокруг Исландии. С апреля по октябрь в море, к югу от Исландии, плавали крупные и настолько плотные скопления пемзы, что гребные лодки не могли пройти сквозь них.

При попадании больших масс горячей тефры в воду возникают горячие лахары. При очень мощных пеплопадах реки на поверхности воды несут такое большое количество пемзы и другого пирокластического материала, что становится невозможным добраться до воды. В ископаемом состоянии лахаровые накопления нередко бывает трудно отличить от отложений йекульхлаупов. Большое количество кислой тефры и одновременное отсутствие следов существования ледников могут дать основание относить селевые отложения к лахарам. Отложения этого типа особенно широко развиты в областях кислого вулканизма, где эксплозивный тип активности преобладает.

ОЗЕРНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

По способу образования среди современных и ископаемых озер Исландии можно различить следующие типы: образовавшиеся на месте тектонических впадин, подпруженные лавовыми потоками, кальдерные, ледниковые с рядом подтипов (интрагляциальные, приледниковые, подпруженные конечными моренами или ледниковыми лопастями, термокарстовые, экзарационные) и прибрежные лагунные озера. За исключением интрагляциальных, главную роль в формировании различных типов озерных отложений играют климат, рельеф, особенности состава пород, слагающих водосборную площадь озера, и в меньшей степени его положение по отношению к активным вулканическим центрам. Интрагляциальные озера генетически связаны с подледными извержениями, а отложения их целиком состоят из выпавшего в воду эксплозивного материала.

Влияние климатических условий на характер озерных отложений особенно ярко проявляется при сравнении доледниковых и ледниковых озерных отложений. Озерные отложения, формировавшиеся в условиях умеренно-теплого климата, сложены тонкозернистыми песчаниками и алевритами иногда с большим количеством растительного детрита. В латеральном и вертикальном направлениях они замещаются болотными угленосными и лигнитоносными отложениями. Озерные отложения этого типа широко распространены среди миоценовых толщ платобазальтов. Озерные отложения ледниковых эпох существенно отличаются более грубозернистым составом слагающих их пород. В районах, непосредственно примыкающих к краевой зоне ледника, наряду с песчано-алевритовым материалом нередко отлагается более грубый вплоть до гравийного и галечного, вынесенный в озеро талыми водами. По мере удаления от края ледника озерные отложения становятся более тонкозернистыми с характерной тонкой ритмичной слоистостью, обусловленной чере-

дованием осадков разного гранулометрического состава (пелиты, алевроиты, тонкозернистые пески). Общей чертой озерных отложений ледниковых эпох является наличие в них рассеянного "плавающего" валунно-галечного материала со следами ледниковой штриховки, вытаявшего и упавшего на дно из плавающего льда. Изучение осадконакопления в современных приледниковых озерах показывает заметную роль в составе их отложений золотого мелкозема, образующего прослой мощностью в 1—2 см, чередующиеся в разрезе с грубозернистым песком (мощностью 10—15 см) [Вогаски, 1973]. Озерные отложения ледниковых эпох по простиранию и в разрезе фациально замещаются различными ледниковыми образованиями (моренами, отложениями йекульхлаупов и талых ледниковых вод).

Но особенно сильно изменяет характер строения озерных отложений вулканическая деятельность. При подводных извержениях в кратерных и интрагляциальных (внутриледниковых) озерах возникают тесные фациальные соотношения вулканогенно-осадочных и вулканогенных отложений. Нередко в кратерных и во внутриледниковых озерных водоемах вулканогенно-осадочные компоненты отложений играют незначительную роль или могут отсутствовать совершенно в том случае, когда озеро оказывается целиком заполненным вулканогенными породами (подушечными лавами, туфами).

Форма и характер отложений внутриледниковых бассейнов полностью зависят от типа и интенсивности извержения в толще льда. При центральных извержениях возникали изометричные бассейны, с вулканическим очагом в центральной части. Трещинные извержения вызывали возникновение узких, вытянутых на километры бассейнов. В том и другом случае ход внутриледникового извержения условно можно разделить на три этапа: субгляциальный, интрагляциальный и субазальный. Во время каждого этапа образуется определенный характерный комплекс вулканитов и сочетающихся с ними вулканогенно-осадочных отложений. При достаточной продолжительности и интенсивности извержений в разрезе наблюдается последовательная стратиграфическая смена отложений субгляциального этапа интрагляциальным и субазальным. Естественно, извержение может окончиться на любом из этих этапов.

Как указывалось выше, продукты субгляциальных извержений по строению и составу трудно отличить от настоящих субаквальных мелководных излияний. Магма, внедряющаяся в толщу льда, образует скопления сильно пористых подушечных лав и брекчий. На этой стадии с лавовыми накоплениями ассоциируются десквамационные гиалокластиты и гравитационный вулканоколлювий.

При достаточно большой интенсивности и продолжительности извержения или серии одновременных извержений ледниковый покров растапливался на большой территории и формировалось внутриледниковое озеро. С этого момента наступал интрагляциальный этап вулканической деятельности. Субаквальные извержения, в результате которых образовалось основание вулканической постройки, сложенное подушечными лавами и брекчиями, сменились гидроэксплозиями, в процессе которых в озерах выпадало большое количество стекловатой базальтовой (сидеромелановой) тефры. Мощный ледяной покров, слагавший берега озерного бассейна, предотвращал поступление в него продуктов переотложения более древних пород, а переотложение тефры по периферии вулкана приводило к образованию озерных тефроидов и туффитов чрезвычайно однообразного состава. Тонкослоистые сидеромелановые тефроиды с хорошо выраженными знаками волновой ряби в разрезе переслаиваются с туфами тонко- и грубозернистыми, с горизонтами тефроидов, обогащенных обломками, а иногда и целыми мелкими подушками лав, скатившимися с крутых склонов лавовой постройки. Нередко спокойное залегание озерных отложений, облекающих склоны вулканической постройки, осложнено крупными и многочисленными складками оползания, возникшими, видимо, в результате землетрясений во время вулканических извержений.

Интрагляциальные озерные отложения состоят из чередования пачек и слоев туфов и тефроидов разного гранулометрического состава, отличающихся различной степенью сортировки. Неслоистые однородные туфы и тефроиды в разрезе переслаиваются с пачками, в которых четко выражена градиционная слоистость. Возникно-

вание подобного характера напластования в толще, отвечающей одному этапу извержения, происходит в результате прерывистого характера гидроэксплозивной деятельности подводных вулканов. Частое чередование эксплозий разной силы с периодами покоя хорошо иллюстрируется данными, полученными С. Тораринссоном во время извержения подводного вулкана Сиртлингур [Thorarinsson, 1966]. За 2 ч 20 мин извержения было зафиксировано более 180 единичных эксплозий, чередующихся с 12–20-минутными интервалами непрерывных выбросов тефры. Отдельные эксплозии также могут быть сгруппированы в периоды частых извержений продолжительностью в 10–15 мин, сменяющиеся 5–10-минутными периодами покоя. Эта частая смена эксплозий и кратковременных периодов покоя находит свое отражение в строении образующихся слоистых толщ. Во время непрерывных продолжительных выбросов на дно одновременно опускается большое количество пирокластического материала разной размерности и формируются слои несортированной тефры. В случае отдельных эксплозий, разделенных большими или меньшими промежутками покоя, выпавший из воздуха материал дифференцируется по крупности, и образуется градационный тип слоистости.

В тот момент развития вулканической постройки, когда доступ воды в жерло вулкана или в верхнюю часть магмоподводящего канала прекращался, гидроэксплозии сменялись субазральными эффузиями. На этом этапе в озере происходило в основном переотложение рыхлого материала вулканической постройки и формирование шлейфов вулканоколлювия. Комплекс вулканогенных и вулканогенно-осадочных озерных отложений парагенетически связан с ледниковыми образованиями, среди которых в ископаемом состоянии наиболее часто сохраняется основная морена.

Влияние вулканизма на озерное осадконакопление распространяется на достаточно большие площади в том случае, если извержения сопровождаются мощными пеплопадами. Поступление в осадок небольшого количества пеплового материала изменяет только вещественный состав озерных отложений. Если же пепла выпадает достаточно много, нарушается нормальный ход осадконакопления. Частые и обильные пеплопады вызывают появление в толще осадков с тонкой ритмичной слоистостью прослоев туфов. По всей площади озера гранулометрический состав туфов остается постоянным. При непрерывном поступлении в осадок пепла тонкая ленточная слоистость сменяется массивной, грубой, осложненной иногда прихотливыми складками внедрения, возникшими при выдавливании вверх рыхлых озерных илов под тяжестью больших масс выпавшего пепла.

Характерным компонентом озерных отложений являются диатомиты. Они обнаружены среди озерных отложений, образовавшихся в различных климатических условиях. Анализ распространения этих пород в вулканогенно-осадочных толщах разного генезиса показывает, что накопление биогенного кремнезема происходит только тогда, когда резко сокращается поступление в бассейн кластического (осадочного и вулканогенного) материала и растительного детрита. Сейчас в Исландии крупные массы диатомитов формируются главным образом в озерах, расположенных среди обширных лавовых плато. По-видимому, и раньше на лавовых равнинах благодаря ограниченному поступлению с их поверхности обломочного материала создавались наиболее благоприятные условия для накопления озерных диатомитов.

Накопление диатомитов в результате резкого сокращения или полного прекращения поступления кластического материала в бассейн хорошо видно на примере оз. Миватн [Jonasson a.o., 1977], которое образовалось на месте обрушения лавового озера и в результате подпруживания лавовыми потоками около 3800 лет назад. Современные очертания оз. Миватн (площадь 37 км², максимальная глубина 4,2 м) в основном приобрело 2000 лет назад в результате образования новой лавовой подпруды. Его береговая линия была вновь несколько видоизменена во время извержения в 1729 г., когда лавовый поток достиг озера и излился в него на протяжении 2,4 км.

Вода в озеро поступает в основном из источников. В южной части озера источники холодные (5–6°C), тогда как в северной температура источников поднимается до 23°C. Озеро это очень мелкое, вода в нем хорошо перемешивается часты-

ми волнениями, и летом температурный режим определяется метеорологическими условиями. Максимальная летняя температура в озере за период с 1972 по 1976 гг. составляла 14,9–18°C. С октября–ноября по апрель–июнь, примерно 190 дней в году, озеро покрыто льдом. Хотя оз. Миватн располагается около северного полярного круга, на 65° с.ш., этот район характеризуется чрезвычайно высокой инсоляцией (77 ккал/см² в год). В озеро, питающееся источниками и окруженное со всех сторон лавовыми полями, обломочный материал попадает главным образом из воздуха при извержении вулканов. Тефрохронологические исследования С. Тораринссона [Thorarinsson, 1951] показали, что поступление пирокластиков в оз. Миватн за последние 4000 лет ограничено лишь небольшим количеством риолитового и базальтового пепла (суммарная мощность слоя до 50 см), извергавшегося вулканом Гекла (риолитовый материал) и небольшими базальтовыми вулканами, расположенными в окрестностях озера.

С водами источников в озеро поступают питательные вещества, нитраты, фосфаты и SiO₂. Питательные вещества интенсивно ассимилируются, нитраты и фосфаты тоже потребляются практически полностью, в то время как около одной трети поступающего в озеро кремния в середине лета, т.е. в период максимального развития фитопланктона, еще остается в растворе и выносятся из озера с водами р. Лаксау.

За 3800 лет в оз. Миватн накопилось несколько метров диатомового ила. При изучении кернов со дна озера установлено, что диатомовый ил накапливался со скоростью 0,2 см в год. В результате исследования концентрации растворенных веществ озера обнаружено, что развитие диатомовых контролируется в основном содержанием в воде азота и интенсивностью инсоляции в летнее время.

Постоянное поступление в озерный водоем терригенного или пирокластического материала вызывает "разбавление" накапливающихся диатомитов. Так, например, в озерных отложениях из различных вулканогенно-осадочных толщ в составе терригенных и пирокластических пород панцыри диатомовых часто встречаются в рассеянном виде. Поэтому наличие маломощных линз или пропластков диатомитов в них свидетельствует не о периоде повышенной продуктивности диатомей, а о временном прекращении или резком сокращении накопления кластического материала.

Озера, располагающиеся на миоцен-плиоценовых базальтах и в неовулканической зоне различаются по химизму вод и количеству растворенных компонентов. Объясняется это тем, что на хорошо дренируемых лавовых плато дождевая вода, поступающая в озеро, остается очень слабо минерализованной. В неовулканической зоне в результате более интенсивной циркуляции грунтовых вод и гидротермального воздействия вода в озерах содержит больше растворенных веществ. Наименьшее влияние геотермального и вулканического факторов на химизм вод крупных озер сказывается в о. Тингвалаватн, значительно больше оно для оз. Миватн, а наибольшее влияние установлено для оз. Оскьюватн, в котором количество растворенных веществ в воде достигает 850 мг/л [Jonasson a.o., 1977].

Таким образом, комбинация климатического, вулканического и таких факторов, как особенности геологического строения водосборной площади, тип питания озера (источники, поверхностный сток или ледниковое питание), обуславливают возникновение целого ряда озерных отложений, различающихся по строению, текстурным особенностям и составу слагающих их пород.

* * *

Исследования, проведенные в Исландии, показывают, что физико-географическая среда является одним из тех факторов, которые определяют основные особенности динамических форм накопления не только вулканогенно-осадочных, но и вулканогенных отложений, формирующихся на поверхности земли. При этом влияние внешней среды сказывается не только на строении и условиях залегания отложений, но также и на формировании различных структурно-текстурных и петрографических типов вулканогенных пород.

По способу извержения вулканогенные отложения разделяются на эффузивные и эксплозивные образования. Однако, как показывает изложенный выше материал,

смена эффузий эксплозиями и наоборот нередко оказывается связанной только с изменением внешних условий извержения. Поэтому среди эффузивных и эксплозивных образований по способу образования и накопления могут быть выделены две генетически резко различные группы отложений, одна из которых формируется на суше, а другая — в воде.

Главными продуктами извержения базальтов на суше являются лавы, распространяющиеся нередко на многие десятки, а иногда и сотни километров от центра извержения. Характер распространения и мощности субаэральных лавовых потоков и покровов изменяются в зависимости от рельефа подстилающей поверхности. При излиянии на влажный, насыщенный водой грунт или в воду плотные лавы замещаются толщами брекчий, шлаков и туфов, образующихся при вторичных эксплозиях. Подобного типа вторичные образования на лавовом потоке характерны только для достаточно обводненных территорий и, очевидно, встречаются только в областях с гумидным климатом.

Исследование древних и современных извержений показывает, что очень часто извергающийся расплав бывает чрезвычайно жидким и подвижным, и при большой скорости поступления расплава происходит лавовое фонтанирование. Рыхлые продукты при наземных извержениях базальтов играют резко подчиненную роль. Основная их масса образуется при лавовом фонтанировании и не распространяется далеко от центра извержения, слагая главным образом вулканический конус. При лавовом фонтанировании образуется большое количество стекловатого материала, в составе которого преобладает тахилитовое стекло.

В водных условиях характер базальтовых извержений резко изменяется. В зависимости от глубины, на которой происходит извержение, и скорости поступления расплава формируются различные вулканические образования. Главную роль при подводных извержениях играют подушечные лавы и разнообразные гиалокластиты, состоящие в основном из сидеромеланового стекла.

В настоящее время можно выделить три генетических типа гиалокластитового материала. Это десквамационные, импัลверизационные и гидроэксплозивные гиалокластиты, отличающиеся по условиям залегания, строению, структурным особенностям и сочетанию с другими типами пород и отложений.

Подушечные лавы образуются при медленном извержении расплава в воду. Подушечные лавы всегда с поверхности покрыты стекловатой коркой закалки. Внутренние части отдельных порций излившейся лавы длительное время остаются расплавленными, с небольшой вязкостью. В результате при подвижках отдельных частей лавы происходит отшелушивание поверхностной стекловатой корки. Так образуются десквамационные гиалокластиты, генетически и пространственно связанные с подушечными лавами.

Гиалокласты этого типа не образуют мощных толщ. Это маломощные линзы и прослои, залегающие в толще подушечных лав. Материал слабо сортирован, с грубой слоистостью. Характерна слоистость облекания. Обломки несут многочисленные признаки пластического движения материала. Эта особенность десквамационных гиалокластитов, а также условия залегания и взаимоотношения с лавами позволяет уверенно отличать их от стекловатого базальтового материала другого происхождения. Очевидно только незначительная часть наиболее тонкораздробленных десквамационных гиалокластитов распространяется за пределы лавовых построек, поэтому роль их в строении вулканогенно-осадочных толщ очень мала.

Для подушечных лав и десквамационных гиалокластитов, образовавшихся на глубинах в первые десятки метров характерно очень большое количество газовых полостей различной формы. С увеличением глубины извержения количество газовых пустот быстро уменьшается и на глубинах больше 100 м формируется уже монолитный лавовый и гиалокластитовый материал. Подушечные лавовые образования базальтов известны от глубин в несколько метров до нескольких тысяч метров. Такой же широкий диапазон распространения характерен и для десквамационных гиалокластитов.

Хорошо известно, что в наземных условиях излияние базальтов часто сопровождается лавовым фонтанированием. Существование подводного лавового фонтаниро-

вания (или пульверизация магмы в воду) подтверждается также постепенными переходами отдельных скоплений подушечной лавы или даек, служивших магмоподводящими каналами, в толщи гиалокластов. В зоне перехода гиалокластитовый материал включает большое количество кусков гиалобазальтов, округлых или неправильной формы с характерной скорлуповатой или флюидальной коркой стекла.

Импульверизационные гиалокластиты образуют мощные протяженные толщи, наслаивающиеся в разрезе один на другой. Отдельные части этих толщ имеют грубую градиационную слоистость, формирующуюся в результате сортировки материала турбулентными потоками около вулканического очага. Состав пород импульверизационных гиалокластитов очень характерен — это смесь остроугольных, иногда сильно пористых обломков стекла различного размера и гиалобазальтов. Часто встречаются крупные обломки гиалобазальтов, с поверхности покрытые коркой стекла. При подводной пульверизации, происходящей на мелководье, образуются большие массы стекловатых обломочных пород, в том числе и мелкой алеврит-пелитовой размерности. Водными течениями этот материал может переноситься и переотлагаться на значительные расстояния.

Извержение, начавшееся на небольших глубинах как эффузивное, при поднятии жерла к поверхности воды в условиях низкого давления сменяется взрывным без изменения состава извергающегося материала. Взрывы вызываются проникновением в жерло больших масс воды, интенсивным парообразованием и одновременным резким повышением вязкости остывших порций расплава. Гидроэкссплозивная деятельность продолжается до тех пор, пока по тем или иным причинам жерло не будет изолировано от воды. В процессе гидроэкссплозивных извержений продуцируется большое количество базальтового стекловатого материала (тефры). Взрывной индекс базальтовых вулканов, извергающихся на мелководье, может быть очень высоким. Гидроэкссплозивная деятельность отличается ритмическим характером вулканической деятельности. Ритмичность связана, видимо, с изменениями скорости подъема расплавленного материала и с особенностями проникновения в жерло морской воды. Сочетание различных факторов обуславливает появление периодов покоя и извержений различной продолжительности. Частая смена взрывных периодами покоя находит свое отражение в строении синхронных слоистых толщ. Во время непрерывных продолжительных выбросов на дно бассейна одновременно опускается большое количество пирокластического материала разной размерности и формируется слой несортированной тефры. В случае отдельных взрывов, разделенных большими или меньшими промежутками покоя, выпадающий материал дифференцируется по крупности и образуется пачка тефры с градиационным типом слоистости. Гидроэкссплозивная тефра извергается в холодном состоянии. Главная масса тефры при таком типе извержения состоит из сильно вспученного, иногда пемзовидного стекла. Гидроэкссплозивная тефра по воздуху распространяется так же, как и любой другой взрывной материал, но небольшая сила взрывов и смачивание тефры водой приводит к тому, что основная масса ее не распространяется далеко от центра извержения. На удалении вулканогенно-осадочные толщи содержат главным образом переотложенный водными течениями пирокластический материал.

В толщах вулканогенных пород тефра гидроэкссплозивных извержений обычно подстилается подушечными лавами, а перекрывается нередко потоками субаэральных лав. Такое сочетание вулканических пород разного типа отвечает завершению цикла образования на мелководье острова-вулкана. Вулканические постройки — острова, сложенные рыхлым пирокластическим материалом, — явление эфемерное, они быстро размываются волнами. Продолжительный период времени они могут сохраниться только в случае, если поверхность будет бронирована лавовым покровом.

Таким образом, в отличие от наземного подводный базальтовый вулканизм при извержении на мелководье является источником большого количества рыхлого стекловатого материала. Это — гидроэкссплозивная тефра и импульверизационные гиалокластиты. Главный фактор распространения базальтовой гиалокластики на большое расстояние — это перенос ее водными течениями.

Взрывные образования, формирующиеся на суше, состоят из двух генети-

чески различных типов: золо- и баллистотефры. Золотефра — это та часть пирокластического материала, которая переносится ветром, сортируется и выпадает из воздуха, образуя обычно маломощные и протяженные слои. В состав баллистотефры входит достаточно крупный материал (разнообразные бомбы, шлаки и вулканический песок), распространение которого не зависит от силы и направления ветра, а определяется совместным действием интенсивности вулканического взрыва и силы тяжести. Особенно много баллистотефры извергается при лавовом фонтанировании. Материал, слагающий золотефру и баллистотефру, различается петрографически. Первый в основном состоит из минеральных компонентов и стекла, второй — из обломков пород (в различной степени раскристаллизованных базальтов).

В составе вулканогенно-осадочных отложений Исландии принимают участие склоновые, флювиальные и бассейновые образования. Наиболее тесно с вулканическими накоплениями связаны склоновые образования, которые разделяются на две группы: субазральные и субаквальные отложений. Субазральные склоновые накопления не имеют широкого распространения. Они приурочены главным образом к надводным вулканическим постройкам, возникающим при гидроэксплозивных извержениях, и представлены тефроделювием и тефроколлювием. Субаквальные склоновые отложения генетически связаны с подушечными и субазральными лавами, стекающими в воду. Это гравитационный вулканоколлювий. По условиям образования вулканогенно-осадочные флювиальные отложения Исландии разделяются на ледниковые и внеледниковые образования. С подледным извержением основной или кислой магмы связано образование катастрофических паводков (йекульхлаупов), переносящих большое количество кластического материала (вулкано-терригенного и синхронной тефры) водными потоками и в телах айсбергов. Во внеледниковой обстановке катастрофические потоки типа селей (лахары) связаны с извержением и выпадением на водосборной площади большого количества кислой пирокластики. Отложения йекульхлаупов и лахаров генетически связаны с вулканическими извержениями, но пространственно могут быть удалены от действующих вулканов на десятки километров. Отложения этого типа обычно залегают в толще флювиогляциальных или аллювиальных накоплений и пространственно непосредственно смыкаются с озерными или морскими образованиями.

Своеобразной группой вулканогенно-осадочных отложений Исландии являются интрагляциальные озерные толщи, образовавшиеся в ледниковых условиях. Состоят эти отложения исключительно из гидроэксплозивной тефры и продуктов ее ближайшего переотложения (тефроидов и реже туффитов). Во внеледниковой обстановке отложения сходного типа формируются во время субаквальных извержений в кратерах, кальдерах, а также в море на мелководных участках дна. В последнем случае переотлагающийся вулкано-кластический материал отличается значительно лучшей сортировкой и обработкой и нередко содержит остатки морской фауны.

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ВОПРОСЫ МОРЕННОГО СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА

Среди исследователей ледниковых отложений существуют достаточно существенные разногласия в понимании некоторых принципиальных вопросов моренного седиментогенеза. В особенности это относится к таким кардинальным проблемам, как модель процесса формирования основных морен, место и время их накопления, скорость накопления основных морен, проблема классификации моренных образований, в особенности основных морен, и, наконец, дальность транспортировки обломочного материала ледниковыми покровами.

Ниже мы попытаемся дать краткий обзор выделенных проблем и показать возможность их решения.

МОДЕЛЬ ПРОЦЕССА ФОРМИРОВАНИЯ ОСНОВНЫХ МОРЕН

В настоящее время существуют две концепции по вопросу о процессе формирования основных морен.

Первая из них основана на представлениях об их отложении путем оседания обломочного материала на ледниковое ложе из мореносодержащего льда в ходе донного таяния уже потерявшего свое движение ледника, т.е. в стадию деградации оледенения. Впервые эта концепция была высказана Г. Гудшильдом в 1875 г., затем развита Т. Чемберленом [Chamberlin, 1895], в последние годы она была уточнена целым рядом исследователей [Carruthers 1939, 1953; Elson, 1961; Hoppe, 1963; Boulton, 1971, 1972; Dreimanis, 1971; и др.].

В качестве геологических аргументов в подтверждение рассматриваемой концепции ее сторонники обращают внимание на результаты наблюдений в областях современного оледенения. В первую очередь подчеркивается широкое проявление в краевых частях ледников и в полях мертвого льда процессов базального таяния, с которыми связывают образования достаточно значительных масс так называемой текучей морены (flowtill), а также абляционных образований. Кроме того, многочисленные водные потоки, по мнению многих исследователей, дают начало линзам слоистых песчано-галечных образований, которые часто называются ледниково-контактовыми отложениями.

В целом указанная концепция способствовала формированию представлений о том, что подавляющая масса моренных образований, развитых на территории Европы, представляет собой отложения текучих морен [Boulton, 1972; Marcussen, 1973, 1975]. Необходимо прямо сказать, что мы считаем такие представления ошибочными, равно как недостаточно обоснованной и изложенную концепцию в целом. Дело в том, что как бы ни были ценны наблюдения у края современных ледников и ледниковых щитов, они позволяют только частично восстановить процессы седиментогенеза основных морен. Дело в том, что большинство современных ледников движется по ложу, сложенному достаточно прочными породами, а с этим связана недостаточная насыщенность льда моренным материалом, приводящая к широкому развитию в их краевой зоне разнообразных абляционных образований.

Что касается разнообразных включений песчано-галечного материала в моренных четвертичных отложениях, часто толкуемых как ледниково-контактовые образования, то следует заметить, что природа их оказывается далеко не всегда ясной. Нередко в них имеются разнообразные сложные деформации и необычные для седи-

ментационных процессов сочетания разных типов пород. Более того, в моренах совсем нередки включения совершенно аналогичного типа из рыхлых дочетвертичных пород, отторженцевая природа которых не вызывает сомнений. В соответствии с нашими наблюдениями многие, если не большинство так называемых ледниково-контактовых отложений в действительности также представляют собой именно такие отторженцы, только сложенные четвертичными осадками. Конечно, было бы ошибочным вообще отрицать процессы донного таяния. Широкое распространение прекрасно выраженных эрозионных рытвин — каналов стока подледниковых вод — протяженностью иногда сотни километров в областях древних оледенений как раз убедительно указывает на наличие этих процессов. Однако в связи с возможностью неоднозначной интерпретации включений четвертичных отложений, имеющих в основных моренах, роль их как одного из геологических аргументов, подтверждающих рассматриваемую концепцию, остается весьма относительной.

Наконец, несколько слов об отклонениях в ориентировке длинных осей обломочного материала от направления движения ледника, которые рассматриваются сторонниками этой концепции в качестве одного из аргументов. Это явление может быть обусловлено самыми разнообразными причинами: наличием близко расположенных друг к другу валунов, рельефом ледникового ложа, особенностями движения льда и даже внутренней динамической структурой ледового потока. При этом, как справедливо отметил Р. Голдтвейт [Goldthwait, 1971], нередкое сохранение в моренах даже мельчайших текстур, присущих движущемуся льду, не может быть объяснено с позиций рассматриваемой концепции.

Вторая концепция о процессе формирования основных морен связана с тем, что их накопление происходит под движущимся льдом. Именно так толковал этот процесс еще Е. Дригальский [Drygalsky, 1897], который, основываясь на наблюдениях в Гренландии, говорил о непосредственном переходе нижней части мореносодержащего льда по мере его насыщения моренным материалом в отложенную спрессованную основную морену. Позднее И.В. Мушкетов [1905] высказал чрезвычайно интересную идею о возможности разновременного накопления отдельных частей морены в условиях активно движущегося льда. В целом на сходных позициях стояли Дж. Слейтер [Slater, 1927] и К. Рихтер [Richter, 1929]. Современными сторонниками рассматриваемой концепции являются Е.В. Шанцер [1966] и автор данного раздела [Лаврушин, 1970а,б, 1976].

В основу концепции накопления основных морен под движущимся льдом положены как наблюдения по особенностям строения толщ мореносодержащего льда в областях современного оледенения, так и тщательный анализ строения основных морен плейстоценового возраста.

Наиболее ясно главнейшие особенности процесса формирования основных морен проявляются в группе динамических фаций монолитных морен [Лаврушин, 1976]. Это вполне естественно, поскольку именно эти образования, строго говоря, сложены новообразованными ледниковыми осадками. Образование группы чешуйчатых морен, отторженцы, а также гляциопротрузии только условно могут рассматриваться как ледниковые осадки в собственном смысле слова, поскольку частично или полностью образованы включениями захваченного и не полностью ассимилированного материала ледникового ложа. Поэтому для выяснения главных закономерностей формирования основных морен как своеобразной формы литогенеза, приводящей к образованию специфических осадков и горных пород, мы пока отвлечемся от этого рода образований.

Сравнительный анализ строения толщ мореносодержащего льда и плейстоценовых основных морен [Лаврушин, 1976] показывает возможность сохранения в отложенных моренах целой гаммы текстур, приобретаемых мореносодержащим льдом в ходе его движения. Отсюда и был сделан вывод о том, что все главнейшие черты основных морен возникают под ледником в ходе движения исходного мореносодержащего льда.

С нашей точки зрения, имеется достаточно доказательств того, что в процессе движения мореносодержащий лед постепенно настолько насыщается материалом, что превращается в весьма слабо льдистую и достаточно плотную моренную массу.

Об этом свидетельствует прежде всего наследование мореной почти без исключения всех тончайших текстур движущегося льда. В случае формирования морены путем вытаивания рассеянного в толще льда материала такое явление, очевидно, было бы невозможным. В малой льдистости моренной массы, достигаемой ею под движущимся ледником, еще более убеждает ориентировка удлиненных частиц всего градиометрического спектра в направлении движения и сохранение микротекстур течений льда, наблюдаемых в прозрачных шлифах.

Важным доказательством отложения морены под движущимся льдом является микроштриховка на поверхностях плитчатой и сланцеватой морен и стенках трещин, придающих чешуйчатым моренам нередко блочное строение. Подобная штриховка могла возникнуть и сохраниться только при условии, если моренная масса была достаточно плотной и слабо льдистой, но продолжавшей активно участвовать в послойно-дифференцированном течении вместе с перекрывающим ее более чистым льдом.

Таким образом, указанные фактические данные позволяют уверенно говорить о преобразовании мореносодержащего льда в фактически уже "готовую" морену в ходе его движения под покровом ледника. В этом преобразовании важное значение имеет постоянное удаление льда из его толщи и соответственное увеличение концентрации обломочных частиц.

В качестве одного из факторов, играющих существенную роль в обезвоживании откладывающейся морены, можно указать режеляцию, сопровождающую пластическое течение. Ясно, что далеко не вся вода, образующаяся при режеляционном плавлении, вновь кристаллизуется в лед непосредственно на месте своего образования. Видимо, какая-то ее часть отжимается и удаляется в вышележащие слои мореносодержащей толщи и за ее пределы через всегда имеющиеся в леднике трещины. Именно этот процесс должен, по нашему мнению, способствовать повышению концентрации обломочного материала. В уплотнении же формирующейся мало льдистой моренной массы немалое значение должно иметь общее сокращение ее мощности по мере отжимания воды, выделяющейся вследствие режеляционного плавления льда и притирания обломочных частиц друг к другу в ходе продолжающегося пластического течения.

Поскольку процессы режеляции неравномерно охватывают толщу мореносодержащего льда, проявляясь в ней на разных уровнях, уменьшение льдистости формирующейся морены также происходит, видимо, неравномерно. В целом, в слабо льдистую морену скорее всего преобразуются, конечно, нижние, наиболее насыщенные обломочным материалом слои мореносодержащего льда.

Вторым не менее важным фактором, участвующим в преобразовании мореносодержащего льда в морену, является донное таяние ледника, вызываемое трением о ложе и геотермическим потоком тепла. В свете рассматриваемой нами концепции донное таяние ледника, связанное с трением о ложе, по своей роли не отличается от режеляционного таяния и свойственно опять-таки движущемуся, а не мертвому льду. Другое дело, когда речь идет о геотермическом потоке тепла. Этот поток оказывает свое воздействие при любом динамическом состоянии ледника. Но пока еще невозможно создать окончательного суждения об относительном значении геотермического тепла и тепла, высвобождающегося при трении о ложе, для понимания процессов моренного осадконакопления. Имеющиеся в литературе расчеты приводятся в основном для чистого, а не мореносодержащего льда, непрерывно уточняются и часто существенно меняются. Поэтому принимать их за полностью достоверные сейчас было бы неосторожно.

Подводя итоги, хотелось бы подчеркнуть, что вряд ли правильно представлять себе процесс преобразования мореносодержащего льда в морену только как пассивное оседание или растекание содержащегося в тающем льде обломочного материала на ледниковое ложе. Хотя подобные представления и разделяются некоторыми исследователями, они находятся в явном противоречии с уже выясненными особенностями строения моренных толщ [Лаврушин, 1976 и др.]. Эти особенности ясно свидетельствуют о том, что формирование мало льдистой моренной массы происходит в ходе продолжающегося пластического течения.

Прогрессирующее уменьшение льдистости неизбежно приводит к возрастанию внутреннего трения и понижению степени пластичности морены. Это способствует постепенному замедлению послойно-дифференцированного пластического течения, хотя оно может охватывать даже моренные толщи, приобретшие уже значительную плотность, как это показывает штриховка на поверхности плиток монолитных основных морен. Можно думать, что постепенно плотность морены настолько возрастает, что пластическое течение становится невозможным. Раньше всего это происходит с нижними слоями, которые останавливаются еще тогда, когда вышележащие слои продолжают двигаться. В частности, об этом свидетельствует отгиб в направлении движения ледника верхних частей внедренных в морену гляциодиапиров и гляциодаек [Лаврушин, 1976]. Подобное явление может быть совершенно однозначно истолковано как доказательство неподвижности нижних слоев морены во время и после образования гляциопротрузий и продолжающегося движения ее вышележащих слоев.

Таким образом, момент остановки нижних слоев основной морены может быть принят за начало ее аккумуляции, постепенно захватывающей затем все более высокие слои моренной толщи. Отсюда можно говорить о постепенном отслаивании основной морены под движущимся ледником. Ясно, что процесс аккумуляции морены определяется многими факторами — мощностью и степенью насыщенности материалом толщи мореносодержащего льда, составом пород ложа, его рельефом, динамикой движения льда и т.д. Поэтому накопление морены может осуществляться в разных частях ледникового щита. Но наиболее благоприятна для ее проявления, конечно, периферическая зона ледникового покрова, где ограничены его толщина и нагрузки, создаваемые им на ложе, а соответственно понижена и степень пластичности льда.

Хочется обратить внимание на то, что предлагаемая модель процесса накопления морены позволяет рассматривать его как особый весьма специфический геологический процесс, резко отличный от седиментации других континентальных или морских отложений. Пожалуй, ближе всего этот процесс стоит к формированию тектонитов, поэтому есть основания толковать морену как гляциотектонит, что уже подчеркивалось некоторыми исследователями. Однако в отличие от типичных тектонитов в процессе моренообразования можно различить стадии мобилизации материала, транспорта, осадконакопления и раннего диагенеза, т.е. стадии, свойственные обычно процессам седиментогенеза.

Специфика моренного седиментогенеза состоит, правда, в том, что в нем невозможно провести резкой грани между этими стадиями в том их значении, которое сложилось в литологии, например применительно к водным осадкам. Кроме того, основные морены достаточно сильно уплотняются уже в ходе движения ледника, т.е. на стадии транспорта, в противоположность водным осадкам, стадия уплотнения которых рассматривается уже как характерная часть раннего диагенеза. Таким образом, следующая специфическая особенность моренного седиментогенеза состоит в отсутствии четкой грани между собственно образованием осадка и его последующим диагенетическим уплотнением [Лаврушин, 1976]. Более того, как показано А.Р. Гептнером в некоторых областях активного вулканизма, под движущимся ледником происходит не только уплотнение морены, но и ее литификация, приводящая к образованию тиллитов. Это позволяет думать, что в подобных условиях нет четкой границы между собственно моренным седиментогенезом и литогенезом.

Среди других особенностей моренного седиментогенеза следует отметить отсутствие в моренах четко выраженной механической дифференциации, специфику ледниковой обработки содержащихся обломочных частиц и их ориентировку в направлении движения льда, частичный катаклаз минеральных зерен, своеобразный петрографический и минералогический состав терригенных компонентов, а также аутигенное минералообразование [Лаврушин, Ренгартен, 1974; Лаврушин, 1976].

Важно также подчеркнуть, что собственно осадочный процесс при моренообразовании происходит под постоянным воздействием значительного бокового стресса

как на транспортируемый, так и на откладываемый материал. Вследствие этого в моренном седиментогенезе имитируются некоторые явления катакластического метаморфизма. В первую очередь к ним относятся гляциодинамические текстуры пластического течения, микроштриховка на поверхностях плиток, близкая к зеркалам скольжения, повышенная плотность и т.д. Иными словами, моренный седиментогенез как бы моделирует некоторые процессы, происходящие в земной коре на достаточной глубине.

В связи со всем изложенным можно сказать, что основная морена занимает промежуточное положение между чисто осадочными и метаморфическими породами, поскольку ее накопление сопровождается конседиментационным гляциокатакластическим метаморфизмом. Основные морены можно рассматривать поэтому как особый класс пород, занимающий по ряду признаков промежуточное положение между осадочными и метаморфическими.

Таковы в общем виде наши представления о модели процесса моренного седиментогенеза.

МЕСТО И ВРЕМЯ ФОРМИРОВАНИЯ ОСНОВНЫХ МОРЕН

О месте аккумуляции основных морен существует, пожалуй, единое мнение, состоящее в том, что их накопление происходит преимущественно в периферической части ледникового покрова.

Существенно разные представления высказаны, однако, о времени формирования основных морен, точнее о том, в какую из стадий оледенения (трансгрессивную или регрессивную) образуется моренный покров.

В этом отношении имеется три главные точки зрения. Первая из них связывает аккумуляцию морены с мертвым льдом, вторая — с трансгрессивной фазой развития ледникового покрова и третья — с регрессивной фазой. Проблема оказывается достаточно сложной и по своей сути касается вопроса соотношения процессов ледниковой экзарации и аккумуляции во времени. Анализ литературы показывает, что оценка этого соотношения бывает существенно различной не только у разных ученых, но может значительно изменяться даже у одного исследователя (от трансгрессивной фазы — до регрессивной).

Однако в целом можно сказать, что в настоящее время наметилась достаточно четко выраженная тенденция противопоставления времени аккумуляции основных морен и времени ледниковой эрозии. Более того, некоторые исследователи рассматривают моренный седиментогенез как процесс, который может начаться только после окончания ледниковой эрозии, как процесс с нею несовместимый. Основанием для таких суждений послужили факты частого залегания моренных толщ на прочных дочетвертичных породах, на поверхности которых обычно имеются достаточно яркие проявления экзарации.

По нашим представлениям, для аккумуляции основных морен существуют благоприятные условия как в трансгрессивную, так и в регрессивную стадию развития ледникового покрова, поскольку на его периферии всегда существует зона отложения моренного материала. Поэтому аккумуляция морены происходит одновременно с экзарацией, и можно лишь говорить о преобладании того или иного процесса во времени и о разной геологической деятельности различных частей приподошвенной части ледникового покрова, а не о противопоставлении этих процессов. Конечно, по мере роста ледникового покрова (в его трансгрессивную фазу) происходит постепенное латеральное смещение зон геологической активности ледникового покрова. В результате отложенный ранее моренный материал может быть почти нацело разрушен. Исходя из этого, можно думать, что *постоянный покров основной морены может образовываться лишь в стационарную и регрессивную фазы развития ледникового покрова.*

Остановимся несколько подробнее на наших представлениях о соотношении процессов экзарации и аккумуляции. Анализ строения основных морен позволяет понять соотношение во времени и пространстве этих двух процессов и выделить три динамические фазы аккумуляции покрова основных морен, которые находятся в

непосредственном соотношении с динамическими фазами развития периферии древних ледниковых покровов.

Первая, наиболее ранняя фаза — экзарационная. Для нее характерно преобладание экзарационной деятельности ледникового покрова над процессами аккумуляции основной морены. Основным аргументом в пользу подобных представлений является отмечавшийся выше факт наличия резкого экзарационного контакта в основании морен на контакте с прочными породами ледникового ложа. Как справедливо отметил Р. Голдтвейт в 1973 г., это свидетельствует о том, что перед аккумуляцией морены всегда происходила экзарация. Особенно ярко это бросается в глаза, если обратиться к районам древних кристаллических щитов, для которых типичной картиной является залегание морены на ледниковом ложе с особенно ярко выраженными формами экзарационной обработки. Это вполне понятно, поскольку обычно на кристаллических породах мореносодержащий лед бывает недостаточно насыщен материалом, что обуславливает в общем прерывистое залегание и малую мощность моренного покрова.

Иная картина свойственна районам, где ледниковое ложе сложено неконсолидированными породами. Здесь о взаимодействии ледникового покрова с ложем можно судить по так называемым контактовым гляциодинамическим зонам [Лаврушин, 1976].

Изучение этих зон позволяет понять динамическую обстановку начальной фазы формирования основной морены. Анализ разрезов контактовых гляциодинамических зон показывает, что типичный экзарационный контакт "срезания", столь характерный для областей с прочным скальным ложем, распространен в этом случае далеко не повсеместно. Наиболее характерными контактовыми гляциодинамическими зонами являются: контакты ближнего переотложения осадков ложа и ассимиляционный, которые отражают активное воздействие ледника на ложе. Важным является то, что в рассматриваемых зонах обычно постоянно присутствуют линзы, прослои или "клинья" моренного суглинка. Это позволяет думать, что количество несомого льдом моренного материала было достаточно значительным уже в трансгрессивную стадию развития ледникового покрова, почему и происходила частичная аккумуляция нормального ледникового осадка. Об активности ледникового покрова свидетельствует также наличие затащенных линз и прослоев пород ложа, особенно частых в основании моренной толщи.

Необходимо подчеркнуть, что главным процессом в это время является образование особой литологической разновидности основных морен, которая уже давно получила в литературе название локальных морен. По сути дела, ассимиляционные и контактовые зоны ближнего переотложения также могут быть названы локальными моренами. *Таким образом, можно сказать, что в общей принципиальной схеме процесс аккумуляции основной морены начинается с отложения той или иной разновидности локальных морен.* Мощность локальных морен может быть различна. Она зависит не только от меняющейся во времени динамики движения льда, но и от многих других факторов, в частности от рельефа ледникового ложа и состава слагающих его пород. Поэтому в основании ледникового покрова в отдельных местах могут создаваться такие условия, при которых за все время его существования формировались только локальные морены. Такая картина, видимо, была на силурийском глинте Эстонии, где образовались рикховые морены.

Вторая фаза в формировании постоянного покрова основной морены связывается нами со стационарным и регрессивным развитием ледникового покрова. Эта вторая фаза моренной аккумуляции может быть названа *фазой отслаивания моренного материала из основания движущегося льда*, которую условно можно назвать также фазой образования "готовой" морены, преимущественно состоящей из толщи моренных суглинков. Важно подчеркнуть, что поскольку границу частей моренной толщи, формировавшихся в разные стадии, можно провести лишь условно, по резкому преобладанию собственно ледникового осадка, то можно думать, что и изменение режима осадконакопления в ледниковом щите происходило, как правило, постепенно.

Для второй фазы характерно было образование покрова монолитной морены [Лаврушин, 1976]. Мощность монолитных морен редко превышает 10 м. Поскольку процесс их формирования связан с постепенным (но не обязательно равномерным, послойным) отслаиванием и уплотнением родоначального осадка под движущимся льдом, можно полагать, что этот процесс охватывал достаточно длительную часть ледникового цикла. Кроме того, поскольку монолитные морены формируются под воздействием преобладающего пластического течения льда, указанную мощность монолитных морен можно, очевидно, считать *предельной* для платформенных областей, сложенных осадочными породами.

Наконец, мы выделяем третью фазу моренной аккумуляции, которая связывается нами с оживлением экзарационной деятельности ледникового покрова при его стационарном состоянии или при его общей регрессии, на фоне которой происходят отдельные локальные подвижки. *Эта фаза моренной аккумуляции может быть названа перестилаемой.* Для нее свойственно образование так называемых чешуйчатых морен [Лаврушин, 1976]. Для некоторых их типов в области, где ледниковое ложе было сложено неконсолидированными или слабо консолидированными осадками, характерно чередование чешуй собственно ледникового осадка (валунных суглинков или супесей) с чешуями пород ледникового ложа. Как было показано нами ранее [Лаврушин, 1969, 1970а], такое строение моренного покрова отражает изменение в режиме движения льда и смену преобладавшего ранее пластического его течения движением по плоскостям внутренних сколов. Такой тип движения льда оказывается свойственным отдельным участкам периферических частей ледниковых покровов, но наиболее характерен для осевых зон внутренних ледовых потоков, *иногда*, как можно думать, имевших *пульсирующий тип движения*. Кроме того, этот же тип движения льда находит свое яркое отражение уже в ином генетическом типе собственно ледниковых отложений — конечных моренах. Строение моренного покрова в рассматриваемую фазу динамической аккумуляции чрезвычайно усложняется, и мощность его может достигать 100–150 м.

Геологические проявления динамики ледникового покрова в перестилаемую динамическую фазу формирования моренного покрова характеризуются усиленной экзарацией не только уже отложенного моренного покрова, но и лежащих под ним пород ледникового ложа. При этом усиленная экзарация оказывается чрезвычайно своеобразной, вовлекая в частичное движение или перемещение крупные чешуи пород ложа, перестраивая и надстраивая ранее образовавшийся моренный покров и тем самым приводя к возникновению моренных толщ повышенной мощности. Хотя это звучит достаточно парадоксально, ее можно условно назвать экзарационной аккумуляцией. Мы не исключаем, что в некоторых случаях эта очень своеобразная экзарационная деятельность ледникового покрова оказывалась более эффективной по своему воздействию на ледниковое ложе, чем экзарация, происходившая на начальных этапах в трансгрессивной стадии развития ледникового покрова. В частности, известное подтверждение этой мысли мы видим в существующем парагенезе экзарационных гляциодепрессий и конечных морен, а также в строении последних, для которых оказывается характерным сочетание чешуй собственно ледникового осадка (валунных суглинков) с чешуями пород ледникового ложа, залегающих позади проксимальной части конечных морен. Отложения группы динамических фаций чешуйчатых морен оказываются обычно не перекрытыми никакими другими разновидностями основных морен того же возраста. Поэтому мы считаем, что перестилаемая динамическая фаза формирования основных морен является завершающей в общем процессе их аккумуляции. В то же время чрезвычайно важно подчеркнуть, что она проявляется далеко не повсеместно, а свойственна лишь ограниченным участкам или зонам покровов. Гораздо чаще процесс формирования основных морен завершается второй динамической фазой, а в отдельных случаях (кстати, тоже далеко не редких) даже первой — экзарационной.

Таким образом, анализ выделенных динамических фаз аккумуляции основных морен показывает, что соотношение во времени процессов экзарации и аккумуляции часто оказывается достаточно своеобразным. Образование морены по существу происходит в любую стадию развития ледникового покрова, хотя при определенном

соотношении интенсивности экзарации и аккумуляции этот процесс может свестись к минимуму. Формирование *постоянного покрова основной морены происходит в стационарную и регрессивную фазы существования ледникового покрова*. При этом важно подчеркнуть, что *в изложенной идеальной схеме стадийности моренообразования далеко не всегда можно говорить о разновременности выделенных стадий*. Образование локальных морен, например, происходит очагово на отдельных участках ледникового ложа одновременно с формированием моноклитных морен на других участках. Так же точно образование чешуйчатых морен локализуется только в краевых зонах ледникового покрова и осевых частях крупных ледниковых потоков, тогда как на большей части ложа продолжается образование моноклитных морен.

СКОРОСТЬ НАКОПЛЕНИЯ ОСНОВНЫХ МОРЕН

Вопрос о скорости накопления основных морен представляет существенный интерес как с точки зрения разработки общей теории континентального литогенеза, так и для геологического картирования. Изложенные выше наши представления о модели процесса моренного седиментогенеза заставляют в какой-то степени осветить также методический подход к этой проблеме.

В известной нам литературе впервые вопрос о скорости накопления морен осветил Бултон [Boulton, 1970], а также Д. Майкельсон и Р. Голдтвейт [Misykelson, 1973; Goldthwait, 1973]. Однако к расчету скоростей накопления эти исследователи подошли традиционно, так, как будто имели дело с "обычным" осадочным процессом. По расчетам Бултона, сделанным на основании наблюдений в краевых частях ледников Шпицбергена, скорость накопления основной морены составляет 2—4 см/год. По Д. Майкельсону и Р. Голдтвейту, скорость того же процесса на одном из аляскинских ледников колеблется от 0,5 до 2,5 см/год. Отсюда исходя из мощности морены неогляциальной эпохи, достигающей 1—5 м, время ее накопления соответствовало примерно двум столетиям. Для основных морен штата Огайо, по расчетам Р. Голдтвейта [Goldthwait, 1973], морена мощностью до 10 м накапливалась в течение примерно пяти столетий. Эти расчеты были сделаны на основании радиоуглеродных датировок растительных остатков, найденных в моренах, поэтому их методическая основа вызывает серьезные сомнения, так как встречающиеся в моренах органические остатки находятся во вторичном залегании и дают представление не столько о длительности моренного осадконакопления, сколько о максимально возможном нижнем возрастном пределе морен.

Анализ радиоуглеродных датировок из района Великих Озер (США, Канада), обосновывающих стратиграфическую схему этого района, позволяет думать, что образование постоянного моренного покрова продолжалось не менее 2000—3000 лет. Однако даже эти цифры оказываются весьма приближенными, так как не учитывают неравномерность процесса в целом. Так, например, совершенно очевидно, что скорость накопления основных морен увеличивалась в конце ледникового цикла в связи с ускорением отступления края ледника, существенно варьируя от места к месту из-за неодинаковой динамики разных ледниковых лопастей. Только учитывая эти обстоятельства, можно говорить в самой общей форме о скорости моренообразования.

Более того, приведенные выше цифры для Аляски и Шпицбергена скорее характеризуют частные случаи, чем дают представление об общей картине в целом. В этом отношении уместно сослаться на наши наблюдения на Шпицбергене [Лаврушин, 1969], которые показывают, что в условиях современного полярного климата поля мертвого мореносодержащего льда могут сохраняться несколько тысяч лет и, таким образом, процесс моренообразования может оказаться существенно растянутым во времени, если присоединиться к первой концепции о процессе накопления морен. Благоприятные условия для продолжительного захоронения толщ мореносодержащего льда существуют и в тех частях областей распространения плейстоценовых материковых оледенений, где существует постоянная мерзлота [Каплянская, Тарноградский, 1976]. Более того, возрастные соотношения покрова ос-

новной морены даже в пределах одного сегмента ледникового покрова могут оказаться достаточно сложными. Так, например, локальные морены являются временными образованиями областей господства экзарации, из которых сохраняются обычно только возникшие в конце экзарационной динамической фазы. Формирование локальных морен, как отмечалось выше, может оказаться растянутым в благоприятных местах на значительную часть ледникового цикла.

Скорость накопления монолитных морен также может быть существенно неоднородной. Хотя процесс их формирования и происходит путем "отслаивания", но при этом "отслаивается" нередко сразу значительная по мощности часть морены. Об этом, в частности, убедительно свидетельствуют отогнутость в направлении движения ледникового покрова верхних частей синдинамичных гляциопротрузий. Поэтому различия в мощностях монолитных морен далеко не всегда могут дать верное представление о различиях в скорости их накопления. При этом совершенно не исключается вариант о более длительном времени накопления маломощной монолитной морены.

Что касается чешуйчатых морен, то их образование происходит вообще не постепенно, а сразу в виде достаточно мощных нагромождений. В этом отношении, несмотря на их колоссальную мощность, скорость формирования покрова чешуйчатых морен может быть настолько большой, что вряд ли сравнима с каким-либо иным из известных ныне осадочных процессов.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ МОРЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И ДИНАМИЧЕСКИЕ ФАЦИИ ОСНОВНОЙ МОРЕНЫ

Вопросы классификации моренных отложений неоднократно рассматривались многими исследователями. Анализ всех материалов показывает, что применяемые разными авторами принципы выделения типов моренных образований оказываются достаточно разнородными. Обсудить в какой-то мере полно эту проблему в рамках настоящего раздела невозможно. Поэтому ниже мы сосредоточим внимание главным образом на изложении наших представлений по вопросу классификации моренных отложений, в особенности отложенных основных морен, сознательно ограничившись лишь попутными замечаниями по опубликованным классификациям других исследователей.

Прежде всего, среди моренных образований мы различаем три генетических типа отложений, принципиально отличающиеся друг от друга по динамике своего накопления. Это — основные морены, абляционные морены, конечные морены (табл.7). Уместно отметить, что конечные морены во многих современных классификациях по недостаточно обоснованным причинам совсем упускаются из рассмотрения. Между тем они не только имеют своеобразное геоморфологическое выражение, но отличаются большой спецификой строения, динамикой образования и обладают самостоятельным геологическим и палеогеографическим значением. Поэтому мы считаем возможным рассматривать отложения конечных морен наравне с основными и абляционными моренами в качестве особого генетического типа собственно ледниковых образований.

Различия в динамике накопления всех трех генетических типов собственно ледниковых отложений чрезвычайно существенны. Как известно, образование постоянного покрова абляционной морены происходит главным образом в стадию деградации оледенения за счет процессов таяния пассивного льда. Образующиеся в этих условиях абляционные отложения представляют собой достаточно сложные образования, в которых сочетаются, с одной стороны, осадки водного перемыва моренного материала, его оползания, "солифлюкционные" смещения, а с другой — осадки, обладающие частично сохранившимися признаками унаследованными от собственно ледникового транспорта. Как показывают наблюдения в районах ледниковых щитов, куполов и долинных ледников [Окко 1954; Лаврушин, 1969; Boulton, 1971, 1972; и др.], среди абляционных накоплений имеются связанные как с поверхностной абляцией, так и с подледным таянием.

Таблица 7
Генетическая классификация моренных образований

Генетические типы морен	Группа фаций	Фации	Субфации
Основная	Группа фаций монолитных морен пластического течения льда	Плитчатая морена Сланцеватая морена Складчатая морена Массивная морена Флютинг морена	
	Группа фаций чешуйчатых морен	Чешуйчатая морена Рибристые морены Сетчато-ячеистые морены	Морены Де-Геера Лабрадорский тип
Конечная	Морены напора Морены выдавливания Насыпные морены		
Абляционная		Морена сплывания Морена донного вытаивания Перлювиальные морены	

Что касается наблюдений над геологическими процессами, связанными с поверхностным и подледным таянием, следует заметить, что надежных критериев для разграничения этих двух групп абляционных образований в ископаемых моренах практически не имеется. Поэтому у нас вызывают серьезные сомнения целесообразность и даже правомерность выделения в настоящее время этих подразделений, как это делается в некоторых существующих классификациях моренных отложений. Теоретически можно допустить, что подразделение абляционных морен на поверхностные и донного таяния возможно еще применительно к комплексу конечных морен, однако и в этом случае вопрос требует своего дополнительного изучения, в особенности с точки зрения установления соответствующих критериев для надежного разграничения этих образований. Поэтому в прилагаемой таблице абляционные морены донного вытаивания оставлены лишь условно. Достоверно установленными следует считать лишь абляционные морены сплывания, образующиеся при смещении перенасыщенного водою моренного материала со склонов формирующегося моренного рельефа.

Теперь обратимся к отложениям основной морены. Изучение основных морен показало, что в их строении отражаются важнейшие закономерности движения льда в ледниках и ледниковых покровах. Конкретным выражением этого являются различного типа гляциодинамические текстуры, плотность моренных отложений, ориентировка обломочного материала и морфология ледниковых валунов, своеобразные гранулометрический и вещественный состав основных морен [Лаврушин, 1976].

Анализ степени относительного развития комплекса гляциодинамических текстур и их закономерных сочетаний позволил выделить несколько типов строения моренного покрова. Эти типы строения, выделенные нами в качестве динамических фаций основных морен, характеризуют преобладающую динамическую обстановку формирования морены, связанную с господствовавшим на данной территории режимом движения льда. Принципиальные отличия различных динамических фаций и их групп были уже неоднократно опубликованы и поэтому ниже мы ограничиваемся лишь воспроизведением разработанной нами и несколько уточненной классификационной таблицы [Лаврушин, 1976; Lavrushin, 1971].

С нашей точки зрения, предложенная классификация может служить основой достаточно детального динамико-геологического анализа строения моренного покрова, имеющего одновременно существенный палеогляциологический смысл.

В классификациях, касающихся наземных основных морен и опубликованных в последние годы, обычно выделяются так называемый лоджемент тилла и тилл вытаявания (melt-out till). В некоторых из них особо выделяется морена проксимальных склонов бараньих лбов. Нередко деформированные породы ледникового ложа выделяются в качестве деформационного тилла. Промежуточное положение между последним и базальным тиллом занимают локальные морены. В связи с этим следует заметить, что широко распространенное в англоязычной литературе понятие лоджемент тилла понимается разными исследователями по-разному. Некоторые исследователи чрезвычайно сужают это понятие и включают в него образования, возникающие на контакте ледника с ложем, т.е., по существу говоря, образования наших экзарационно-контактовых гляциодинамических зон. Другие исследователи, наоборот, безмерно расширяют это понятие.

С нашей точки зрения, судя по описаниям соответствующих лоджементу тиллу моренам, этому понятию в какой-то степени соответствует в предложенной классификации понятие монолитных морен, включающих в себя несколько динамических фаций с присущими им комплексами гляциодинамических текстур. При этом следует отметить, что монолитным моренам соответствуют и многие из основных морен, описанные в литературе как морены вытаявания. Особенно это свойственно исследователям, придерживающимся разобранный нами первой модели формирования основных морен — модели ее пассивного вытаявания. Обычно при этом не обращается внимание на противоречащие ей текстурные признаки и целый ряд других обстоятельств. До сих пор остается недостаточно ясным понятие деформационного тилла, поскольку при желании в него могут быть включены чрезвычайно мощные толщи дочетвертичных пород, нарушенные весьма выразительными гляциодислокациями. Что касается локальных морен и морен донного таяния, то по этим типам отложений наши соображения были изложены выше. Остается лишь добавить, что морены проксимальных склонов бараньих лбов соответствуют в нашей классификации динамической фации сланцеватых морен.

Теперь очень кратко остановимся на отложениях, слагающих конечные морены. Динамика их образования оказывается весьма своеобразной. Большинство из них возникает в результате активной деятельности фронтальных частей ледниковых покровов, хотя среди них имеется незначительная доля и чисто абляционных образований. В связи с недостаточной изученностью конечных морен в настоящее время можно говорить лишь в самых общих чертах об особенностях их строения, динамики накопления, и следовательно, и о их типах.

Среди общих особенностей строения конечных морен следует отметить следующие: относительно малая ширина конечноморенных поясов, участие в их строении не только собственно ледниковых отложений, но и пород ледникового ложа, частая встречаемость разнообразных складчатых и разрывных дислокаций, наличие термокарстовых нарушений. Основными факторами, играющими существенную роль в формировании конечных морен, являются: движение льда по плоскостям внутренних склонов, бульдозерный эффект движущегося ледникового края, латеральное выжимание или течение пластичных пород ложа под воздействием ледниковой нагрузки и, наконец, процессы абляции. Среди типов конечных морен в настоящее время можно выделить морены напора, морены выдавливания и насыпные (абляционные) конечные морены. Что касается последних, то, по нашим наблюдениям, в Гренландии благоприятные условия для их накопления имеются лишь на участках крутого или обрывистого ледникового края.

ДАЛЬНОСТЬ ТРАНСПОРТИРОВКИ ОБЛОМОЧНОГО МАТЕРИАЛА ЛЕДНИКОВЫМИ ПОКРОВАМИ

До недавнего времени эта проблема не привлекала особого внимания, поскольку мнение исследователей ледниковых отложений было достаточно единодушным, свидетельствующим о возможности очень далекой транспортировки прочного обломочного материала. Действительно, многочисленные исследователи Восточно-Европейской равнины, Западной Сибири, Европы постоянно находили и находят валуны кристал-

лических пород, принесенных льдами плейстоценовых оледенений из Скандинавии или применительно к Западной Сибири из гор Путорана. Аналогичные данные имеются и для обширных пространств Северной Америки. Тем не менее в последние годы стали высказываться идеи, что ледниковый покров может переносить обломочный материал лишь на сравнительно короткое расстояние. Одно из них, сформулированное шведским геологом Г. Гильбертом, состоит в том, что в доледниковое время реки, текшие из Скандинавии, достаточно широко разнесли валуны кристаллических пород, которые впоследствии были заимствованы ледниковыми покровами и перенесены ими на очень незначительное расстояние. Достаточно сложно полемизировать с концепцией, высказанной в столь общей форме. Тем не менее несостоятельность представлений Гильберта лучше всего может быть показана нахождением среди ледниковых отложений крупных глыб кристаллических пород, имеющих в объеме сотни и тысячи кубических метров, транспортировка которых практически невозможна водным потоком. Идеальным контраргументом является также пример обширных пространств Западной Сибири, которая в плейстоцене, так же как и сейчас, была прорезана меридиональными долинами крупных рек, текшими с юга на север. Тем не менее значительная часть территории Западной Сибири покрыта моренами, содержащими валуны сибирских траппов, принесенных ледниковыми покровами с северо-востока и с востока (с северо-западной и западной окраин Сибирской платформы) на расстояние во много сотен километров. Наконец, наличие в областях плейстоценовых оледенений крупных отторженцев, лежащих в десятках километров от коренного залегания слагающих их отложений, также убедительно свидетельствуют о значительной транспортной возможности ледниковых покровов.

Вторая точка зрения развивается Р. Голдтвейтом. Суть ее состоит в том, что моренный материал переносится ледниковым покровом на расстояние только 5—10 км. В основу подобного представления были положены результаты исследований Р. Голдтвейта и П. Голдтвейта в Нью-Хампшире, где морены часто перегружены валунным материалом, действительно перенесенным на указанное расстояние, а иногда и меньше. В этой связи следует заметить, что данные минералогического анализа мелкозема морен из Нью-Хемпшира [Goldthwait, 1948] убедительно показывают отсутствие прямой связи этого материала с породами ледникового ложа. Уместно вспомнить работы В. Харрисона [Harrison, 1960], А. Дрейманиса и У. Вагнера [Dreimanis, Vagners, 1963], К. Холмса [Holmes, 1960] и целого ряда других исследователей, показавших, что не только твердые породы, но и даже менее прочные могут транспортироваться ледниковыми покровами на значительное расстояние. В этом отношении чрезвычайно важны материалы В. Харрисона, который убедительно показал, что некоторые морены могут состоять на 90% из дальнотранспортированного материала.

Но представления Р. Голдтвейта весьма интересны в другом плане, поскольку они затрагивают весьма сложную проблему формирования вещественного состава основных морен. Действительно, в ряде мест встречаются основные морены, почти нацело состоящие из материала пород ледникового ложа, практически не испытавшего транспортировки льдом. Кроме того, мы встречаем основные морены, содержащие некоторое количество дальнотранспортированного материала и одновременно ассимилировавшие настолько много пород ледникового ложа, что часто приобретают близкую к ним окраску. Наконец, имеется и третий тип основных морен, вещественный состав которых обнаруживает лишь слабо выраженную связь с непосредственно подстилающими их породами. Таким образом, один и тот же горизонт морены на разных участках своего распространения может иметь существенно различный вещественный состав. Понять происхождение таких своеобразных разновидностей основных морен можно лишь при учете процессов взаимодействия движущегося ледникового покрова со своим ложем, его рельефом и составом слагающих его пород и, кроме того, динамического состояния ледникового покрова. Для нас сейчас важен несколько другой аспект проблемы, поднятой Р. Голдтвейтом. Суть его состоит в том, что действительно, при анализе вещественного состава основных морен на обширных пространствах платформ, сложенных осадочными породами, обращает на себя внимание резкое преобладание компонентов, связанных с осадочными породами. Действительно, например, в моренах района г. Углича, в Белоруссии, в Прибалтике и других местах содержание

валунов кристаллических пород составляет обычно не более 20% от общего состава валунного материала. При этом важно обратить внимание на то, что содержание вообще валунов в моренах в таких районах от общей массы моренного материала достигает всего 2—5%. Остальная часть морены представлена обычно мелкоземом. Среди последнего далеко не для всех его компонентов можно определенно сказать о месте коренного залегания исходных для него пород и тем самым об очень уж значительной дальности транспортировки. Скорее наоборот, существенная часть этих компонентов и даже некоторые из валунов, действительно были заимствованы и перенесены движущимся ледниковым покровом на сравнительно короткое расстояние. В этом отношении, конечно допуская значительное преувеличение, можно назвать все основные морены в какой-то степени "локальными". Это нетрудно понять в свете имеющихся принципиальных различий взаимодействия льда с прочными и слабо связными породами [Лаврушин, 1976], исходя из которых состав морен на осадочных породах платформы всегда должен быть относительно более локальным, чем на кристаллических щитах.

ОСОБЕННОСТИ ЛЕДОВОГО ЛИТОГЕНЕЗА В ОБСТАНОВКЕ АКТИВНОГО ВУЛКАНИЗМА

В районах интенсивной вулканической деятельности, так же как и в других областях, подвергавшихся оледенению, широко развиты различные типы ледниковых отложений, в том числе и основные морены, закономерности формирования которых подробно рассмотрены Ю.А.Лаврушиным [1976]. Особенности ледового литогенеза вулканических областей определяются составом пород ледникового ложа.

Характерной чертой геологического строения районов современных вулканических извержений является практически повсеместное распространение на поверхности земли свежих вулканических пород, лишь узко локально измененных гидротермально, тогда как осадочные породы отсутствуют или очень незначительно развиты. Поэтому и ледниковые отложения состоят преимущественно из неизменных вулканитов, состав которых выдерживается на больших пространствах. Так как в поверхностных условиях вулканические породы и в первую очередь вулканическое стекло неустойчивы и легко поддаются разрушению, то есть все основания полагать, что продукты их изменения в основных моренах являются результатом воздействия движущегося льда и периодически возникающих режеляционных вод на заключенные в нем минеральные компоненты.

Исследование строения и вещественного состава основных морен Исландии и Камчатки показало особенно отчетливо, что образование их сопровождается интенсивным измельчением и истиранием захваченного льдом материала, включающего обломки различного размера и прочности. Большое количество легко разлагающегося сидеромеланового базальтового стекла обуславливает окаменение моренного материала еще в толще движущегося льда и появление чрезвычайно прочных сцементированных основных морен (тиллитов) даже среди верхнеплейстоценовых отложений. В районах вулканических проявлений тиллиты образуются также в результате воздействия гидротермальных процессов на уже отложенные основные морены. Эти два типа тиллитов можно назвать соответственно диагенетическими и эпигенетическими.

Основные морены Исландии встречаются на различных стратиграфических уровнях плиоцена и плейстоцена, представляя собой отложения крупных ледниковых покровов, достигавших в отдельных случаях мощности более 1000 м. В составе ледникового ложа основных морен Исландии главную роль играли вулканиты базальтового состава. Помимо покровов лав, в пределах центральной тектонической депрессии широко развиты разнообразные вулканокласты базальтового состава, среди которых основную роль играют гиалокласты, состоящие главным образом из легко разрушающегося базальтового стекла — сидеромелана.

На Камчатке даже в периоды максимального оледенения в области крупных вулканических массивов ледниковые покровы не достигали большой мощности и протяженности, оставаясь, по существу, долинными ледниками, спускавшимися из ледяных шапок — центров оледенения по склонам вулканов, образуя ледники подножий. По сравнению с Исландией ледники перерабатывали здесь более широкий спектр вулканических пород (от базальтов до риолитов), в составе которых, даже в пределах базальтовых построек, нередко очень большая роль принадлежала разнообразным вулканокластам (агломератам, брекчиям, шлакам, туфам). В настоящей работе использованы данные по основным моренам, расположенным в пределах и в окрестностях Ключевской группы вулканов. Здесь в составе обломочного материала морен преобладают средние и основные вулканиты. Современные и голоценовые морены изучались на склоне Ключевского вулкана.

По составу обломочного материала основные морены Исландии и Камчатки различаются очень четко.

Особенности вещественного состава кластических компонентов основных морен Исландии определяются довольно однообразным петрографическим составом подстилающих пород. Это — главным образом различные типы базальтов и рыхлые стекловатые базальтовые гиалокластиты и туфы. Первые широко развиты на всей территории Исландии. Толщи, сложенные стекловатым базальтовым материалом, распространены только в пределах центральной тектонической депрессии, пересекающей остров с севера на юг и юго-запад. Соответственно по составу обломочного материала здесь выделяется три типа основных морен. Первый, наиболее широко развитый среди толщ платобазальтов, сложен главным образом продуктами дезинтеграции различных базальтовых лав. Это литокристаллокластический тип основных морен. В строении второго, распространенного главным образом в пределах центральной тектонической депрессии, большую или главенствующую роль играют обломки базальтового стекла. Это — витрокристаллокластический тип морены. Третий, литокристалловитрокластический тип основных морен отличается тем, что базальтовый материал присутствует, но не играет существенной роли.

В строении ложа верхнеплейстоценовых основных морен, развитых в пределах Ключевской группы вулканов и ее окрестностей на Камчатке, основную роль играют базальты, андезито-базальты и андезиты и значительно реже более кислые вулканыты. Помимо лав, даже на базальтовых вулканитах нередко широко распространены различные рыхлые продукты извержений. Большое разнообразие петрографического состава вулканитов этого района нашло свое отражение и в составе основных морен. Кластический материал морен представлен главным образом продуктами базальтовых, андезитовых и реже дацитовых лав и разнообразных шлаков и продуктов их дезинтеграции (вулканическим стеклом, забитым рудной пылью и микролитами плагиоклазов, обломками плагиоклазов, пироксенов, реже оливина). Чистое вулканическое стекло встречается редко. Такой набор обломочного материала соответствует литокристаллокластическому типу исландских морен, но состав обломков на Камчатке отличается большим разнообразием.

Важно отметить, что особенности состава пород ложа ледников сказываются не только на формировании вещественного состава морены. Основные морены на территориях, сложенных рыхлыми вулканиками, очень часто достигают большой мощности (25—30 м и более). В них особенно часто и четко выражены гляциодинамические текстуры пластического течения льда и надвигов текстуры морены. В то же время основные морены ледников, продвигавшихся по лавовым толщам, отличаются небольшой мощностью, залегают в виде отдельных линз на поверхности лавовых покровов, сохранивших отчетливые следы срезания и ледниковой штриховки. Эта зависимость мощности основных морен от характера пород ложа неоднократно наблюдалась в Исландии. Показательно также, что значительное количество рыхлого материала в строении склонов вулканов Центральной Камчатки явилось причиной накопления в верхнем плейстоцене довольно мощных (до 20 м) основных морен даже сравнительно небольшими ледниками подножия.

ФОРМИРОВАНИЕ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО СОСТАВА ОСНОВНЫХ МОРЕН

В районах современного вулканизма в верхней части толщи современных ледников встречаются хорошо выраженные слои, обогащенные захороненной тефрой, выпавшей на поверхность льда. Количество и мощность прослоев тефры зависят от особенностей вулканической деятельности. Как показывает пример Исландии, в районах преимущественно эффузивной вулканической деятельности слои тефры в теле современных ледников встречаются достаточно редко, а мощность их, как правило, не превышает первых сантиметров. Там, где вулканы извергают большое количество эксплозивного материала, мощность и количество прослоев тефры во льду увеличиваются. Однако изучение современных и верхнеплейстоценовых основ-

ных морен Камчатки показывает, что формирование таких прослоев происходило в том случае, если тефра выпадала в области питания ледника. Тефра, выпадающая за пределами этой области, транспортируется, оставаясь на его поверхности, и не захороняется в ледяной толще.

Гранулометрический состав пирокластического материала, содержащегося в верхней части движущегося льда, определяется закономерностями, присущими золовой дифференциации. Чем дальше от источника извержения выпадает тефра, тем больше она обогащается тонкими фракциями. Сопоставление гранулометрического состава базальтовой гидроэксплозивной тefры, выпавшей в 1964 г. в Исландии на склон вулкана Суртсей, и слоя такого же происхождения, захороненного в верхней толще ледника Брейдамеркурйекулдль, показало, что в теле вулкана больше грубой тefры, а содержание фракции $< 0,01$ мм практически одинаково в обоих случаях. Наблюдающееся различие объясняется тем, что тefра, взятая из толщи ледника, выпала на удалении от вулкана и, следовательно, в результате золовой дифференциации "обогадилась" более легкой и тонкой частью гранулометрического спектра. В то же время близкое содержание фракции $< 0,01$ мм определенно указывает на то, что существенной переработки и истирания пеплового материала в верхней части толщи движущегося льда не происходило. Это подтверждается также и тем, что только на поверхности некоторых пепловых частиц при электронно-микроскопическом исследовании обнаружены следы динамического воздействия на них ледника — штришки и царапины, образовавшиеся при перемещении пепловых частиц вместе с движущимся льдом.

Значительно более интенсивное дробление и истирание моренного материала происходит в нижней части толщи движущегося льда. Сравнение структуры и гранулометрического состава тefры исландских и камчатских вулканов и местных основных морен показало, что в процессе формирования морен это приводит к заметному увеличению содержания в них тонких фракций по сравнению с пирокластикой, выпадающей в области оледенения. Так, пеплы, выпавшие в голоцене в пределах распространения верхнеплейстоценовых морен Камчатки, в среднем содержат не более 5% пелитового материала. В верхнем плейстоцене во время извержений на поверхность ледников и ледникового ложа поступало примерно такое же количество пепла пелитовой размерности. Поэтому можно думать, что более высокое (до 10—15%) содержание пелитовой фракции в матриксе развитых здесь основных морен возникло, очевидно, в процессе перетирания движущимся льдом алевритовых, песчаных и более крупных обломков лав, шлаков, вулканического стекла, плагиоклазов, пироксенов и других компонентов вулканических пород. Матрикс как лито-, так и витрокластических типов основных морен Исландии, возникших за счет вулканитов, практически не отличается по гранулометрическому составу от матрикса основных морен материковых оледенений европейской части СССР (рис. 30). Если же учесть, что значительная, если не большая часть пелитового материала основных морен европейской части СССР была заимствована "в готовом виде" из подстилающих глинистых толщ, то станет совершенно очевидным, какую огромную роль играет ледниковое истирание в процессе формирования не только песчаной и алевритовой, но и пелитовой фракций морен крупных ледниковых покровов. Чем меньше размеры ледника, тем меньше и этот эффект истирания. Например, как видно из составленной треугольной диаграммы песок—алеврит—пелит (см. рис. 30), гранулометрический спектр заполнителя мореносодержащего льда и матрикса верхнеплейстоценовых основных морен Камчатки, включающих, помимо обломков лав, большое количество сильно пористых витробазальтовых шлаков, характеризуется явным преобладанием песчаного материала; его больше всего в моренном материале маленьких современных ледников.

Структурный характер обломочного материала, конечно, играет определенную роль в формировании гранулометрического состава основных морен. Так, например, пористый вулканокластический материал шлаков и стекла измельчается в толще движущегося льда быстрее, чем обломки плотных лав. Но приведенное сравнение гранулометрического состава морен относительно небольших ледников Камчатки и крупных ледниковых щитов Исландии показывает, что интенсивность переработки скального и рыхлого вулканокластического материала зависит в основном от мощности

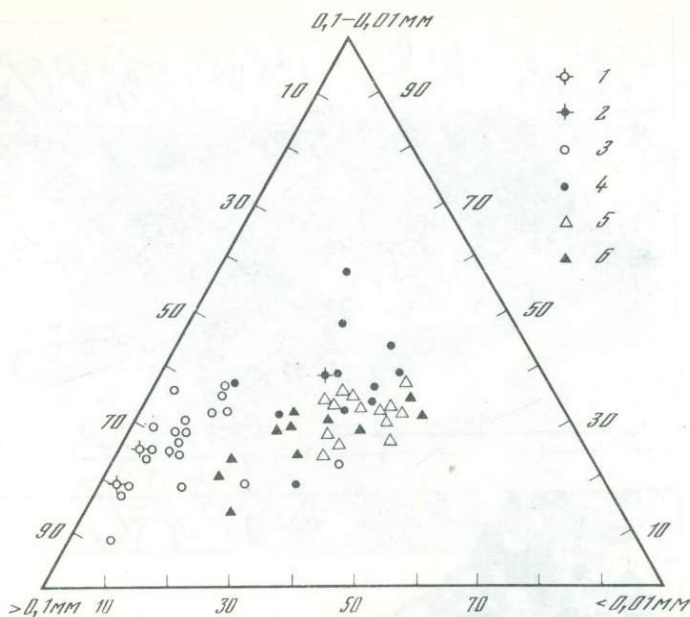


Рис. 30. Сопоставление гранулометрического состава заполнителя основных морен Камчатки, Исландии и Русской равнины

1, 2 — мелкозем из мореносодержащего льда: 1 — на склоне Ключевской сопки, 2 — ледника Брейдамеркурйекудль; 3–6 — основные морены: 3 — Камчатки, 4 — Исландии, 5 — района г. Углича, 6 — района пос. Янтарный

ледниковых покровов, длительности транспортировки и, следовательно, длительности переработки захваченного обломочного материала.

В мощных толщах основных морен Исландии и Камчатки очень часто можно видеть разнообразные следы динамического воздействия движущегося льда на заключенный в нем пирокластический и обломочный материал. Это следы раздробления и растаскивания мелких обломков лав, стекла и шлака между более крупными и прочными кусками лавы, концентрирование тонкораздробленного и тонкорастертого материала вокруг более прочных обломков, выдавливание тонкорастертого материала из зоны дробления и истирания, следы пластического движения тонкорастертого обломков внутри слоя моренного материала, перемещение его по плоскостям плитчатой отдельности.

Валуны, галька и даже песчаные частицы основных морен Исландии и Камчатки очень часто окутаны полностью или частично маломощной каемкой (0,3–0,5 мм), состоящей из плотно упакованного алевроит-пелитового материала. В шлифах иногда можно видеть, как эта кайма "обволакивает" песчаные зерна, напоминая, описанные Р.Ситлером [Sitler, Chapman, 1955] зоны облекания песчаных зерен морены глинистым материалом. Следует особо подчеркнуть, что в моренах Исландии и Камчатки подобные каемки совершенно лишены глинистых минералов. Они состоят только из продуктов дезинтеграции различных вулканических пород. Анализ строения каемок в шлифах позволил прийти к выводу, что образование их связано с дроблением, растаскиванием и истиранием мелких обломков в процессе послойно-дифференцированного движения мелкозема в зоне облекания более крупных обломков. Наиболее интенсивное истирание на границе мелкозем — обломок происходит потому, что движение материала здесь совершается по плоскостям тончайших микрослоев, перемещающихся друг относительно друга с различной скоростью, представляя собой, таким образом, аналог процесса милонитизации. На рис. 31 показаны зарисовки со шлифов основных морен Камчатки и Исландии, демонстрирующие различные стадии формирования и строения таких каемок милонитизации.

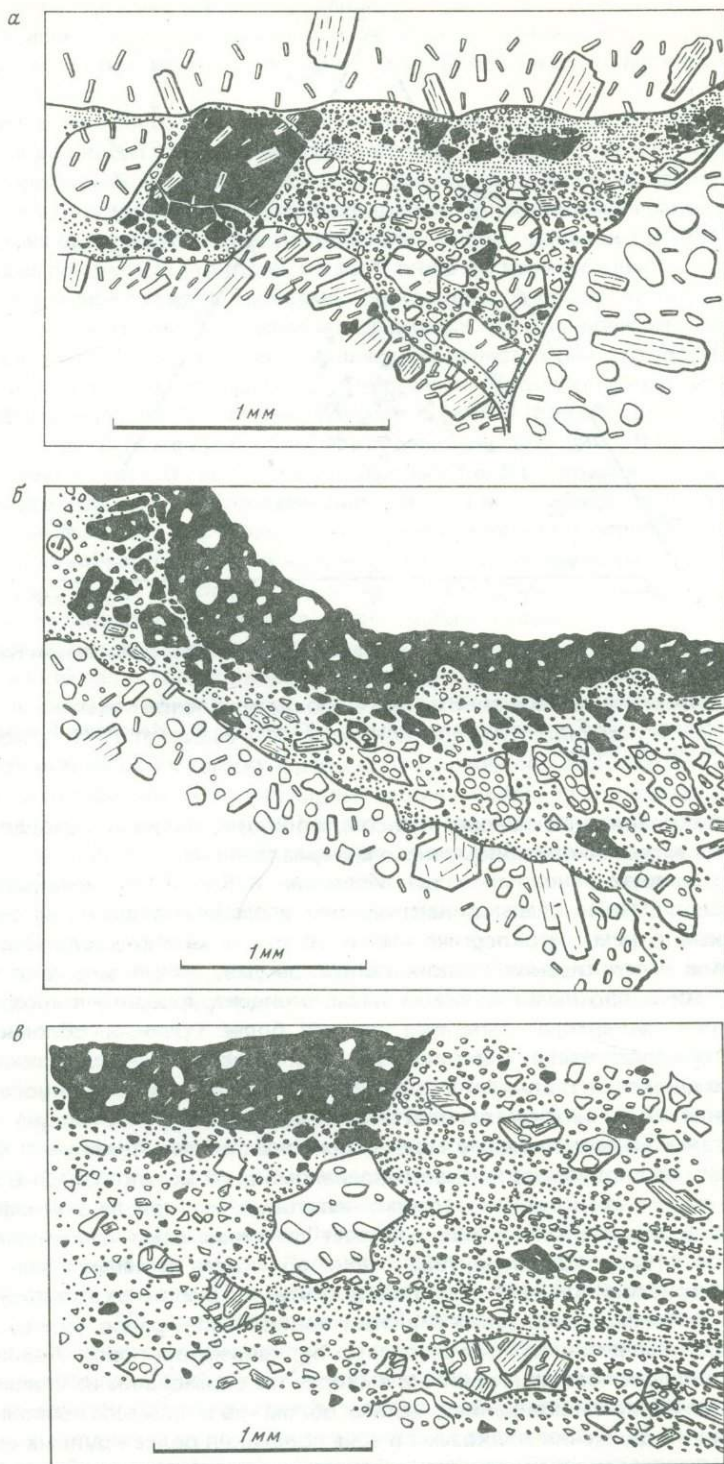
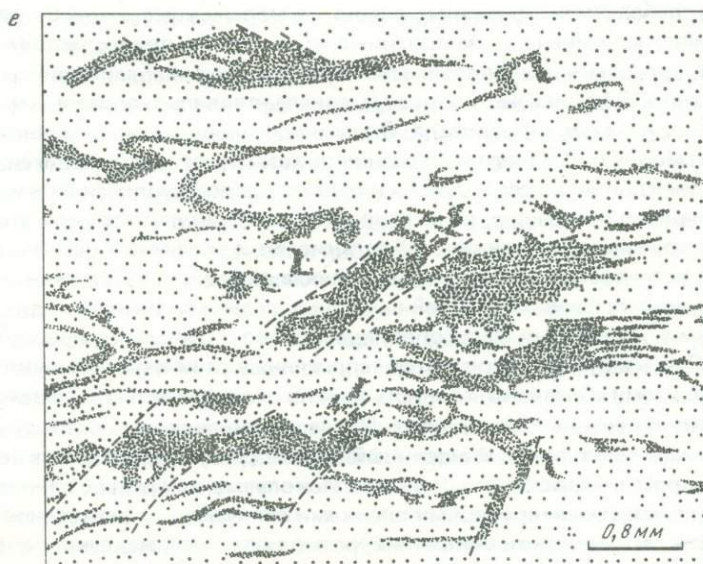
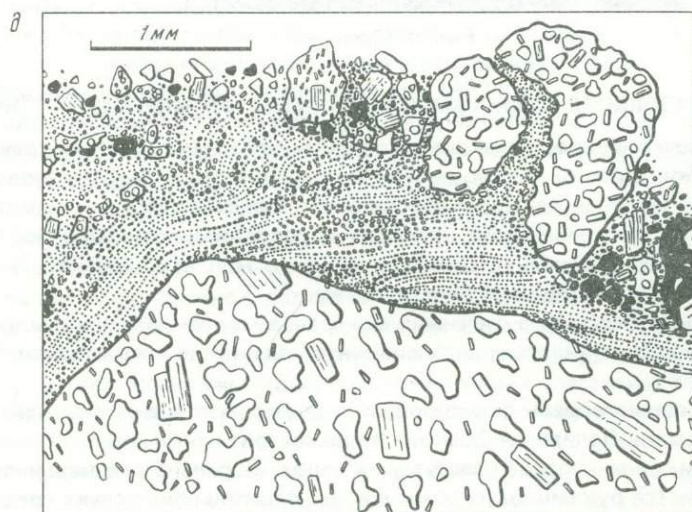
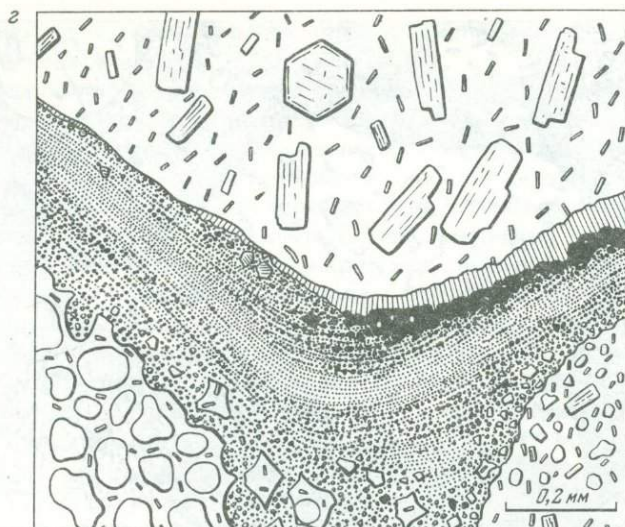


Рис. 31. Микротекстуры моренного мелкозема, отражающие различные стадии формирования обломочного материала в процессе отложения основных морен. Зарисовка со шлифов Н.П. Кураченко

а — раздавливание и дробление; б, в — дробление и растаскивание; г, д — соскабливание и истирание; е — перемешивание (микроскладки и микросколы образуются при послойном течении материала); ж — общий вид сформировавшейся каемки тонкорастертого алевит-пелитового материала



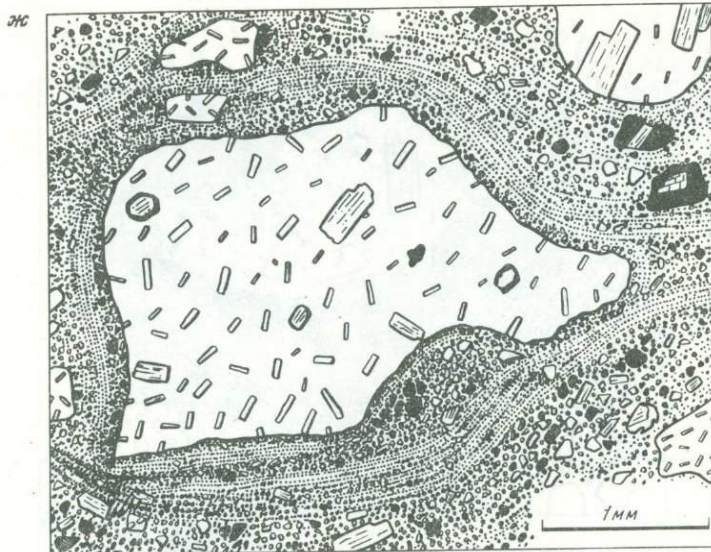


Рис. 31 (окончание)

ПРЕОБРАЗОВАНИЕ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА ФОРМИРУЮЩИХСЯ МОРЕН

Особенности состава пород ложа ледников сказываются не только на гранулометрии морены. Большое количество легко разрушающегося сидеромеланового стекла в некоторых моренах Исландии обусловило появление здесь даже среди самых молодых ледниковых отложений, никогда не подвергавшихся вторичной гидротермальной переработке, сцементированных основных морен, по своей прочности несколько не уступающих древнейшим тиллитам.

По прочности и составу аутигенных минералов морены Исландии могут быть разделены на три типа: рыхлые, слабосцементированные и "окаменевшие", или тиллиты.

Рыхлые основные морены формировались за счет разрушения и истирания свежих эффузивных пород. Пелитовая фракция в них состоит исключительно из тонкодисперсных обломков минералов базальтовых пород. Морены этого типа непрочные, легко разрушаются руками, размокают в воде. Известны они только среди образований последнего оледенения.

В строении слабосцементированных основных морен существенную роль играют различные глинистые минералы, захваченные ледником из подстилающих пород. В общем прочность цементации повышается при увеличении содержания в морене глинистого материала. Большая часть этого материала, являясь терригенным компонентом, играет в морене роль заполнителя. Однако исследование современного моренного материала и морен последнего оледенения показали, что часть терригенного глинистого компонента в процессе переноса и отложения движущимся ледником подвергается интенсивному истиранию, пелитизируется, а образующиеся при этом глинистые коллоиды тончайшими пленками обволакивают и склеивают песчано-алевритовые обломки. При исследовании моренного материала, собранного из толщи мореносодержащего льда одной из южных лопастей выводных ледников Ватнайекудль, было установлено наличие глинистых метакolloидных пленок, обволакивающих терригенные компоненты. Здесь же часто встречаются терригенные глинистые комочки, иногда в сростках с цеолитами. Очевидно, глинистый материал и цеолиты были захвачены из гидротермально-измененных пород ложа. После вытаивания из льда и высушивания первоначально мокрый и рыхлый моренный осадок сразу превратился в твердую породу, с трудом разламывающуюся руками. Ископаемые морены с глинистым заполнителем и глинистыми цементирующими пленками отличаются значительной прочностью, образуют вертикальные стенки обнажений, размокают очень медленно, в сухом состоянии могут быть разбиты только молотком.

Среди прочно сцементированных тиллитов Исландии различаются два типа — диагенетический и эпигенетический.

Диагенетический тип. Диагенетически сцементированные тиллиты встречаются среди основных морен, отложенных во время последней ледниковой эпохи. Образование таких прочно сцементированных окаменевших морен наблюдается только в тех случаях, когда они целиком или большая часть их обломочного материала состоят из базальтового стекла (сидеромелана). Большая прочность этих отложений обусловлена наличием аморфного кремнезема в составе цемента породы. Аморфный кремнезем распространен в породе в виде тончайших пленок, инкрустаций, выполнения микропустот. Формирование кремневых новообразований происходит за счет разрушения базальтового стекла, сидеромелана. В шлифах отчетливо видны следы палагонитизации сидеромелана. У песчаных и более крупных обломков зона палагонитизации сидеромелана обычно захватывает только краевую их часть. Алевритовый или более мелкий материал палагонитизирован полностью или в значительной степени. Палагонитизацию краевой зоны обломков сидеромелана в основных моренах (тиллитах) особенно отчетливо видно при исследованиях с помощью сканирующего микроскопа. При увеличении в 10—15 тыс. раз хорошо виден постепенный, плавный переход палагонитизированных каемок стекла в цементирующее вещество, обволакивающее все кластические компоненты. Химическими исследованиями установлено, что при палагонитизации сидеромелана наряду с внедрением в структуру стекла воды происходит окисление большей части железа и вынос таких компонентов, как кремнекислота, окись алюминия, окись кальция и окись натрия [Гептнер, 1977 б,в].

Рассматривая условия и время образования кремневого цемента, необходимо учитывать неустойчивость сидеромелана, интенсивную его палагонитизацию в поверхностных условиях. Сейчас этот процесс в Исландии происходит очень быстро и особенно активизируется тогда, когда стекло подвергается воздействию контрастных, меняющихся во времени условий, таких, как периодическое смачивание и высыхание, замерзание и оттаивание. В то же время, базальтовое стекло, попавшее на дно водного бассейна и быстро захороненное, долгое время остается неизменным. В толщах мореносодержащего льда, можно думать, гидратация сидеромелана происходит в результате повторяющихся процессов частичного плавления льда и последующего замерзания воды, т.е. процессов режеляции, сопровождающих пластичное течение. При этом благоприятным фактором, облегчающим гидратацию больших масс материала, является постоянное измельчение и истирание обломков стекла движущимся льдом и удаление образующихся гидратированных каемок с его поверхности. В шлифах, изготовленных из отложений основной морены, удается установить неравномерность распространения пленок палагонитизации. Гидратированные пленки нередко находятся только с одной или нескольких, одинаково ориентированных сторон ряда близко расположенных обломков.

Сейчас можно определенно говорить о том, что гидратация и связанное с ней изменение сидеромелана, а также формирование кремневого цемента верхнеплейстоценовых и более древних диагенетических тиллитов происходили еще в ходе движения ледника. Об этом прежде всего свидетельствует тот факт, что среди литокристаллокластической минеральной массы, отобранной из мореносодержащего льда, встречаются редкие, в различной степени гидратированные базальтовые стекла. Характер взаимоотношения свежих частей стекла и продуктов их гидратации не оставляет сомнений в том, что изменение этих обломков происходило еще в толще льда.

Электронно-микроскопическое исследование базальтового стекла, отобранного из слоя туфа в современном леднике, подтвердило широкое распространение продуктов палагонитизации на поверхности пепловых частичек. Важно отметить также, что редкие обломки базальтового стекла, включенные в литокристаллокластическую массу рыхлых ископаемых морен, также палагонитизированы. На формирование твердой породы в теле еще движущегося ледника указывают четко выраженные в тиллитах текстуры, возникновение которых обусловлено послойно-пластичным типом движения ледника. Практически во всех обнажениях витрокластических тиллитов были установлены многочисленные и отчетливо выраженные гляциодинамические текстуры течения, уплотнения, связанные с формированием и накоплением

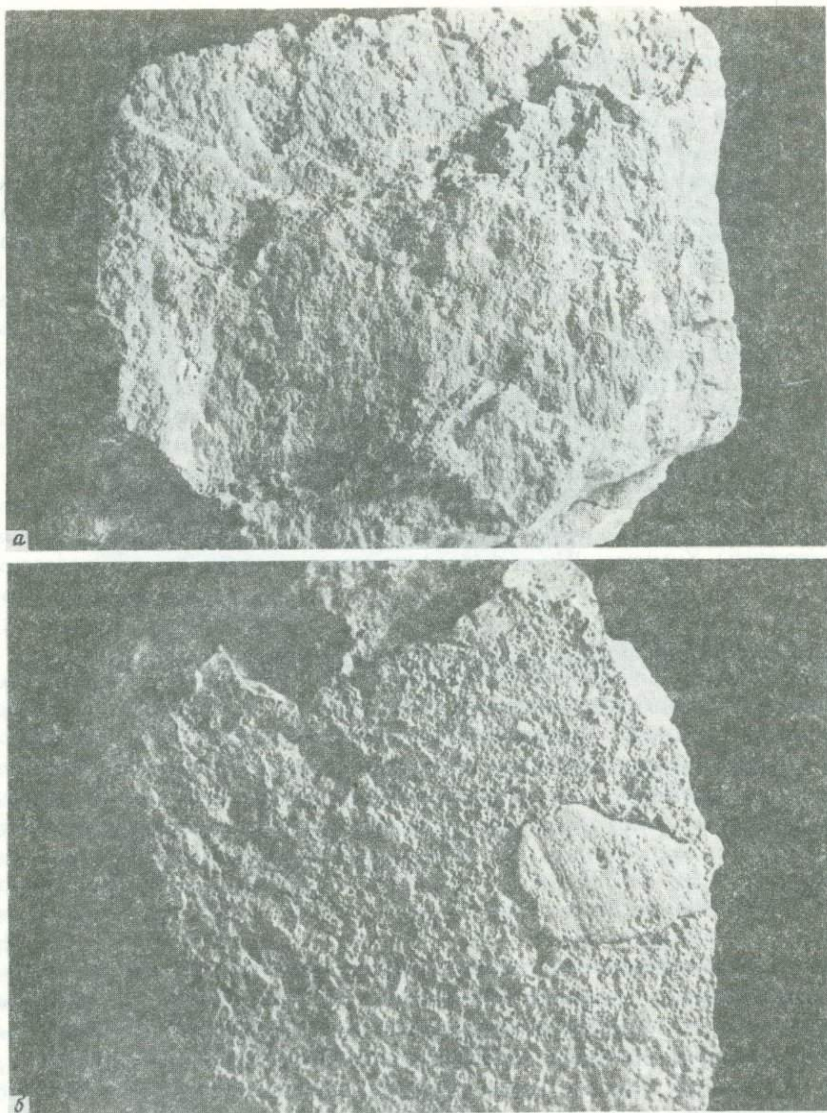


Рис. 32. Микроштриховка (а) и срезанный обломок лавы (б) на поверхности плитчатой отдельности в моренах Исландии

моренной толщи под еще движущимся ледником (это и прекрасно выраженная плитчатая отдельность, и многочисленные следы штриховки, выпаживания, соскабливания моренного матрикса, а также срезания и шлифовки крупных обломков на плоскостях плиток) (рис. 32).

Итак, моренный материал, обогащенный разрушающимся базальтовым стеклом в процессе переработки движущимся ледником, уплотнялся и отвердевал, постепенно цементируясь аморфной кремнекислотой, и превращался в тиллит. Сосуществование в тиллитах палагонитизированного базальтового стекла и совершенно свежего кислого позволяет исключить предположение, что изменение и цементация первоначально рыхлых витрокластических основных морен обусловлено влиянием гидротерм. В последнем случае интенсивно разрушается и кислое вулканическое стекло. Кроме того, все исследованные основные морены рассматриваемого типа располагаются за пределами современных или древних поверхностных гидротермальных проявлений. Влияние же регионального гидротермального метаморфизма, проявляю-

щегося на определенной глубине в результате воздействия подземных вод, легко исключается для отложений, никогда не погружавшихся до уровня подземных вод.

Эпигенетический тип. Эпигенетические сцементированные тиллиты существенно отличаются от описанных диагенетических. Ледниковые образования, принимающие участие в строении мощных позднекайнозойских вулканогенно-осадочных толщ Исландии, в большинстве случаев оказываются прочно сцементированными, независимо от того, отлагались ли они под толщей льда или водно-ледниковыми потоками. Рассматривая способ образования погребенных тиллитов, необходимо иметь в виду, что вне зависимости от возраста, состав и структура цемента в них такие же, как и в других отложениях вулканогенно-осадочных толщ, подвергавшихся переработке и цементации в условиях регионального гидротермального метаморфизма. Степень переработки породы в результате влияния подогретых и минерализованных подземных вод целиком определяется ее проницаемостью. Основные морены из-за их плотности и слабой проницаемости значительно меньше изменены по сравнению с более проницаемыми отложениями другого генезиса. Эпигенетический характер преобразования погребенных основных морен устанавливается вполне определенно. Это неравномерный характер распределения в них аутигенных компонентов цемента, связанный с наличием участков различной плотности. На участках первоначально повышенной проницаемости тонкоалевритовый и пелитовый материал сильно изменен, а иногда полностью замещается монтмориллонитом, цеолитами, кальцитом и в ряде случаев кристобалитом. Кислое и основное стекло сильно разрушены. По основному стеклу развиты псевдоморфозы железистого монтмориллонита. Кислое стекло полностью замещается монтмориллонитом и цеолитами. Синтетический монтмориллонит образует пленочный и порово-пленочный цемент. Часто можно наблюдать секущие жилки цеолитов, выделения монтмориллонита и (или) кальцита.

Таким образом, благодаря наличию в составе основных морен Исландии легко разрушающегося компонента — сидеромеланового стекла, отчетливо выявляется большая роль физико-химических процессов, происходящих в толще движущегося ледника и обусловивших превращение рыхлого моренного материала в прочную породу — тиллит. Диагенетическое отвердевание и превращение рыхлой основной морены в тиллит происходит в том случае, когда моренный материал оказывается обогащенным легкоразрушающимся базальтовым стеклом. Штриховка, следы выпахивания и срезание крупных обломков на плоскостях плитчатой отдельности морен свидетельствуют о существовании в толще движущегося ледника плиток и блоков, сложенных уже достаточно прочным и твердым моренным материалом. Все это позволяет думать, что уплотнение и цементация основных морен и превращение их в тиллиты происходит в результате гидратации базальтового стекла и выноса окиси кремния, алюминия, кальция и натрия в то время, когда нижние части льда продолжали еще двигаться. Основным минеральным новообразованием цемента диагенетических тиллитов являются аморфный кремнезем. Диагенетические тиллиты (основные морены) нередко подстилаются, перекрываются и переходят по простиранию в рыхлые отложения иного генезиса (абляционные морены, водно-ледниковые и озерные отложения). Диагенетические тиллиты распространены локально и только в тех районах, где подстилающие ледники толщи сложены или в значительной степени обогащены стекловатыми вулканическими породами. По простиранию диагенетические тиллиты замещаются основными моренами обычной прочности.

Значительно шире на площади распространены эпигенетические тиллиты, которые образуются в результате переработки материала уже отложенных морен гидротермальными растворами. В поверхностных условиях ограниченные по простиранию участки эпигенетических тиллитов образуются в местах выхода гидротерм. По простиранию они сменяются рыхлыми основными моренами. Горизонты тиллитов большой протяженности образуются при погружении уже отложенных основных морен ниже уровня подземных вод и цементации их в результате воздействия регионального гидротермального метаморфизма. Степень и характер эпигенетического изменения основных морен аналогичны тем, которыми обладают вмещающие породы иного генезиса. Эпигенетические тиллиты распространены значительно шире диагенетических. Область их распространения не ограничивается только неовулканичес-

Типы пород	Вещественный состав обломочного материала												Цемент	
	литокристалло-кластический				литокристалло-витрокластический				витрокристалло-кластический				состав и структура	условия образования
Рыхлые не сцементированные основные морены														
Плотные, слабо сцементированные основные морены													Терригенные глинистые минералы, частично переработанные, образующие метакolloидные пленки	Поверхность земли. Толща мореносодержащего льда в зоне формирования основной морены
Окаменевшие прочно сцементированные основные морены (тиллиты)	диагенетические												Аморфный кремнезем. Пленочный цемент, заполнение микропустот	
	эпигенетические												Гидроокислы железа, глинистые минералы, цеолиты, кальцит (кристобалит). Порово-пленочный и базальный цемент, жилки, выделения на плоскостях плитчатой отдельности	Десятки-сотни метров ниже поверхности земли. Область регионального гидротермального метаморфизма

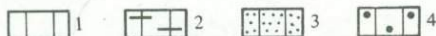


Рис. 33. Зависимость цементации основных морен Исландии от синтетических и эпигенетических преобразований

1 — зона поверхностного преобразования пород; 2 — то же, с участием терригенно-глинистых компонентов; 3, 4 — тиллиты: 3 — диагенетические, 4 — эпигенетические

кими районами. Они могут быть встречены в различных геоструктурных зонах, там, где ледниковые и вмещающие их отложения при погружении подвергались эпигенетической переработке (рис. 33).

* * *

Проведенные исследования позволяют сделать следующие выводы.

1. Формирование гранулометрического состава основных морен вулканических областей происходит за счет переработки движущимся льдом скальных и рыхлых вулканитов. Основная масса пелитовой фракции морен образуется в результате ледникового истирания свежих вулканитов; она содержит глинистые минералы только там, где ложе ледника сложено гидротермально-измененными породами.

2. В толще льда происходит интенсивное разрушение обломков нестойких вулканических пород и стекол и одновременная и постепенная цементация их высвобождающимися компонентами силикатного состава.

3. Обогащение моренного материала легко разрушающимся базальтовым сидеромелановым стеклом приводит к формированию чрезвычайно прочных блоков морены (диагенетических тиллитов) еще в толще движущегося льда.

4. Диагенетические тиллиты по составу и характеру распространения вторичных минеральных компонентов четко отличаются от эпигенетических тиллитов, образовавшихся в результате наложенной гидротермальной переработки уже отложенных основных морен.

КАРБОНАТЫ В ОСНОВНЫХ МОРЕНАХ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ МАТЕРИКОВЫХ ОЛЕДЕНЕНИЙ

В основных моренах плейстоценовых материковых оледенений, распространенных на породах осадочного дочетвертичного чехла платформ, содержание карбонатных компонентов оказывается всегда достаточно существенным. Это связано по крайней мере с тремя факторами.

Первый из них — ассимиляция подстилающих карбонатных пород движущимся ледниковым покровом.

Второй — возникновением новообразованных карбонатов в толщах морен на стадии транспорта и раннего диагенеза моренного материала.

Третий — образование карбонатов, возникших в гипергенных условиях.

В связи с изложенным, все карбонаты, встречающиеся в моренах, можно разделить на две группы: терригенные и новообразованные. Последние также можно подразделить на две подгруппы: диагенетические и эпигенетические.

ТЕРРИГЕННЫЕ КАРБОНАТЫ

О присутствии терригенных карбонатов в моренах известно давно, и они отмечаются обычно в обширной литературе, посвященной ледниковым образованиям. Обычно представлены они в виде валунов, обломков пород разной величины, захваченных из более древних пород, конкреций, карбонатных фаунистических остатков, в виде отдельных минералов, а иногда в благоприятных местах: в виде крупных отторженцев и чешуй.

В виде валунов и обломков пород в моренах нередко встречаются известняки, доломиты, мергели, карбонатные песчаники. При этом доля валунов или обломков карбонатных пород иногда может оказаться весьма значительной. Особенно в этом отношении выразительны локальные морены на известняках, которые достаточно часто оказываются почти нацело состоящими из валунов и обломков этих пород. Еще большее впечатление создают некоторые разновидности чешуйчатых морен, в строении которых иногда можно видеть чередование чешуй валунных суглинков с чрезвычайно крупными чешуями писчего мела (о-в Рюген, ГДР и о-в Мен, Дания), имеющими объем в десятки миллионов кубических метров.

В монолитных моренах доля валунов и обломков карбонатных пород оказывается в ряде случаев также достаточно существенной. Так, например, по данным К.И. Лукашева и С.Д. Астаповой [1969], содержание валунов карбонатных пород в моренах Белоруссии составляет 40–70% от общего состава валунов. Аналогичные процентные соотношения свойственны, по нашим материалам, моренам Ярославского Поволжья. Однако содержание терригенных карбонатов в одном и том же горизонте морены не остается постоянным. Это было убедительно продемонстрировано А. Дрейманисом [Dreimanis, 1971] на примере изучения содержания доломитов в моренах провинции Онтарио (Канада).

В песчаных, алевритовых и пелитовых фракциях морен имеющиеся в них терригенные карбонаты представлены обычно обломками пород, остатками фауны или зернами кальцита и доломита. При этом наибольшая концентрация карбонатов приурочена к алевритовой фракции [Dreimanis, 1971; Dreimanis, Vagners, 1963].

Новообразованные карбонаты в моренах возникают, с одной стороны, под влиянием гипергенных процессов, а с другой, — как это было установлено сравнительно недавно, еще в процессе формирования морен, т.е. на стадии раннего диагенеза. Поэтому все новообразованные карбонаты мы подразделяем на две группы: диагенетические и эпигенетические.

Диагенетически новообразованные карбонаты

Сравнительно недавно было показано, что на отдельных участках ледникового ложа под движущимся ледником возникают благоприятные условия для хемогенной садки кальцита. Прямым указанием на существование этого процесса являются опубликованные материалы Д. Форда с соавторами [Ford a.o., 1970], Б. Халлета [Hallet, 1976], а также других исследователей. Еще раньше о подледниковом хемогенном процессе осаждения карбонатов в Альпах сообщал В. Бауер [Bauer, 1961], а в Скандинавии — Л. Керс [Kers, 1964]. Так, например, Д. Форд с коллегами обнаружили кальцитовую корку на известняковых скалах вблизи края ледника, недавно освободившихся из-под льда (гора Касльгард, национальный парк Банф, Канада). Эта кальцитовая корка имела толщину до 1 мм и состояла на 45% из кальцита и на 55% из тонкого терригенного материала. Наиболее важным обстоятельством, отмеченным исследователями, являлось то, что кристаллы кальцита и минеральных зерен в корках оказались ориентированными по направлению движения ледника.

Весьма интересные наблюдения, касающиеся хемогенной садки кальцита на ледниковое ложе, описаны Б. Халлетом [Hallet, 1976]. По его данным, в мелких западинках ледникового ложа, примыкающих к его выступам, создаются благоприятные условия для образования сталактитоподобных натечных кальцитовых корок толщиной до 1–2 см, микрорельеф которых имеет преимущественно ориентировку в направлении движения ледника. О наличии подобного типа натечных, преимущественно кальцитовых корок на скальных породах ледникового ложа в отдельных районах Норвегии, сохранившихся со времени последнего плейстоценового оледенения, недавно сообщили Т. Бьякке и Х. Дюпвик [Bjakke, Dypvik, 1977]. В Смоленской области в известняковом карьере вблизи с. Городище аналогичного типа натечные кальцитовые образования обнаружены нами на ледниковом ложе, перекрытом мореной московского оледенения.

Однако в областях распространения рыхлых осадочных пород, которые ранее покрывались материковыми оледенениями, до сих пор подобного типа образования не описывались. С нашей точки зрения, аналогами подобного типа карбонатных новообразований могут быть кальцитовые корки, иногда имеющиеся на контакте монолитных морен с подстилающими их рыхлыми отложениями, обычно чаще всего песками. Мощность таких корок может колебаться в пределах 1–10 см. Так, например, в изученном нами разрезе Чернобыль (вблизи устья р. Припять) оказалась сцементированной кальцитом самая верхняя часть песков, подстилающих днепровскую морену. Эта кальцитовая корка, хотя и была прослежена на несколько десятков метров, но имела далеко не повсеместное распространение. Концентрация новообразованных карбонатов в виде узкой зоны могла быть обусловлена тем, что нижежащие пески находились в мерзлом состоянии. В соответствии с опубликованными материалами Б. Халлета [Hallet, 1976] можно думать, что условия, благоприятные для хемогенной садки кальцита, происходили на участках ледникового ложа, примыкавшим к участкам, где происходило интенсивное давление ледникового покрова. Изучение шлифов из кальцитовой корки показало, что кальцит имеет форму изометричных зерен, образующих цемент базального типа. Кальцит оказывается достаточно агрессивным. Многие песчаные зерна имеют неровные корродированные контуры, а от некоторых терригенных зерен можно лишь наблюдать "тени".

Более мощные карбонатные плиты, также сцементированные кальцитом и достигающие толщины 0,3 м, наблюдались нами в разрезе Довайнонис-2, на правом берегу Каунасского водохранилища, вблизи д. Довайнонис. Этот разрез интересен так-

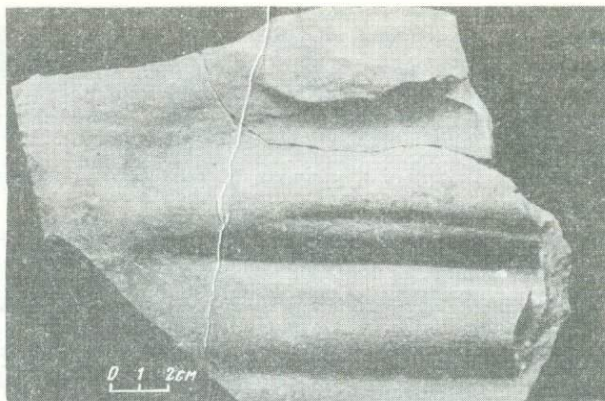


Рис. 34. Плитчатые конкреционные стяжения разреза Довайнонис

же тем, что новообразованные карбонаты появляются по зонам гляциотектонических надвигов в тонкозернистых песках, подстилающих верхнюю морену. Характер дислокаций в песках позволяет думать, что они в свое время находились в мерзлом состоянии. Новообразованные карбонаты в данном случае образуют плитчатые конкреционные стяжения. Нижняя поверхность плиток почти ровная. Верхняя — натеchnоподобная, ребристо-пальцеобразная. Толщина плиток 3–1,5 см (рис. 34). Интересно отметить, что по своему внешнему виду, морфологии, плитки чрезвычайно напоминают корки, описанные Б.Халлетом, но имеют по сравнению с последними большие размеры. Плитки представляют собой прочный тонкозернистый песчаник, сцементированный кальцитом, который залегает в 9-метровой толще песков. Изучение шлифов показало, что зерна кальцита так же, как и в предыдущем случае, имеют изометрическую форму, и кальцит является достаточно агрессивным по отношению к терригенным зернам. Таким образом, в разрезе Довайнонис-2 можно наблюдать новообразованные карбонатные плитки не только непосредственно на контакте с вышерасположенной мореной, но и в более широкой зоне — толще песков с развитыми в ней гляциодислокациями.

При проведении исследований в Гренландии выяснилось, что химическая садка кальцита происходит также в толще мореносодержащего льда. Особенно выразительными в этом отношении оказались так называемые карбонатно-мелкоземистые пояски на валунах, состоящие в своей значительной части из аутигенного кальцита [Лаврушин, Ренгартен, 1974; Лаврушин, 1976]. Чрезвычайно важным было также обнаружение аналогичного типа карбонатного налета или "рубашек" на валунах в плейстоценовых моренах окрестностей г. Углича.

Более того, очень интересным по своему составу оказался нередко встречающийся светло-серый налет на плоскостях типичной для морен плитчатой текстуры, являющейся результатом послойно-дифференцированного пластического течения льда [Лаврушин, 1976]. Изучение этого налета показало, что в его составе преобладают мелкие (до 0,01 мм) аутигенные зерна кальцита изометричной формы. При этом общее содержание CaCO_3 достигает 68%. Кроме того, в шлифах из тех же морен Н.В. Ренгартен обнаружила, что аутигенные выделения тонкозернистого кальцита образуют тонкие пленки (налеты) на поверхности некоторых обломков пород и крупных зерен кварца, а иногда дают бесформенные сгустки и линзовидные скопления, вытянутые в направлении движения ледника.

В этой связи необходимо заметить, что в литературе было высказано мнение об аутигенной природе кальцита, встречающегося во фракциях 0,05–0,01 и 0,1–0,05 мм. Как отмечает А. Климашкаускас [1965], кальцит в этих фракциях в моренах Литвы представлен в виде ромбоэдров, имеющих хорошо выраженную кристаллическую форму. Действительно, как показало изучение прозрачных шлифов из морен района Углича, Калининградской области и некоторых других районов Русской равнины, в алевритовых фракциях моренного мелкозема почти всегда достаточно

много ромбоздров кальцита. Однако далеко не всегда можно с уверенностью сказать, что мы постоянно имеем дело лишь с аутигенными образованиями. Дело в том, что нередко в шлифах можно видеть, как обломки известняков рассыпаются на более мелкие фрагменты, которые в свою очередь дезинтегрируются уже на отдельные хорошо ограниченные зерна кристаллического кальцита, участвовавшие в сложении известняков. Поэтому в шлифах бывает сложно отличить аутигенные зерна кальцита от терригенных.

Можно думать, что о наличии кальцита аутигенной природы свидетельствует общее распределение карбонатов и, в частности, кальцита в различных фракциях моренного мелкозема. Как показали исследования А. Климашкаускаса [1965], К.И. Лукашева, С.Д. Астаповой [1971], Ю.А. Лаврушина [1976], в алевритовой фракции обычно наблюдается возрастание содержания карбонатов по сравнению с мелкопесчаной фракцией. Более того, по А. Климашкаускасу [1965], такое увеличение содержания количества карбонатов наблюдается в алевритовой фракции при отсутствии обломочных карбонатов во фракции 0,25–0,1 мм. С нашей точки зрения, этот "карбонатный пик" моренного мелкозема можно как раз связать с появлением в нем новообразованного кальцита. По нашему мнению, в шлифах к этому типу карбонатов можно отнести вкрапленники кальцита в глинистых каемках вокруг обломочных зерен, нередко оказывающих корродирующее воздействие на последние.

Таким образом, описанные аутигенные выделения кальцита оказались прослеженными в целом почти в виде непрерывного ряда от "живого" ледника до отложенных морен. Это позволяет говорить об их возникновении в условиях подледного преобразования мореносодержащего льда в основную морену. При этом важно подчеркнуть, что во время формирования морены процессы химической садки кальцита не охватывают всей ее толщи. Наиболее часто они оказываются приуроченными к тем участкам моренного пласта, где существуют наиболее оптимальные условия для периодического образования режеляционных вод в ходе послойно-дифференцированного пластического течения льда (на поверхностях плитчатой отдельности). Не менее благоприятными также оказываются для этих процессов участки пласта морены вблизи валунов или отторженцев, являющихся местными упорами, способствующими возникновению в толще мореносодержащего льда дополнительного давления и образования режеляционной воды. Последняя, как это известно, бывает достаточно агрессивной благодаря значительному содержанию в ней углекислоты. При достаточном насыщении режеляционной воды углекальциевой солью часть ее, очевидно, высаживается хемогенно в виде кальцита в моменты периодического замерзания воды после спада напряжений в толще льда.

С наличием сильно насыщенных углекальциевой солью режеляционных вод в формирующихся моренах может быть связана не только хемогенная высадка отдельных зерен кальцита, но и более разнообразных по своей морфологии новообразований карбонатов. В этом отношении несомненный интерес представляет собой карьер по добыче песка на северной окраине д. Поречье вблизи дороги Калязин — Загорск. Карьер заложен на правом высоком берегу р. Нерль и вскрывает толщу желтовато-серых тонкозернистых преимущественно кварцевых песков, видимой мощности до 4 м, перекрытых коричневатой бурой мореной. Мощность ее до 2,5 м. Контакт между мореной и песками мелконеровный с небольшими текстурами захвата последних. В нижней части морены достаточно много разнообразных по форме песчаных линзочек. В целом для морены в данном разрезе свойственна хорошо выраженная плитчатая текстура. Характерной особенностью строения морены является наличие в ее нижних частях (нижних 0,5 м) многочисленных выделений кальцита в виде разнообразных конкреций, а также в виде карбонатной корки на контакте морены с песками толщиной до 0,1 м. Среди конкреций отчетливо различаются три морфологические формы. Первая из них — это шаровидные конкреции, имеющие в диаметре 2–3 см и распределенные в морене без какой-либо видимой закономерности. Вторая форма — это удлиненные стяжения цилиндрической формы до 1,5 см в диаметре или соединенные друг с другом почковидные агрегаты, состоящие из мелких шаровидных конкреций (рис. 35, вкл.). Обычно этот тип конкре-

ций приурочен или к текстурам захвата лежащих ниже песков или к отмечавшимся выше мелким линзочкам песков, содержащихся в нижней части морены. Третья форма — это образование карбонатной корки толщиной до 3—5 мм на различных по размерам валунах, по сути дела отражающей начальные этапы формирования конкреций, ядром которых являются эти валуны. Кроме того, на отдельных из них иногда можно видеть налипание мелких шаровидных конкреций.

Изучение шлифов из моренного мелкозема, изготовленных из нижней части морены, в которой имеются карбонатные новообразования, и из средней части ее толщи, лишенной последних, показало отсутствие каких-либо принципиальных различий в терригенном материале. Обращает на себя внимание наличие в обоих шлифах обломков нередко корродированных карбонатов алевритовой размерности, а также рассеянного пелитоморфного карбоната, входящего в состав карбонатно-глинистого цемента базального типа (рис. 36, вкл.). В преимущественно карбонатном цементе нижней части морены отчетливо различаются две генерации высадившегося кальцита. В первой — зерна более крупного кальцита обычно обволакивают крупные терригенные обломки пород или минералов, часто корродируют их, а в отдельных случаях от кварцевых зерен или калиевых полевых шпатов, например, остаются лишь теневые структуры. Во второй — это тонкокристаллический кальцит, который, по-видимому, частично замещает собой обычный глинистый матрикс морены между терригенными зернами песчаной и алевритовой размерности. Именно на частичное замещение указывает наличие в шлифах участков или полосок моренного матрикса с обычным глинисто-карбонатным цементом коричневатого-бурого цвета.

Содержащиеся в морене шаровидные конкреции обычно не имеют ядра и при раскалывании в них можно видеть V-образные пустоты. Цемент конкреций состоит из тонкокристаллического кальцита, в котором "плавают" обломочные зерна кварца, полевых шпатов, мусковита, обломки известняка. В отличие от обычного моренного матрикса количество терригенных зерен в конкрециях значительно уменьшено. В виде небольших участков в шлифах встречаются включения собственно моренного матрикса, в котором при больших увеличениях можно также видеть мелкие кристаллики новообразованного кальцита (рис. 37, вкл.). Так же, как и в моренном матриксе, зерна кварца нередко корродированы, а иногда от некоторых зерен остаются лишь теневые структуры. Состав глинистых минералов в стенке конкреций и в моренном мелкоземе оказался полностью идентичным. Среди них определены тонкодисперсный, плохо окристаллизованный монтмориллонитовый минерал, гидрослюда, каолинит, следы хлорита. В глинистой фракции постоянно присутствует кварц¹.

Близкое строение имеют также почковидные конкреции и кальцитовые корки на валунах, для которых также свойственно широко распространенное явление коррозии кварца и теневые структуры. Крайне важной особенностью строения всех конкреционных выделений в данном разрезе является почти полное отсутствие в них концентрического строения, что может указывать на непрерывный процесс их образования.

Появление сильно насыщенных углекальциевой солью агрессивных режеляционных вод в толще формирующейся основной морены (даже в тех случаях, когда она участвует в строении чешуйчатых и конечных морен) связано обычно, как показывают наши наблюдения, с участками, на которых в ней существовали достаточно интенсивные напряжения. Это в конечном итоге приводило к частичному растворению карбонатных валунов, концентрации насыщенных растворов в моренном мелкоземе вблизи валунов и цементации этого мелкозема с образованием конкреций кальцитового состава во время спада напряжений. В этом отношении процесс образования карбонатных конкреций в моренных толщах оказывается принципиально иным, чем обычно принято думать. Поэтому для подобных образований может быть полезно использовать термин гляциометаморфические или гляциострессовые диагенетиче-

¹ Рентгеноструктурные исследования глинистых минералов производились в лаборатории физических методов исследования минералов Геологического института АН СССР.

ские карбонатные конкреции. С нашей точки зрения, этот необычный термин достаточно удачно подчеркивает оригинальную природу карбонатных конкреций рассматриваемого класса в моренах.

Исследования, проведенные на территории Смоленской, Калужской и Московской областей, убедительно показали, что гляциометаморфические диагенетические карбонатные конкреции чаще всего оказываются приуроченными к моренным дайкам, мощным структурам выжимания различной морфологии, некоторым моренным чешуям, складчатой морене, а также нередко встречаются в моренном мелкоземе, участвующем в строении конечных морен. В настоящем разделе мы приведем конкретные материалы лишь по карбонатным конкрециям, обнаруженным в разрезе на правом берегу р. Припяти вблизи Лелевского лесничества, получившего условное название "разрез Чернобыль". Недавно подробное описание этого разреза, характеризующего строение конечной морены, было опубликовано [Гожик и др., 1976], поэтому ниже мы приведем лишь только те материалы по его геологическому строению, которые необходимы для понимания основной идеи настоящего раздела.

В разрезе Чернобыль карбонатные конкреции содержатся в днепровской морене, представленной красно-бурым валунным суглинком. Мощность морены до 5 м. Перекрыта морена толщей озерно-ледниковых и флювиогляциальных отложений, поверх которых имеется погребенная почва подзолистого типа, относящаяся некоторыми исследователями к одиновскому времени. Подстилается морена толщей дислоцированных аллювиальных песков, видимая мощность которых достигает 5,5 м.

Важной особенностью вещественного состава морены является отсутствие в верхних 1,5 м макро- и микрообломков карбонатных пород при их значительном количестве в более нижних частях толщи. Кроме того, примерно на глубине 3 м от кровли в морене появляются карбонатные конкреции, состоящие в основном из кальцита и примеси терригенного материала. О существенно большей концентрации карбонатов в нижней части толщи морены свидетельствуют и данные химического анализа: в верхней части морены содержание CaCO_3 достигает всего 0,75%, в то время как в нижней половине — до 14,2%¹. Содержание CaCO_3 в конкрециях достигает 50–55%, при этом в центральной части, у ядра, содержание максимально, а к периферии конкреции уменьшается до 44–49%. Все конкреции в данном разрезе имеют ядра из карбонатных пород. Конкреции чаще всего имеют шаровидную форму, хотя и встречаются среди них более сложные образования, включающие в себя несколько сросшихся отдельных конкреций (рис. 38, вкл.). В диаметре шаровидные конкреции достигают 2–4 см. Стенки конкреций состоят из обломочных зерен, сцементированных мелкозернистым кальцитом. Обломочные зерна обычно имеют размер 0,05–0,15 мм, а среднее их содержание составляет 10% от общего объема стенки конкреции. В целом минеральный состав обломочных зерен аналогичен составу в моренном мелкоземе, но отличается от последнего заметно меньшим их содержанием.

Так же, как и в других случаях, кальцит в конкрециях весьма агрессивен по отношению к силикатным минералам, активно корродирует и замещает в особенности зерна кварца и полевых шпатов (рис. 39, вкл., 40, вкл.). Состав глинистых минералов тот же, что и в моренном мелкоземе. Среди них определены смешанно-слоистые минералы типа слюда-монтмориллонит и кальцит.

При движении льда по плоскостям внутренних сколов в некоторых участках моренного покрова, имеющего в этом случае чешуйчатое строение, также создаются условия для хемогенной садки карбонатов, хотя форма их выделения оказывается существенно другой. В этом отношении весьма выразительным примером является строение днепровской морены в районе г. Углича в разрезе у д. Федюково. Характерными его особенностями здесь являются чешуйчатое строение и наличие

¹ Содержание CaCO_3 в моренах Русской равнины обычно колеблется в пределах 14–20%. Поэтому в данном случае нет оснований думать о последующем привносе CaCO_3 в нижнюю часть морены.

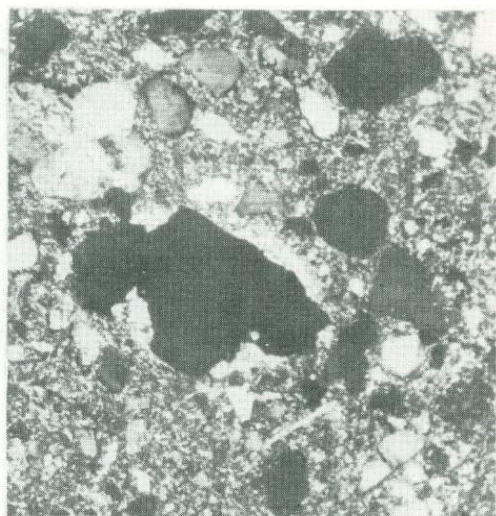
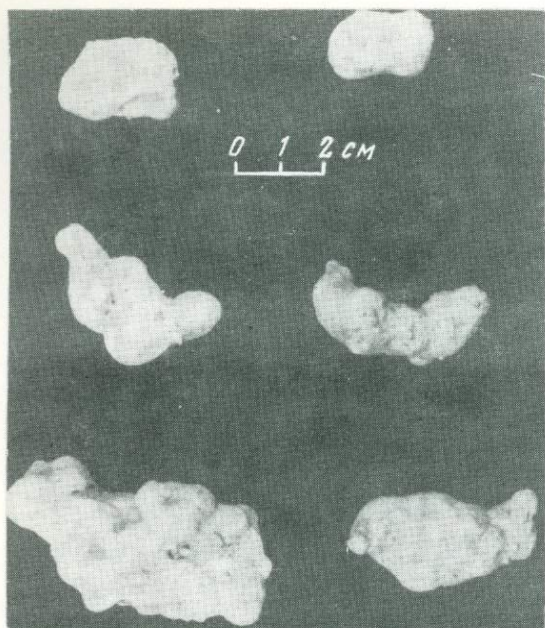


Рис. 35. Почковидные конкреции разреза Поречье (нат. вел.)

Рис. 36. Общий вид карбонатно-глинисто-терригенного моренного мелкозема (увел. 100; николи +)

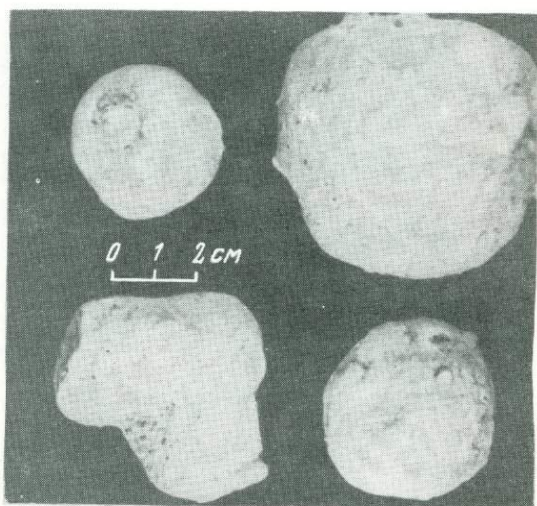


Рис. 37. Участок незамещенного моренного мелкозема в стенке конкреции (увел. 50, николи +)

Рис. 38. Конкреции разреза Чернобыль

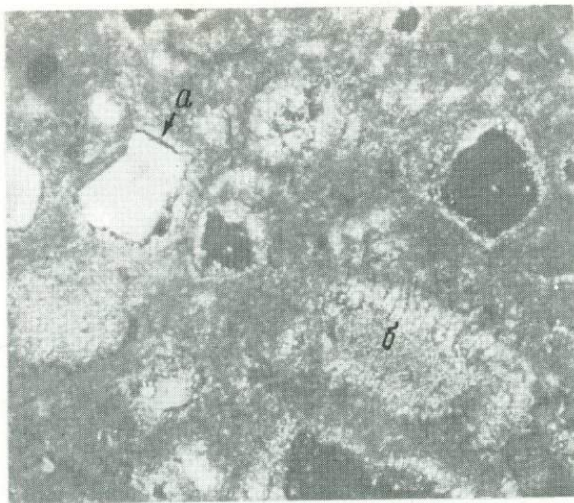


Рис. 39. Строение стенки конкреции Чернобыль: *а* — осветленные каемки кальцита вокруг зерен кварца, *б* — "тени" замещенных зерен — осветленные пятна (увел. 100; николи +)

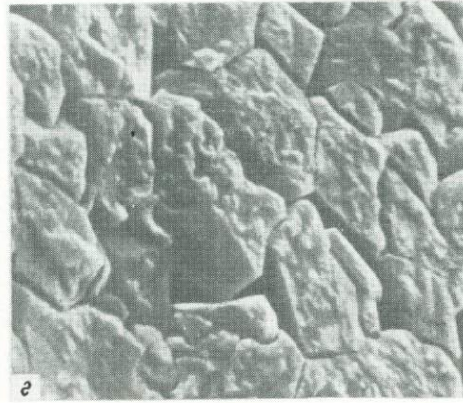
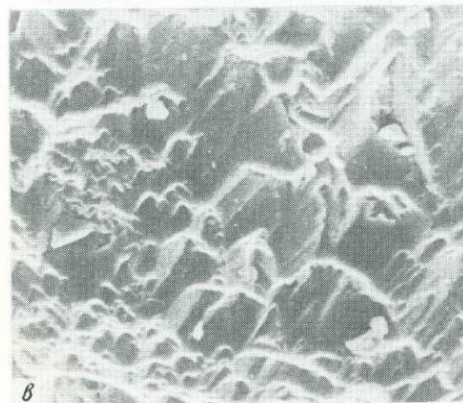
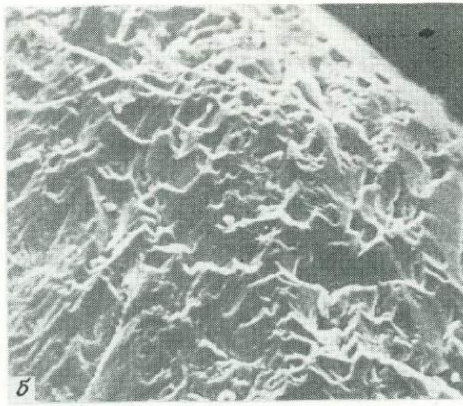
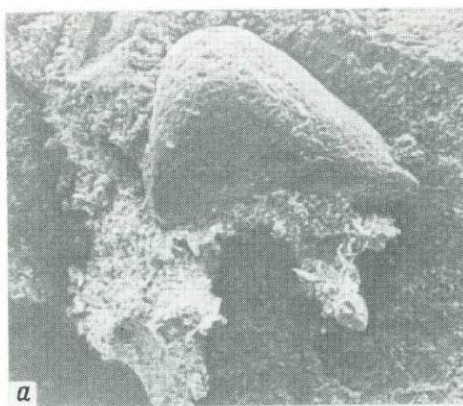


Рис. 40. Новообразованный кальцит в стенке конкреции (сканирующий микроскоп)

а — выделение двух генераций кальцита, вблизи терригенного зерна видно выделение более крупнокристаллического кальцита (увел. 640); *б* — кальцит, высадившийся на поверхности терригенного зерна (увел. 640), *в* — то же (увел. 2550); *г* — более крупные кристаллы кальцита в нише, образовавшейся при удалении терригенного зерна из стенки конкреции (увел. 1300)

крупных диапиров, сложенных дислоцированной гляциотектонической смесью четвертичных и верхнемеловых песков. В кровле гляциодиапиров и на их флангах на контакте с валунным суглинком имеется почти сливной известняковый песчаник, в который нередко "впаяны" крупные валуны. Максимальная толщина плит достигает 0,5—0,6 м. Химический анализ песчаников показал, что содержание в них кальция может достигать 28,6%. Однако в целом, несмотря на кажущуюся однородность плит содержание в них (даже в одной из них) CaCO_3 оказывается далеко неодинаковым и может иметь существенные колебания в разных частях плиты. Н.В. Ренгартен, изучавшая шлифы из этих плит, отметила, что аутигенный кальцит выстилает все поры между песчаными зернами, цементируя их в известковистый песчаник. Местами в шлифах были видны две генерации аутигенного кальцита (тонкозернистый и более крупнозернистый). О времени образования плит можно судить лишь исходя из общей геологической обстановки данного региона. Приуроченность плит известковистых песчаников только к диапирам позволяет думать, что образование их происходило еще на конечных этапах формирования морены и было связано с усилением дегазации образующейся чешуйчатой морены по выявившимся в ней трещинам и сколам.

В еще большем масштабе проявления гляциопротрузий, центральные части которых оказались сцементированными кальцитом, наблюдались Ю.А. Лаврушиным совместно с Д. Майкельсоном в штате Висконсин. В некоторых песчано-гравийных карьерах к востоку от г. Медисона можно было видеть наличие "столбов" песчано-галечного материала, сцементированного CaCO_3 до такой степени, что они оказались отпрепарированными в ходе горных работ. Крайне интересным является также то, что развитые здесь друмлины, образованные более поздним ледниковым покровом, имеют в своем ядре сцементированные CaCO_3 гляциопротрузии, что накладывает существенный отпечаток на их форму. Действительно, в этом "друмлинном" поле можно по соседству друг с другом встретить типичные по морфологии друмлины, куполообразные и дайкоподобные "друмлины". Такое сочетание в одном месте совершенно разнообразных типов друмлинов было предопределено, с нашей точки зрения, формой отпрепарированных более молодым ледниковым покровом гляциопротрузий.

В связи с изложенным следует напомнить, что одной из специфических особенностей процесса формирования морены является одновременное образование осадка и проявление процессов раннего диагенеза [Лаврушин, 1970б]. Поэтому все охарактеризованные новообразования кальцита и рассматриваются нами как диагенетические.

Эпигенетически новообразованные карбонаты

К этой группе аутигенных карбонатов мы относим их морфологически различные выделения, возникшие под влиянием разнообразных факторов уже после отложения морены.

Важнейшими формами выделений эпигенетических новообразованных карбонатов являются конкреции, а также карбонаты, высадившиеся в виде пленок по трещинам вертикальной отдельности в моренной толще и по стенкам корневых ходов. При этом основное внимание мы сосредоточим на конкреционных карбонатных новообразованиях, ограничившись по остальным формам выделений лишь попутными замечаниями.

В этой связи кратко остановимся на новообразованных карбонатных образованиях, связанных с почвенными процессами. Подобные образования были изучены в карьере Стрелица, расположенном вблизи шоссе Воронеж — Курск, примерно в 20—30 км от Воронежа.

В схематичном виде геологический разрез рабочей стенки карьера следующий: на отложениях мелового возраста лежит морена буровато-палевого цвета мощностью до 3—4 м. На ней находится мощная и хорошо развитая погребенная черноземовидная почва, в свою очередь перекрытая сложно построенным комплексом лёссовидных суглинков с погребенными почвами. В целом морена имеет хорошо выраженную плитчатую текстуру и одновременно разбита серией тонких, почти сомкнутых вертикальных трещин, верхние окончания которых входят в зону контакта

морены с черноземовидной почвой. Новообразованные карбонаты в данном разрезе приурочены главным образом к этим трещинам и представлены в виде карбонатных кальцитовых налетов по ним, а нередко достаточно прочно сцементированных жилков и в виде конкреций. Нередко конкреции имеют удлинённую форму, ориентированную по трещине сверху вниз. Чаще всего они образуются в том случае, когда трещина проходит через какой-либо валун, хотя одновременно имеются и конкреции без ядер, с V-образными пустотами. На некоторых из конкреций можно видеть по крайней мере две стадии образования, что может быть связано с наличием в толще морены не только новообразованных конкреций, но и конкреций, захваченных ледниковым покровом из подстилающих пород. Не менее интересным является наличие на некоторых из новообразованных конкреций налета рыхлого кальцита, что позволяет думать о том, что в рассматриваемых гипергенных условиях благодаря воздействию приповерхностных грунтовых вод процесс перераспределения кальцита еще не полностью завершился.

Изучение шлифов показало, что стенки конкреций состоят преимущественно из мелкозернистого кальцита, в котором содержатся терригенные зерна тех же самых минералов, которые свойственны моренному мелкозерному. Содержание CaCO_3 в стенке конкреции достигает 51,5%. Совершенно аналогично вышеописанным случаям кальцит ведет себя очень агрессивно в особенности к силикатным минералам. Как показали материалы рентгеноструктурных исследований, состав глинистых минералов в конкрециях и в моренном суглинке идентичен. Среди них определены смешаннослойный минерал монтмориллонит-слюда с небольшим содержанием слюдистых слоев, смешаннослойный минерал с небольшим содержанием монтмориллонитовых слоев и каолинит. Таким образом, возникновение новообразованного кальцита в данном случае, имеет непосредственную связь с вышерасположенной погребенной черноземовидной почвой.

* * *

Изложенные материалы позволяют говорить о различных факторах, влияющих на содержание карбонатов в основных моренах плейстоценовых оледенений, и соответственно об их различных морфологических формах. В целом необходимо отметить, что "карбонатизация" основных морен как в процессе седиментогенеза, так и на стадии литогенеза, оказывается достаточно существенным фактором, оказывающим влияние на формирование и последующее изменение вещественного их состава.

Несмотря на различные морфологические выделения CaCO_3 , обусловленные разными причинами, они в целом дают достаточно одинаковый эффект в преобразовании вещественного состава основных морен. Прежде всего этот эффект сказывается на весьма активном агрессивном характере новообразованного кальцита с некоторыми силикатными минералами. В особенности это относится к зернам кальцита и калиевых полевых шпатов. Как отмечалось выше, многие из них оказываются интенсивно корродированными, а в ряде случаев и нацело замещенными кальцитом. В конечном итоге это приводит к относительно меньшему содержанию терригенных зерен в конкрециях по сравнению с окружающим моренным матриксом. В некоторых случаях эпигенетического преобразования морен в них происходят изменения и в распределении терригенных карбонатных обломков.

Рассмотренные нами конкреционные образования обладают рядом интересных особенностей. Прежде всего, и это следует подчеркнуть, они образовались в собственно моренной толще, а не были захвачены ледниковым покровом из каких-либо более древних отложений, хотя сам по себе этот процесс, как отмечалось выше, вообще не исключен применительно к моренам. О том, что рассмотренные конкреции образовались в моренах, говорит прежде всего (помимо некоторых других более частных признаков) наличие в их стенках небольших участков не полностью замещенного матрикса. Далее, практически все рассмотренные типы конкреций имеют достаточно однородное внутреннее строение. Внутри их отсутствуют ярко выраженные следы концентрического строения. Материалы рентгеноструктурных исследований глинистых минералов совершенно однозначно указывают на то, что в их качественном составе внутри конкреционных образований каких-либо изменений не происходит. Однако отсюда было бы неправильным делать вывод о том,

что эти минералы оказываются столь консервативными, что на них никакого воздействия не оказывает "карбонатизация" моренной толщи. Прямым указанием на существование процесса преобразования глинистого вещества в моренах в этом случае дают материалы изучения шлифов. Как это было впервые показано Р. Ситлером [Sitler, 1968], в шлифах из морен часто можно видеть концентрацию глинистых частиц вокруг обломочных зерен, которые образуют своеобразные кольцеподобные структуры. Пожалуй, во всех рассмотренных нами конкреционных образованиях подобная каемка из глинистых частиц отсутствует. Она оказывается нацело замещенной мелкозернистыми выделениями новообразованного кальцита, образующих своеобразные микродрузовые структуры, особенно заметные на общем фоне тонкозернистого новообразованного кальцита. Поэтому обнаружение глинистого вещества в конкрециях того же самого состава, что и в мелкозернистой морене, может, с нашей точки зрения, свидетельствовать лишь о неполном его замещении. Остается напомнить, что на возможность замещения глинистого вещества кальцитом в щелочных условиях указывает Э.К. Депплес [1971] и другие исследователи.

В заключение хотелось бы подчеркнуть, что для распознавания различных типов морфологических выделений новообразованных карбонатов важное значение имеют не только чисто литологические исследования, но и детальный геологический анализ изучаемых разрезов, который позволил выделить новый класс гляциометаморфических диагенетических карбонатных конкреций.

**О ФОРМИРОВАНИИ НЕКОТОРЫХ СПЕЦИФИЧЕСКИХ ЧЕРТ
ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА
СРЕДНЕ- И ВЕРХНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ДОННЫХ МОРЕН
СЕВЕРА ПЕЧОРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ**

На севере Печорской низменности широко развито несколько горизонтов донных морен средне- и верхнеплейстоценового возраста. Местами эти горизонты разделены пачками озерных, аллювиальных, реже морских пород, а на значительных пространствах залегают непосредственно друг на друге, образуя мощную, в несколько десятков метров, толщу валунных суглинков. Эти горизонты вместе с разделяющими их неледниковыми осадками в геологической литературе в последнее время получили известность под наименованием "роговской свиты". При утверждении этой свиты в качестве самостоятельной таксономической единицы в составе региональной стратиграфической схемы четвертичных отложений Тимано-Большеземельского района была принята во внимание концепция неледникового происхождения участвующих в ее строении горизонтов валунных суглинков, которая получила к этому времени весьма широкое распространение среди геологов, работающих в этих районах. Возраст роговской свиты был принят за среднеплейстоценовый, по своему объему она отвечает среднерусскому надгоризонту Унифицированной региональной стратиграфической схемы четвертичных отложений европейской части СССР [Краснов, 1967]. В соответствии с палеогеографическими построениями, основанными на полном или частичном признании неледникового происхождения валунных суглинков этих районов, в состав роговой свиты оказался включенным также и горизонт верхней морены северных районов Печорской низменности, время образования которой, по данным исследований В.М. Янковского, Ю.Л. Рудовица, В.В. Ломакина, Г.А. Чернова, С.А. Яковлева, ранее относилось к верхнему плейстоцену.

Однако работами, проведенными в этих районах за последнее десятилетие, был доказан, по мнению автора, ледниковый генезис валунных суглинков роговской свиты. Выяснилось, что в них весьма широко развиты все основные типы так называемых гляциодинамических текстур, свойственных донным моренам континентальных оледенений [Симонов, 1973]. Установлено также широкое развитие следов мощного активного воздействия ледников на подстилающие породы, захватывающие зоны мощностью до нескольких десятков метров. Ориентировка в моренах длинных осей обломочного материала размерностью от гальки и валунов до тонкопесчаных частиц, по данным произведенных массовых замеров, оказалась весьма четко выраженной и закономерно совпадающей с основными путями разноса эратического материала ледниковыми потоками различных по возрасту оледенений [Гуслицер, 1968; Лавров, 1970, 1974 и др.; Кузнецова, 1971; Карпухин, Лавров, 1974; Симонов, 1973]. В результате работ А.С. Лаврова и возглавляемой им группы геологов на территории Большеземельской и Малоземельской тундр в последние годы собран обширный фактический материал по морфологии и возрасту образования достаточно ярко выраженного здесь гляциогенного рельефа и стратиграфии верхнеплейстоценовых отложений [Лавров, 1976; 1977а,б и др.; Гросвальд и др. 1974]. Эти данные не только подтвердили высказывавшиеся ранее взгляды на широкое распространение верхнеплейстоценовых покровных оледенений на севере Печорской низменности, но и дали много принципиально нового материала, значительно обогатившего наши знания о динамике последнего ледникового покрова, уточнившего возраст и границы распространения отдельных стадийальных морен и конфигурацию связанных с ними краевых форм. Одним из важных результатов работ А.С. Лаврова было установление на массовом материале факта достаточно

четко обособленной петрографической характеристики обломочного материала, содержащегося в разновозрастных моренах, развитых в западных и центральных районах севера Печорской низменности [Лавров, 1976 и др.]. Это дает возможность вполне уверенно расчленять внешне однообразные горизонты морен, включаемые в состав роговской свиты, как в широко распространенных случаях их непосредственного налегания друг на друга, так и в случаях, когда разделяющие их межморенные осадки не имеют ясной возрастной характеристики.

Таким образом, можно констатировать, что горизонты валунных суглинков, включаемые в роговскую свиту, представляют собой типичные донные морены покровных оледенений нескольких ледниковых эпох и отнесение их к ледово- или ледниково-морским осадкам следует считать ошибочным. Подтверждение на массовом фактическом материале сформулированного еще в тридцатые годы вывода о том, что в пределах основной части Печорской низменности главенствующим направлением движения основной части ледниковых масс во все ледниковые эпохи было движение с севера со стороны Новой Земли и баренцевоморского шельфа, лишает основания и довольно распространенные палеогеографические построения о возможном сочетании покровных оледенений, развивающихся в ледниковые эпохи в южных и центральных областях Печорской низменности, с морскими условиями в районах ее северных окраин. Можно еще допустить, что лишь в начальные фазы ледниковых эпох в северных прибрежных районах Печорской низменности могли существовать условия для накопления ледниково-морских фаций валунных суглинков. Достоверные находки подобных отложений автору пока не известны, однако принципиальная возможность их обнаружения не исключена. Единственными разновидностями мореноподобных пород субаквального происхождения, которые в этих районах удалось наблюдать автору настоящего раздела, являются их мало-мощные (до 1—3 м) разрезы, генетически связанные с типичными ленточными глинами приледниковых водоемов, с которыми они связаны постепенными переходами.

Вместе с тем горизонты донных морен северных районов Печорской низменности обладают рядом специфических черт, несколько отличающих их от аналогичных образований, развитых не только в достаточно отдаленных от этих мест классических ледниковых районах европейской части СССР, но и от морен, развитых в более южных районах той же Печорской низменности. Они заключаются в основном в определенном своеобразии вещественного состава северных морен, выражающемся в присутствии в них комплексов морской макро- и микрофауны, наличии ионов Cl^+ , Na^+ и K^+ в составе их ионно-солевого комплекса и некотором своеобразии их гранулометрического состава. Эти особенности многим исследователям четвертичных отложений данного региона представляются настолько несовместимыми с представлениями о донных моренах континентальных оледенений, что обычно приводятся ими в числе наиболее важных аргументов, свидетельствующих в пользу определенной обособленности этих отложений в общем ряду ледниковых образований и принадлежности их к типу ледниково-морских отложений.

Установление ледникового генезиса валунных суглинков, включаемых в состав роговской свиты, требует выявления причин, приведших к формированию их вышеотмеченных особенностей.

Поскольку практически единственным источником поступления компонентов вещественного состава донных морен, отложенных покровными ледниками, являются породы ледникового ложа, то естественно рассмотреть, в каком соответствии находится вещественный состав валунных суглинков роговской свиты с составом пород субстрата и не входят ли в противоречие выводы об их ледниковом происхождении с упомянутыми особенностями их вещественного состава.

Отложения роговской свиты в северной части Печорской низменности залегают в области развития обширных депрессий в поверхности коренных пород, выполненных мощными, в несколько десятков метров, толщами осадков, которые в соответствии с региональной стратиграфической схемой входят в состав так называемых папимейской и колвинской свит. Строение папимейской свиты, осадки которой на значительных пространствах непосредственно подстилают валунные суглинки роговской свиты, весьма сложно, и их возрастное и генетическое расчленение

является одной из неотложных задач четвертичной геологии этих районов. В составе этой свиты преобладают лихвинские глинисто-алевритовые осадки, со значительной долей участия тонко- и мелкозернистых песков морского, озерного и аллювиального происхождения. Состав осадков колвинской свиты в ее стратотипических разрезах гораздо более однороден. Это обычно довольно тонкодисперсные морские глины с богатыми комплексами макро- и микрофауны.

На поднятиях коренного рельефа субстратом нижних горизонтов валунных суглинков роговской свиты являются преимущественно глинистые и песчано-алевритовые породы верхней юры и нижнего мела, и реже мелкозернистые пески средней юры и песчано-глинистые породы триаса. Карбонатные породы на огромных пространствах Большеземельской и Малоземельской тундры между Тиманом и грядой Чернышева в зону ледниковой экзарации попадают лишь сравнительно узкими полосами в пределах отдельных поднятий Печорской гряды и, вероятно, существенного влияния на суммарный состав ассимилируемого материала не оказывают.

Межморенные отложения, обычно развитые в пределах древних долин рек и отдельных крупных озерных понижений, в этих районах также обладают тонко- и мелкозернистым составом песчаных фракций. Значительную долю в их составе занимают глинистые и глинисто-алевритовые породы. Материалы проведенных к настоящему времени буровых работ показывают, что на огромных пространствах разновозрастные горизонты морен наложены непосредственно друг на друга и, таким образом, можно сделать вывод, что ледники более молодых оледенений в значительной мере перекладывали моренный материал, отложенный в предыдущие ледниковые эпохи.

К югу от широтного колена р. Печоры состав субстрата валунных суглинков роговской свиты существенно меняется. Лихвинские и более древние плио- и нижнеплейстоценовые отложения пользуются здесь значительно меньшим площадным распространением, выполняя довольно узкие погребенные долины и их отдельные озеровидные расширения. В составе этих отложений полностью исчезают морские фаунистически охарактеризованные фации, которые замещаются озерными и озерно-аллювиальными осадками. Преобладающую роль в составе пород субстрата приобретают коренные отложения — юрские и меловые песчано-глинистые в пределах бассейна р. Ижмы и гранулометрически более грубые терригенные отложения пермо-триасового комплекса в районах Западного Приуралья.

Движение льда в днепровскую ледниковую эпоху, установленное по материалам А.С. Лаврова, Б.И. Гуслицера, Л.А. Кузнецовой и других авторов по разносу эратического материала, ориентировке длинных осей обломков и шрамам на плоско-выпуклых валунах, происходило с севера на юг и юго-восток в пределах Печорской низменности в целом с определенными отклонениями к востоку в районах Западного Приуралья.

Движение ледниковых масс в эпоху московского оледенения на территории Печорской низменности было более сложным. В северо-западной ее части установлено присутствие морены из Скандинавского ледникового покрова со следами движения льда с северо-запада на юго-восток. На остальной части низменности направление движения льда совпадало в общих чертах с направлением движения в днепровскую ледниковую эпоху, за исключением районов Западного Приуралья. Здесь для верхней морены, относимой большинством исследователей к образованиям московской ледниковой эпохи, в отдельных районах установлено движение отложивших ее ледниковых масс с востока, с Урала. Однако возрастная принадлежность этой морены подлежит уточнению, поскольку существует ряд данных, позволяющих ставить вопрос о присутствии в этих районах и морены верхнеплейстоценового оледенения. Как мы уже отмечали выше, широкое площадное распространение морен верхнеплейстоценового оледенения вполне определенно подтверждено работами А.С. Лаврова на севере Печорской низменности, где этот исследователь выделяет морены, отложенные двумя различными ледниковыми потоками — Баренцево-Печорским и Новоземельско-Колвинским. Генеральное направление движения ледниковых масс в обоих потоках происходило с севера на юг,

Как же сказалась подобная геологическая ситуация на формировании рассматриваемых особенностей вещественного состава горизонтов морен роговской свиты? Прежде всего это привело к тому, что в моренных горизонтах севера Печорской низменности наряду с другими органическими остатками, ассимилированными ледниками, такими, как ростры мезозойских белемнитов, зерна пыльцы различного возраста, панцыри диатомей, спикулы губок, которые довольно обычны для донных морен и других районов, присутствуют определенные комплексы остатков морской и солоноватоводной макро- и микрофауны. Наиболее интенсивному и пристальному изучению из них подверглись комплексы фораминифер и моллюсков.

Находки раковин морских моллюсков в моренах этих районов известны давно, и упоминания о них можно найти в работах почти каждого исследователя плейстоценовых отложений, посещавшего эти районы. Наиболее полные сведения о видовом составе фауны моллюсков содержатся в работах В.С. Зархидзе [1972 и др.]. По данным этого исследователя, комплексы моллюсков, приуроченные к рассматриваемым горизонтам морен, по сравнению с комплексами в подстилающих их морских отложениях колвинской и падимейской свит, значительно обеднены и представлены в основном астартидами, наряду с которыми встречаются также макамы, мелкие циприны и некоторые другие формы.

Характерно, что этот комплекс, помимо своего достаточно явно выраженного смешанного состава, в котором присутствуют совместно моллюски относительно теплолюбивых и холодолюбивых сообществ, представлен формами с довольно толстостенными раковинами. В моренах они встречаются обычно в осколках различной крупности, редко целыми створками, как правило, в большей или меньшей степени окатаны. Характерно также, что определимые остатки раковин морских моллюсков присутствуют лишь в северных районах Печорской низменности, т.е. в области распространения подстилающих ее морских отложений падимейской и колвинской свит, и не встречаются в моренах южнее районов широтного колена р. Печоры. В видовом отношении этот фаунистический комплекс довольно однообразен в пределах всего ареала своего распространения. К югу от широтного колена размеры детрита раковин быстро уменьшаются до мелких частиц миллиметровой размерности и постепенно исчезают совсем.

Таким образом, чи наблюдаемая картина распределения раковин моллюсков в толщах морен, ни смешанный характер состава их фаунистического комплекса, ни ареал его распространения на площади, совпадающий с ареалом распространения более древних морских отложений, отнюдь не противоречат возможности его формирования за счет ассимиляции фаунистических остатков вместе с породами ложа, на что уже неоднократно указывалось в литературе [Краснов, 1968; и др.].

Основным возражением против этого предположения обычно являются доводы о якобы неизбежном разрушении подобного рода хрупких остатков при захвате морских пород толщей движущегося мореносодержащего льда, что должно исключить возможность захоронения их в более или менее сохранном виде в морене. В этом смысле весьма интересны и показательны наблюдения, произведенные Ю.А. Лаврушиным на одном из современных гренландских выводных ледников, движущемся по морским голоценовым осадкам, которые дают прямое подтверждение возможности переотложения ледниками раковин моллюсков на относительно небольшие расстояния без существенного их дробления и измельчения. В минеральном материале мореносодержащего льда, этим исследователем была собрана коллекция из целых створок раковин и их крупных обломков [Лаврушин, 1975, с. 175], среди которых присутствуют даже более тонкостенные и хрупкие раковины, чем те, которые наблюдались в толщах морен севера Печорской низменности.

Сходную картину формирования фаунистических комплексов за счет ассимиляции ледниками материала подстилающих пород можно проследить и по фауне фораминифер, содержащихся в моренных горизонтах роговской свиты, хотя эти раковины, вероятно, благодаря своим малым размерам, приближающимся к размерам тонкопесчаной и крупноалевритовой фракций, разрушаются в толще движущегося мореносодержащего льда медленнее и переносятся ледниками в более или менее сохранном виде на гораздо большие расстояния.

Сведения по фауне фораминифер в кайнозойских отложениях северных районов Печорской низменности изложены в работах О.Ф. Барановской и И.Н. Семенова. Ряд разрезов этих районов был проанализирован также В.Я. Слободным, Г.Н. Недешевой и др. Полученные результаты были сведены в целом ряде обобщающих публикаций [Барановская и др., 1970; Семенов, 1973 и др.; Попов и др., 1969].

Согласно этим данным, в составе комплексов фораминифер, содержащихся в валунных суглинках роговской свиты, встречаются лишь формы, присутствующие в подстилающих их морских кайнозойских отложениях, но в более обедненном составе и с примесью более древних форм. Содержание фораминифер на стандартный препарат в северных районах Печорской низменности колеблется от первых десятков до 100, редко до 200 экз. По простиранию в пределах одного и того же литологически однородного слоя во многих случаях на небольшом протяжении были зафиксированы довольно резкие изменения в количественном и качественном составе фораминифер.

По данным И.Н. Семенова, комплекс фораминифер для всей толщи роговских отложений довольно однообразен и по сравнению с комплексами в подстилающих отложениях отличается бедностью и почти всегда содержит постоянный набор типов известковистых фораминифер, все виды которых содержатся в подстилающих отложениях. По его мнению, этот комплекс можно было бы считать переотложенным ледниками из подстилающих отложений, если бы этому не противоречили два обстоятельства. Во-первых, в роговских породах отсутствуют или встречаются очень редко раковины мелиолид, которые чрезвычайно широко развиты в колвинских отложениях и которые благодаря массивному строению своих раковин должны были бы обладать гораздо большими шансами сохраниться в переотложенном состоянии по сравнению с тонкостенными раковинами эльфидид. Во-вторых, колвинские и роговские эльфидиды, по данным этого исследователя, не тождественны по морфологическим признакам. Изученные им раковины вида *Protelphidium orbiculare* (Brady) в колвинских отложениях представлены экземплярами, имеющими 8–9 камер во внешнем обороте раковин (среднее арифметическое $\bar{x} = 8,1-8,73$), а в роговских отложениях в большинстве случаев — 7 камер ($\bar{x}$ не вычислялось) [Семенов, 1973, с. 37].

Однако эти доводы нам представляются не совсем убедительными. Дело в том, что колвинские отложения не играют заметной роли в породах ложа морен роговской свиты, поскольку залегают преимущественно в наиболее глубоких частях разреза кайнозойских отложений. Как мы уже отмечали выше, роговские отложения на широкой площади подстилаются осадками палимеевской свиты, в комплексе фораминифер которых мелиолиды уже почти не встречаются. Далее, морфология раковин эльфидид из палимеевских и колвинских отложений, по данным исследований С.Ф. Спиридонова, Н.И. Лысенкова и Р.С. Якуповой, также различна. Эти исследователи провели статистическую обработку данных по количеству камер во внешнем обороте раковин вида *Elphidium clavatum* Guschman, содержащихся в различных горизонтах кайнозойских отложений из бассейна р. Колвы (вычислялось среднее арифметическое генеральной совокупности μ_0). По их данным [Спиридонов и др., 1971], число таких камер оказалось весьма близким для экземпляров, содержащихся в роговских ($\mu_0 = 7,7$) валунных суглинках и в подстилающих их морских палимеевских (хорейверских, по их терминологии) осадках ($\mu_0 = 7,66$), в то время как для экземпляров, содержащихся в колвинских отложениях, μ_0 оказалось равным 8,79.

На общем фоне вышеприведенных данных нам представляется весьма интересным замечание О.Ф. Барановской с соавторами [1970] о том, что в отдельных горизонтах валунных суглинков шапкинской свиты многие формы фораминифер представлены необычайно мелкими раковинами — погибшими ювенильными формами; встречаются экземпляры со следами прижизненного уродства и не разделенные до конца экземпляры, что свидетельствует о неблагоприятных условиях среды обитания фауны. К сожалению, из краткого текста работы О.Ф. Барановской не ясно, к каким именно горизонтам валунных суглинков приурочены подобные аномалии в составе фораминифер. Не исключено, что в данном случае О.Ф. Бара-

новская столкнулась с сохранившимися фрагментами разрезов мариногляциальных отложений, принципиальную возможность обнаружения которых в северных районах Печорской низменности мы отмечали выше. Вопрос этот требует дополнительного всестороннего изучения.

К югу от ареала распространения отложений плио-плейстоценовых морских трансгрессий, в центральных районах Печорской низменности, валунные суглинки содержат кайнозойские формы фораминифер в единичных экземплярах и лишь в исключительных случаях их содержание повышается до 10—15 (редко более) экземпляров на стандартный препарат. При этом резко возрастает относительное содержание более древних, обычно мезозойских, форм, количество которых в отдельных случаях достигает 70—100 экз. на препарат. Одновременно происходит обеднение видового состава кайнозойских фораминифер и прежде всего за счет форм, встречающихся в более северных районах в относительно небольшом количестве.

В южных районах Печорской низменности находки фораминифер в разрезах валунных суглинков роговской свиты практически вообще не известны.

Все это достаточно четко обрисовывает картину формирования наблюдаемых комплексов за счет ассимиляции ледником подстилающих пород. Комплексы кайнозойских фораминифер формируются в северных районах Печорской низменности в основном в результате захвата морских отложений палимеевской и в меньшей степени колвинской свит, содержание фораминифер в которых достигает весьма высоких концентраций (сотни и даже тысячи экземпляров на препарат) и частично за счет вторичного переотложения валунных суглинков из нижележащих моренных горизонтов. По направлению к югу он довольно быстро разубоживается как за счет механического разрушения раковин, так и за счет захвата ледниками коренных пород и пресноводных фаций подстилающих четвертичных отложений. Мелкие размеры раковин фораминифер обуславливают возможность относительно длительной их транспортировки в условиях послойно-пластического движения льда, измеряемой десятками и в благоприятных случаях первыми сотнями километров.

Необходимо подчеркнуть еще одну черту комплексов фораминифер, содержащихся в моренах. По нашим наблюдениям, в северных районах Печорской низменности, в зонах развития чешуйчатых морен и отторженцев, степень насыщенности морен фауной кайнозойских фораминифер может достигать значительно больших величин, чем их обычное фоновое содержание. При этом соответственно обогащается и их видовой состав. Недоучет этого фактора может привести к любопытным результатам. Так, например, И.Н. Семенов [1973] во многих случаях счел возможным выделить в самостоятельную нерцетскую свиту нижние слои роговских валунных суглинков исключительно на основании более богатого, чем обычно, видового и количественного состава фауны фораминифер, почти приближающегося к составу подстилающих их палимеевских (или сяттейских) отложений. Но ведь обогащение нижних горизонтов донных морен захваченным материалом вообще распространено широко и особенно в их разновидностях, относимых к так называемым локальным моренам. Особенно наглядно подобные случаи обогащения комплексов фораминифер проявляются при изучении разрезов морен, текстурное строение которых доступно изучению в естественных обнажениях. Так, например, в районе восточной оконечности широтного колена р. Печоры известно обнажение у с. Щельябож, в котором великолепно выражено чешуйчато-надвиговое строение днепровской морены, широко развиты отторженцы пород различного возраста и состава, присутствуют локальная морена и прочие признаки чрезвычайно активной гляциодинамики [Симонов, 1973]. По данным И.Н. Семенова, комплекс фораминифер, содержащихся в валунных суглинках этого разреза, по богатству форм и видовому разнообразию относится к сяттейскому [Семенов, 1973, с. 34]. Сяттейский комплекс фораминифер содержится, по данным этого исследователя, и в мощной, в несколько десятков метров, толще валунных суглинков, вскрытых скв. 105 Гидропроекта, пройденной у бровки правобережного склона долины р. Печоры недалеко от с. Кипиево [Семенов, 1973, табл. 24]. Верхняя часть этого разреза обнажается поблизости в береговом обрыве, в котором можно наблюдать отчетливо выраженное сложное чешуйча-

то-надвиговое строение донной морены [Симонов, 1973]. Петрографический состав обломочного материала в морене данного обнажения позволяет индексировать ее московским возрастом (устное сообщение А.С. Лаврова).

В качестве еще одного примера существенного влияния пород субстрата на формирование видового состава комплекса фораминифер, содержащихся в донных моренах Печорской низменности, можно привести данные определений того же автора по керну опорной скв. 101, пройденной Гидропроектом вблизи бровки правого высокого берега р. Печоры в районе с. Гаревое. Скважина вскрыла мощную (свыше 100 м) толщу валунных суглинков, залегающих на нижнемеловых отложениях. Судя по разрезам большого числа близрасположенных скважин, пройденных Гидропроектом на этом участке, под толщей валучных суглинков широко развиты фаунистически богато охарактеризованные морские глины колвинской свиты. Изучение толщи этих валунных суглинков, произведенное А.С. Лавровым по разрезам близрасположенных береговых обнажений, позволило расчленить ее на три самостоятельных горизонта, хорошо различающихся по петрографическому составу и ориентировке длинных осей крупнообломочного материала, и отнести эти горизонты к моренам днепровского, московского и верхневалдайского оледенений. Горизонт днепровской морены на этом участке несет следы чрезвычайно сильного динамического воздействия ледника на подстилающие породы и их активной ассимиляции (многочисленные отторженцы размерами от первых метров до десятков метров, гляциодиапиры, текстуры захвата и т.п.). Активная ассимиляция подстилающих пород днепровским ледником отчетливо прослеживается и в составе фауны фораминифер, содержащихся в отложенной им донной морене. По заключению И.Н. Семёнова [1973], состав этой фауны, содержащейся в нижних горизонтах валунных суглинков, которые были вскрыты скв. 101, оказался близким к колвинскому.

Влияние состава пород субстрата прослеживается и в изменениях гранулометрического состава моренных горизонтов по площади. Имеющиеся в нашем распоряжении материалы, полученные в основном в процессе проведения изыскательских работ Гидропроекта, позволяют проследить основные изменения в гранулометрии различных по возрасту горизонтов валунных суглинков по меридиональному разрезу, проходящему по восточной части Печорской низменности от районов Печоро-Камского водораздела до южных окраин Большеземельской тундры вплоть до 67° с.ш. Достаточно большое количество данных имеется также по гранулометрическому составу моренных горизонтов, развитых в западной части широтного колена р. Печоры.

В распределении различных типов грансостава валунных суглинков в пространстве в общих чертах намечается ряд вполне определенных закономерностей. Прежде всего обращает на себя внимание заметная разница в гранулометрическом составе валунных суглинков, развитых в северной и южной частях Печорской низменности. Это различие прослеживается во всех горизонтах валунных суглинков, от среднечетвертичных до верхнечетвертичных, и заключается в том, что для валунных суглинков, развитых в центральных и южных частях Печорской низменности, характерно заметное повышенное содержание среднезернистой песчаной фракции по сравнению с моренами более северных районов. Так, если для южных районов содержание этой фракции во многих случаях составляет 15–20% (рис. 41, типы гистограмм 1а–5а), то для более северных участков низменности случаи подобного обогащения валунных суглинков среднезернистой песчаной фракцией практически неизвестны и содержание ее в породе обычно не превышает 5–10% (см. рис. 41, типы гистограмм 1б–4б и 1г–4г).

Еще более отчетливо различия в составе валунных суглинков, развитых в районах Большеземельской тундры и Печорского Приуралья, заметны для горизонтов верхних морен этих районов. Если верхняя морена Печорского Приуралья по материалам, которыми мы располагаем, мало отличается по своему гранулометрическому составу от нижележащей морены максимального оледенения, а по данным Л.А. Кузнецовой [1971], бывает даже более грубой, то верхние моренные горизонты в северных частях Печорской низменности имеют совершенно другой облик (см. рис. 41, типы гистограмм 3г, 4г). Помимо общего для морен этих районов пониженного содержания среднепесчаной фракции, для них во многих случаях бы-

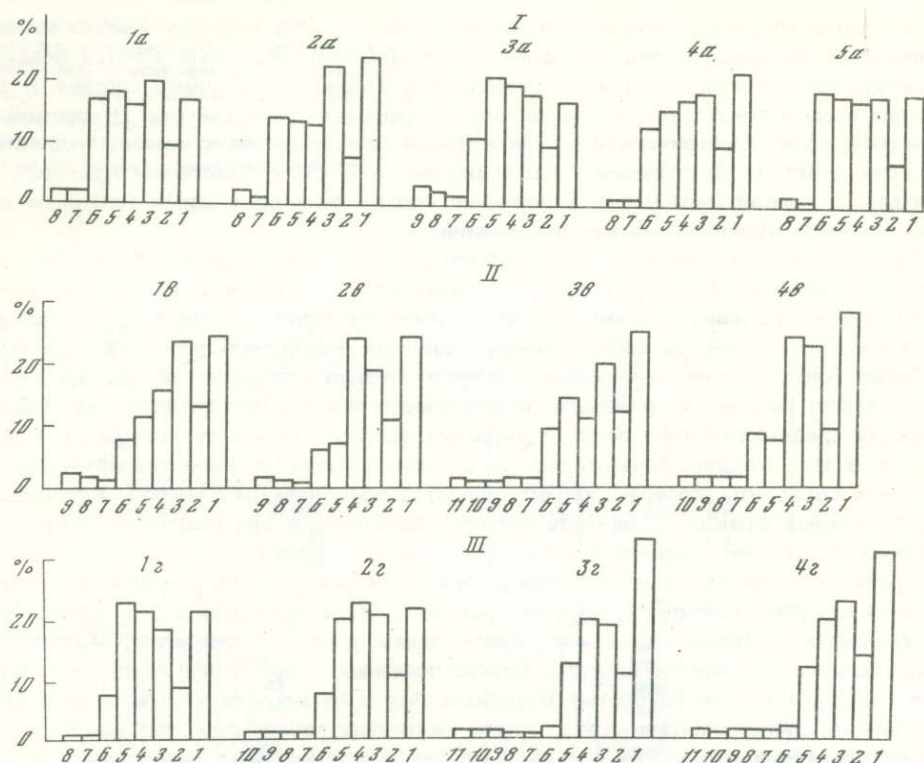


Рис. 41. Основные типы гранулометрических спектров валунных суглинков роговской свиты различных районов Печорской низменности

Фракции: 1 — $< 0,005$; 2 — $0,01-0,005$; 3 — $0,05-0,01$; 4 — $0,1-0,05$; 5 — $0,25-0,1$; 6 — $0,5-0,25$; 7 — $1-0,5$; 8 — $2-1$; 9 — $5-2$; 10 — $10-5$; 11 — $20-10$ мм

I — Средняя Печора, район г. Троицко-Печорска; II, III — участок широтного колена р. Печоры: II — западная часть, III — восточная часть

Пояснение 1a—4z см. в тексте

ваает характерна повышенная глинистость (содержание фракции $< 0,005$ мм достигает 35—37%). Эти породы, по существу, классифицируются как легкие алевроитистые опесчаненные глины с весьма незначительным содержанием гравия и мелкой гальки. В ряде случаев повышенная глинистость этих горизонтов сопровождается также несколько повышенным содержанием крупноалевритовой фракции и пониженным содержанием мелкозернистой песчаной фракции, что придает их гранулометрическим спектрам облик, сходный с суммарными гранулометрическими спектрами некоторых разновидностей ленточных глин или отдельными типами современных донных осадков северных морей.

А.И. Юдкевич [1974], проведший статистическую обработку данных по гранулометрическому составу валунных суглинков рассматриваемых районов, пришел к выводу о том, что наблюдаемые изменения его по площади являются отражением различий в палеогеографической обстановке в пределах Печорской низменности. На основании этих данных в составе роговских отложений он выделяет ледниково-морские осадки (шельфовую морену) в южных и центральных областях Печорской низменности и ледово-морские в ее северных районах. Предпосылкой для этого вывода послужило в основном отмеченное выше сходство гранулометрических спектров печорских морен с некоторыми разновидностями осадков современных северных морей.

Нам представляется, что применение подобного метода сравнительного анализа для уточнения условий образования тех или иных отложений допустимо лишь в случаях, когда осадконакопление происходит в аналогичных, сопоставимых друг с другом средах. Использование же такого метода для выяснения условий образо-

вания пород спорного генезиса, по нашему мнению, неприемлемо в чисто методологическом отношении, поскольку действия совершенно различных агентов осадкообразования могут привести к формированию отложений сходного состава. В этом смысле весьма показательно, что верхняя морена северных районов Печорской низменности, гранулометрический состав которой приближается к составу морских осадков, участвует в строении ярко выраженных форм гляциогенного рельефа и обладает в полной мере всеми основными признаками, присущими типичным донным моренам континентальных оледенений.

Различия в гранулометрическом составе донных морен, наблюдаемые для морен южных и северных районов Печорской низменности, хорошо увязываются с региональными изменениями характера пород субстрата. Основная часть пород ледникового ложа для морен роговской свиты, развитых в северной части этого региона, обладает тонко- и мелкозернистым составом песчаных горизонтов, что, по-видимому, и играет решающую роль для наблюдаемого малого процентного содержания фракции среднезернистого песка в развитых здесь валунных суглинках. Действительно, в этих районах широчайшим развитием пользуются нижнемеловые породы, песчаные горизонты которых характеризуются преобладанием мелко- и тонкозернистых песчаных фракций. Тонкость состава характерна и для разреза морских и озерных отложений, входящих в состав падемейской свиты.

Гранулометрия валунных суглинков более южных районов Печорской низменности в пределах изученной нами ее восточной части, по-видимому, в основном определяется составом пород, слагающих пермо-триасовый терригенный комплекс Предуральского краевого прогиба. Состав песчаных пород этого комплекса отличается гораздо большей грубостью материала, что и находит свое отражение в общем огрублении гранулометрического состава моренных горизонтов этих районов. Состав четвертичных отложений в данном случае, вероятно, имел гораздо меньшее влияние на формирование моренных горизонтов из-за своего относительно небольшого площадного распространения, ограничивающегося в основном придолинными участками рек.

Л.А. Кузнецова [1971 и др.] отмечает несколько большую грубость верхнего моренного горизонта Печорского Приуралья, по сравнению с нижним, днепровским. Это также находит свое вполне удовлетворительное объяснение, если учесть, что, как мы уже отмечали выше, пути движения ледников, отложивших эти морены, установленные по данным замеров длинных осей обломочного материала и петрографическому составу валунов, во многих случаях различны [Гуслицер, 1968 и др.; Кузнецова, 1971; и др.]. Для нижней морены характерно генеральное направление движения отложивших ее ледниковых масс с севера на юг. Следовательно, в ее составе в определенной, хотя и ослабленной мере должно ощущаться отдаленное влияние субстрата северных районов Печорской низменности, что и находит свое подтверждение в постоянных находках здесь ростров белемнитов, отдельных отторженцев юрских глин, большом количестве переотложенной мезозойской микрофауны фораминифер и т.п. Для эпохи оледенения, отложившего верхнюю морену этих районов, в ряде мест было характерно движение ледниковых масс с Урала, что и обуславливает относительно большую грубость моренного материала, поскольку в формировании его состава очень большую роль должны были играть породы горной полосы Урала и его предгорий, в том числе и терригенные породы пермо-триасового комплекса.

Рассмотрение третьего специфического признака морен севера Печорской низменности, повышенной их засоленности, также приводит к выводу о возможности ее формирования под воздействием ионно-солевого комплекса ассимилированных ледниками глинистых морских пород как кайнозойского, так и мезозойского возраста.

По данным В.Д. Безроднова [1970 и др.], проведенного исследования степени засоленности плейстоценовых отложений этого региона, для состава водных вытяжек, полученных из разрезов валунных суглинков, наименее выщелоченных в стадию эпигенеза, характерно общее содержание легкорастворимых солей в количествах 5—10 мг-экв/100 г породы с преобладанием карбонатов, реже сульфатов натрия.

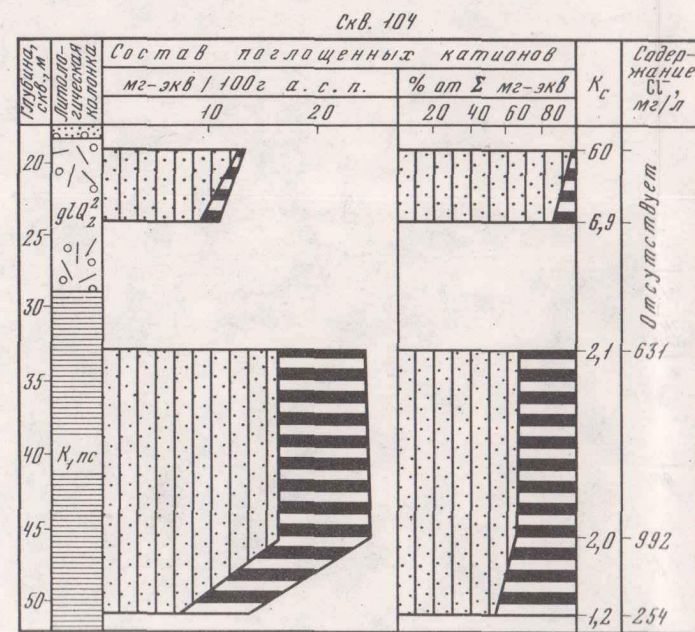
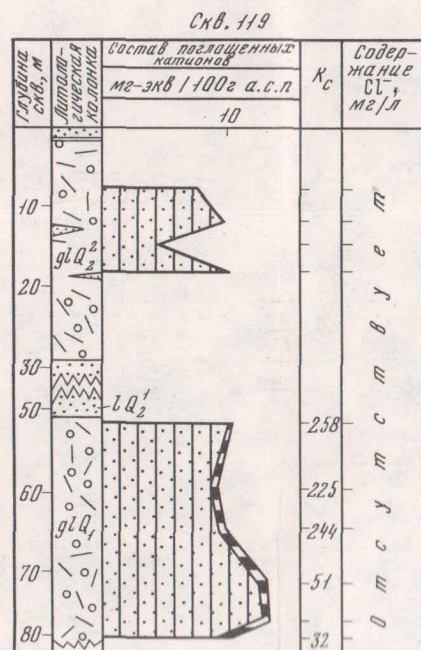
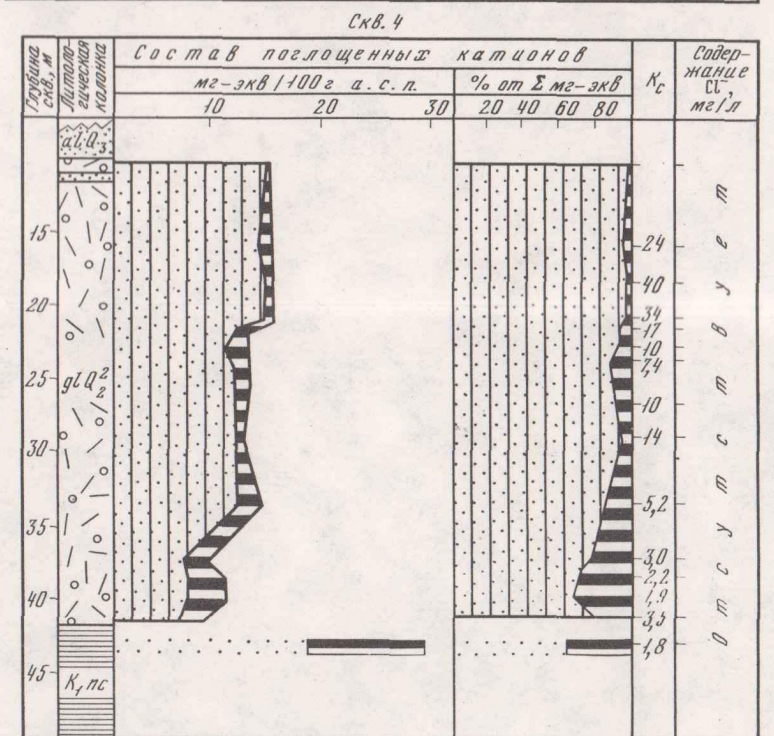
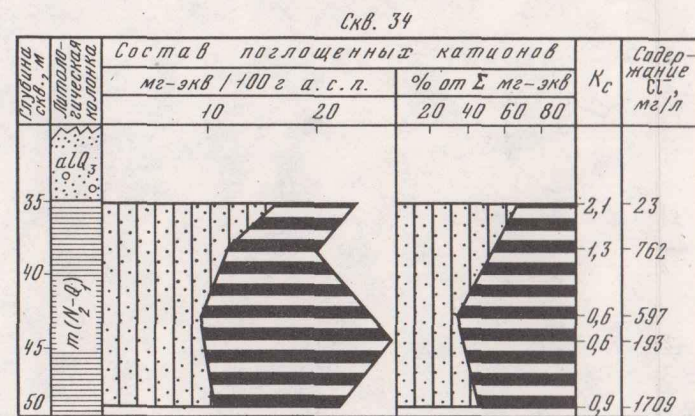
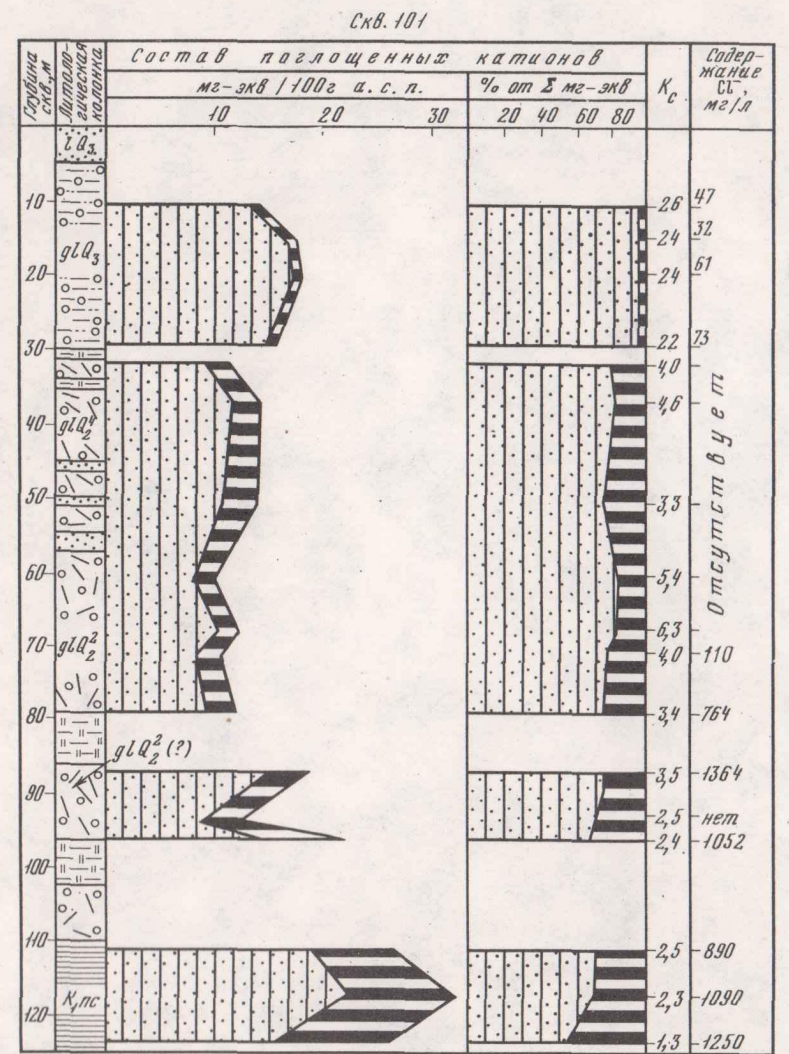
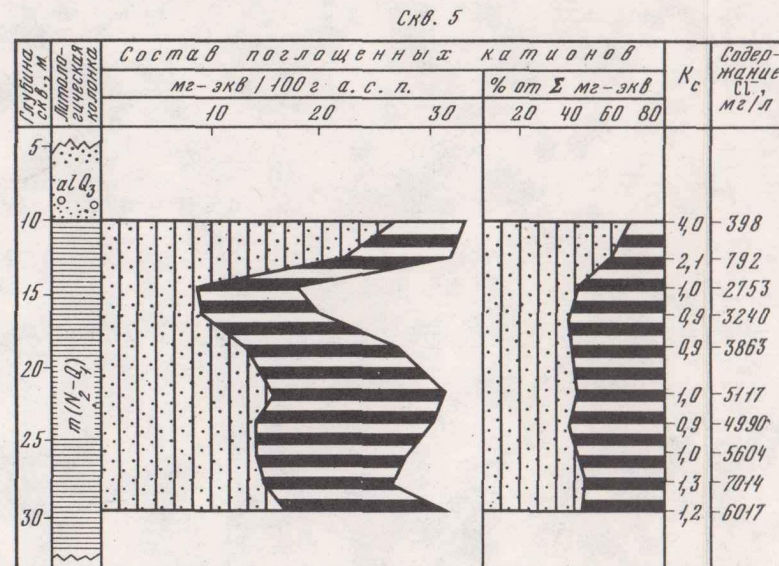
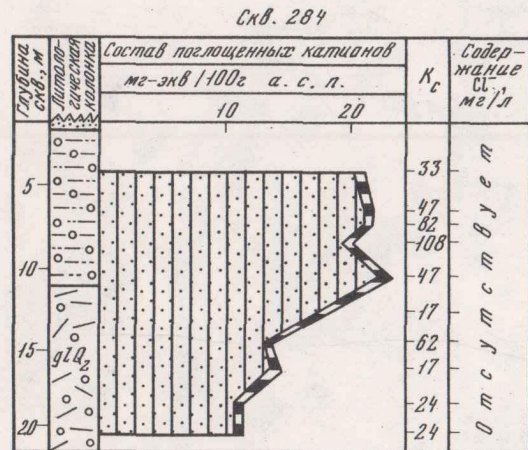
Эти данные согласуются с результатами, полученными автором настоящего

Рис. 42. Типовые диаграммы состава поглощенного комплекса (в мг-экв/100 г абсолютно сухой породы (а.с.п.) и в % от суммы мг-экв) и содержания Cl^- в водных вытяжках (в мг/л, в пересчете на содержание в поровом растворе) некоторых разновидностей глинистых пород Печорской низменности

1-6 — литологический состав пород: 1 — моренные суглинки, 2 — моренные глины, 3 — алевроиты, 4 — алевроитистые глины, 5 — глины, 6 — пески; 7-8 — состав поглощенного комплекса: 7 — содержание щелочноземельных катионов $Ca^{++} + Mg^{++}$, 8 — содержание щелочных катионов

$$Na^+ + K^+; K_c - \text{коэффициент соотношения} \left(K_c = \frac{Ca^{++} + Mg^{++}}{Na^+ + K^+} \right)$$

Стратиграфо-генетические индексы: K_1nc — морские осадки неокома; $m(N_2-Q_1)$ — морские осадки колвинской свиты; glQ_2^1 , glQ_2^2 , glQ_3 — соответственно морены днепровского, московского и нерасчлененных верхнеплейстоценовых оледенений; glQ_1 — нерасчлененные морены нижне- и среднеплейстоценовых оледенений; alQ_2-3 , alQ_3 , lQ_2^1 , lQ_3 — соответственно аллювиальные и озерные отложения средне- и верхне-плейстоценового возраста. Цифры на карте — номера скважин



1 2 3 4 5 6 7 8

раздела при проведении химико-аналитических исследований по изучению состава ионно-солевого комплекса этих отложений по образцам с естественной влажностью, извлеченных из скважин грунтоносами [Симонов, 1974]. При этих работах проводилось массовое определение состава поглощенных катионов, а также определение содержания хлоридов, извлекаемых водной вытяжкой. По ряду типовых образцов определялся полный ионный состав солевой части пород (хлоридов, сульфатов, карбонатов) и ионный состав поровых растворов, отжимаемых из породы под давлением в 100–150 атм. В качестве иллюстрации на рис. 42 (вкл.) приведены некоторые типовые диаграммы состава поглощенного комплекса и содержания СГ по ряду опорных скважин.

Соотношение суммы эквивалентов щелочноземельных и щелочных катионов в поглощенном комплексе $K_c = (Ca^{2+} + M^{2+}) / (Na^+ + K^+)$ в наиболее мощных разрезах валунных суглинков и поэтому подвергшихся наименьшему выщелачиванию в стадию эпигенеза колеблется от 4–5 до 10–15, при наиболее характерных значениях 10. Содержание СГ в их поровых растворах непостоянно и изменяется от десятых долей грамма на литр до нулевых значений в пределах одного и того же разреза. В качестве сравнения укажем, что в развитых в этих районах типичных морских глинах так называемой колвинской свиты значения K_c колеблются от 0,5 до 1, а содержание СГ в поровых растворах — от 1 до 7 г/л.

Степень засоленности в валунных суглинках возрастает в подошвах горизонтов в тех случаях, когда они залегают непосредственно на морских глинистых отложениях плейстоценового или мезозойского возраста. В таких случаях значения K_c уменьшаются иногда до 2,5–3,5.

Основным доводом о невозможности формирования подобного ионно-солевого комплекса в донных моренах континентальных покровных оледенений являются соображения о якобы неизбежном интенсивном выщелачивании захваченного ледником моренного материала тальми водами в процессе вытаивания из мореносодержащего льда. Это положение, очевидно, вполне справедливо для процесса формирования абляционных морен. Однако сам факт широкого распространения типичных гляциодинамических текстур в толщах морен Печорской низменности этих районов свидетельствует о том, что подавляющая часть их разрезов представлена донными моренами, образование которых происходит при весьма значительном насыщении нижних горизонтов мореносодержащей толщи ледников захваченным материалом. Сохранение гляциодинамических текстур мореносодержащего льда в ископаемом состоянии в отложениях донных морен само по себе требует степени насыщения его материалом около 50%. О том, что столь значительное насыщение захваченным материалом нижних горизонтов мореносодержащего льда ледников действительно имеет место в случаях их движения по субстрату из относительно рыхлых пород, свидетельствуют, например, данные Д. Истербрука, приведенные в работе Ю.А. Лаврушина [1976]. Таким образом, следует полагать, что при формировании донных морен захваченный материал может и не подвергаться значительной промывке тальми водами. В этих случаях в образующейся донной морене может сформироваться остаточный ионно-солевой комплекс, в определенной мере наследующий некоторые черты ионно-солевого комплекса ассимилированных пород.

Косвенным подтверждением подобной возможности могут служить экспериментальные данные о характере процессов выщелачивания некоторых морских глинистых пород, развитых в Печорской низменности, в зависимости от степени разбавления приготовляемых из них однородных суспензий дистиллированной водой, а также процессов выщелачивания искусственных смесей пород морского и континентального происхождения [Симонов, 1974]. Полученные результаты показывают, что вследствие большого щелочного резерва в поглощенном комплексе морских глин для формирования ионно-солевого комплекса, характерного для “засоленных” разновидностей валунных суглинков северных районов Печорской низменности [Симонов, 1974], достаточно их относительно небольшого процентного содержания в смеси с другими незасоленными глинистыми породами.

Прямым свидетельством возможности формирования морен с повышенной засоленностью за счет ассимиляции ледником морских глинистых пород могут слу-

жить данные о степени засоленности моренного материала, вытаявающего из полос мореносодержащего льда одного из современных выводных ледников Гренландии, полученные автором по образцам, представленным Ю.А. Лаврушиным. Образцы были отобраны в зоне развития огив одного из выводных языков ледника, захватывающего глинисто-алевритовые осадки молодой (голоценовой) трансгрессии. Несмотря на то что отобранный материал подвергся, вероятно, значительной промывке как талыми водами ледника, так и атмосферными осадками (образцы отбирались с поверхности ледника), соотношение щелочноземельных и щелочных катионов (K_c) в поглощенном комплексе этого материала оказалось равным 2,6–4,7. Валунные суглинки с подобным значением K_c в пределах Печорской низменности были встречены лишь в образцах из наиболее слабо выщелоченных их разновидностей (по монолитам из глубоких скважин), приуроченных, к тому же, к зонам с хорошо выраженными следами активного захвата ледником глинистых морских пород верхней юры и колвинской свиты.

Таким образом, наблюдаемая картина распределения засоленности моренных горизонтов севера Печорской низменности находит вполне удовлетворительное объяснение как результат действия трех основных процессов: суммарного влияния ионно-солевого комплекса ассимилированных ледником пород ложа, частичного выщелачивания захваченных пород талыми водами ледника и изменений, происходящих в отложенных толщах донных морен на стадиях диагенеза и эпигенеза.

Можно упомянуть еще об одной черте вещественного состава местных морен, заключающейся в присутствии в них редких включений мелких обломков пиритовых пород, ассимилированных ледниками из подстилающих, вероятнее всего мезозойских, пород. В зоне выветривания в стенках современных обнажений вокруг подобных включений в теле вмещающей морены обычно развивается хорошо выраженная яркоокрашенная гипсово-лимонитовая зона окисления. Подобные образования иногда ошибочно принимаются за аутигенные конкреционные стяжения и также приводятся в качестве одного из аргументов неледникового происхождения валунных суглинков этих районов. На чужеродность подобных "конкреций" вмещающим их моренам указывает обычно хорошо видное под микроскопом отличие гранулометрического состава, степени сортировки, а иногда и минералогического состава кластического материала, слагающего тела включений, от аналогичных показателей состава окружающей породы [Симонов, 1972].

Изложенные данные позволяют сделать вывод о том, что наблюдаемые особенности вещественного состава донных морен северных районов Печорской низменности хорошо увязываются с закономерностями ассимиляции ледниками подстилающих пород, которые обладают здесь всеми необходимыми для этого исходными компонентами. Применяемое иногда в практике геологических исследований использование подобных сведений в качестве критериев неледникового происхождения валунных суглинков ни в коей мере не оправдано. Перечисленные особенности печорских морен лишь раз иллюстрируют хорошо известное положение о широком многообразии состава донных морен покровных оледенений, зависящего от целого ряда факторов и в первую очередь от состава пород ледникового ложа.

Возможность формирования в определенных условиях донных морен континентальных оледенений и субаквальных отложений сходного внешнего облика и вещественного состава предъявляют весьма жесткие требования к выбору надежных генетических критериев для их уверенного распознавания. Как показал опыт работ с подобными отложениями в Печорской низменности, в районах с достаточно хорошей обнаженностью положительно зарекомендовали себя, в этом смысле, такие классические методы, как широкое площадное изучение петрографического состава крупнообломочного материала в сочетании с изучением ориентировки длинных осей обломков различной размерности (вплоть до песчаных частиц в прозрачных ориентированных шлифах) и анализ строения рельефа местности с использованием материалов аэрофотосъемки. Весьма успешным оказался также метод текстурного анализа, производимого на широких расчистках естественных или искусственных обнажений. Вопрос же достоверного определения генезиса мореноподобных пород, доступных изучению только по керну скважин, практически пока не решен.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И ДИАГЕНЕЗА В ОЗЕРАХ СЕВЕРНОЙ ГУМИДНОЙ ЗОНЫ

В 1960–1962 гг. Н.М. Страхов рассмотрел особенности накопления осадков и их последующего преобразования (в диагенезе и эпигенезе) преимущественно в морских водоемах континентального блока, локализующихся в разных климатических обстановках и двух крайних типах тектонического режима: платформенном и геосинклинальном. Вместе с тем почти не затронутыми сравнительным изучением оказались континентальные отложения щитов и плит в пределах одних и тех же платформенных областей, находящиеся в сходных тектонических и климатических условиях и характеризующиеся плоским низменным рельефом.

Поэтому в предлагаемом разделе рассмотрены особенности осадко- и рудообразования в современных водоемах на Балтийском щите и Русской плите (Русская платформа), а также на Канадском щите и Американской плите (Се-

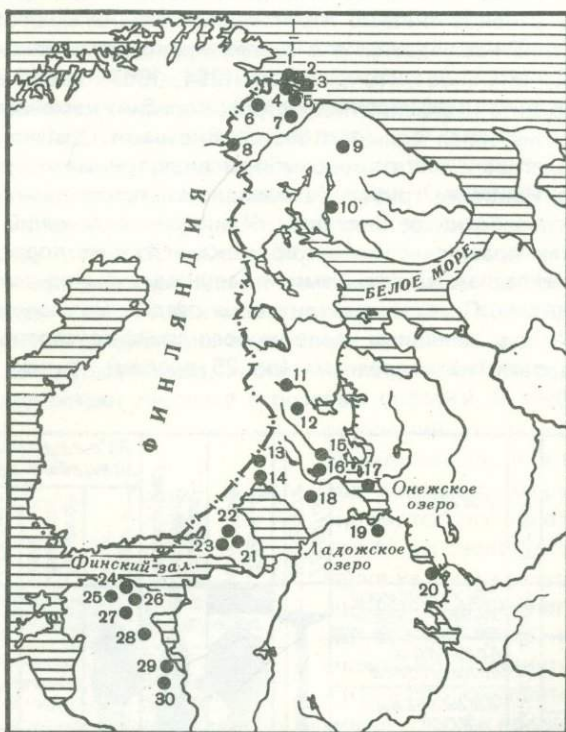


Рис. 43. Схема размещения изученных озер

Озера: 1–3 – безымянные (п-ов Рыбачий); 4 – перевальные – на перевале, соединяющем п-ов Рыбачий с материковой частью; 5 – Новая Титовка (побережье Баренцева моря); 6 – безымянное, южнее г. Никеля; 7 – Нял-Явр, Килп-Явр и др.; 8 – безымянные, располагающиеся у западной границы Мурманской области; 9 – Канентъявр, Колгиявр и др.; 10 – Капустное; 11 – Эненги-Лампи; 12 – Унут-озеро; 13 – Суйстамон-Ярви; 14 – Янис-Ярви; 15 – Перт-озеро; 16 – Кончезеро, Укшезеро, Сургубское; 17 – Онежское; 18 – Свят-озеро; 19 – Шим-озеро; 20 – Ловско-Азатское; 21 – Вишневское; 22 – Пуннус-Ярви (Красное); 23 – Правдинское; 24 – Виитна; 25 – Пургатели; 26 – Паркуни; 27 – Янту Синиярв; 28 – Саадъ-ярв; 29 – Мустъярв; 30 – Кирикумяз и др.

веро-Американская платформа). Насколько нам известно, подобного изучения процессов осадконакопления в озерных водоемах ранее никто не проводил.

В основу нашего исследования легло более 40 изученных озер разного размера и трофии, располагающихся в меридиональной полосе от п-ова Рыбачьего на севере до Новгородской, Псковской, Ленинградской и других областей на юге (рис. 43). В работе также использован обширный литературный материал, позволяющий судить о процессах осадконакопления и диагенеза в водоемах обширной области, охватывающей арктическую тундру на севере и темнохвойную таежную зону на юге. Методическая сторона исследования в части отбора проб воды и осадков (руд), их анализы и некоторые полученные результаты были рассмотрены ранее [Штеренберг, 1967, 1973; Штеренберг и др., 1962, 1963, 1966, 1968, 1969, 1970, 1971, 1972, 1975, 1976 и др.].

ОСАДКО- И ЖЕЛЕЗОМАНГАНЦЕВОЕ РУДООБРАЗОВАНИЕ В ОЗЕРАХ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ (БАЛТИЙСКИЙ ЩИТ И РУССКАЯ ПЛИТА)

Особенности накопления терригенно-обломочного материала

Терригенный кластогенный материал, в первую очередь каменистый и песчанистый, играет наиболее важную роль только лишь в осадках озер побережья Баренцева моря, "перевала", соединяющего п-ов Рыбачий с материковой частью Балтийского щита, а также на о-вах Земли Франца-Иосифа (арктическая тундра), т.е. там, где на водосборах широко развиты интрузивные, эффузивные и метаморфические породы, почти не затронутые выветриванием (рис. 44). В озерах разного размера и происхождения этих районов типично кластогенные осадки являются господствующими. Сходная картина наблюдается и в озерах приподнятой части Полярного Урала [Кеммерих, 1961; Миронова, Покровская, 1964, 1967; и др.]. На остальной территории Балтийского щита (Кольский полуостров, Карелия) каменистый, песчанистый и крупноалевритовый материал большого значения не имеет. Обычно эти осадки локализуются в прибреговых частях водоемов, в виде тонких прерывистых полос или отдельных линз. Наиболее грубые разновидности терригенных осадков — результат волновой переработки оставленных ледниками отложений — имеют местное происхождение и, как правило, сложены блоками тех же пород, которые окружают озера. Пространство между глыбами и валунами обычно заполнено песчано-алевритистыми осадками. Песчано-гравелитистые осадки мелководной зоны озер Балтийского щита под влиянием ледникового дрейфа отсортированы плохо. Коэффициент сортировки их в среднем (по 25 пробам) равен 3,6, а алевритов (18 проб) — 2,0.

Зона, под- зона	Регион	Район	Терри- генные	Крем- нистые	Органо- генные (карпаты)	Железоман- ганцевые руды			Терри- генные	Органо- генные (карпаты- лы)
						Озер- ные	Озерно- болот- ные	Болот- ные		
Лесная	Тундра и лесотундра	п-ов Рыбачий								
		Перевал и побере- жье Баренцева моря								
	Сосновая северо- таежная	Кольский полуостров								
		Карельская АССР								
		Карельский перешеек (Ле- нинградская область)								
	Сосновая средне- южно-таежная	Северо-Запад- ный район (Ленинград- ская, Новгород- ская и Псков- ская област- ти)								

По-иному обстоит дело в озерах Русской плиты. Здесь грубообломочный материал имеет значительно меньшее распространение. Отдельные валуны и галька, встречающиеся в мелководных частях озер, как правило, имеют не местное происхождение, а занесены сюда ледниками из Балтийского щита и горных сооружений Урала. Местный грубый материал имеет второстепенное значение [Яковлев, 1951; Яковлева, 1965; и др.]. Песчаные разности, но в значительной степени заиленные, в озерах Русской плиты встречаются сравнительно редко. Обычно они приурочиваются к мелководным частям озер, связанных с задровыми поясами древних оледенений [Алабышев, 1932; Баранов, 1961]. В водоемах Русской плиты, судя по имеющимся, хотя и немногочисленным, данным, песчаные и алевритистые осадки отсортированы лучше, чем на Балтийском щите. Определенные различия устанавливаются между ними и по составу легкой фракции. Для песчано-алевритовых осадков озер щита характерна некоторая мезомиктовость (кварц — 40—80%, плагиоклазы — 5—35%, калиевые полевые шпаты — 5—45%), в то время как осадки водоемов Русской плиты приближены к олигомиктовым разностям (кварца до 90% при весьма небольших количествах плагиоклазов и калиевых полевых шпатов). По данным В.В. Добровольского [1966], Е.В. Рухиной [1973 и др.] и других авторов, в тяжелой фракции четвертичных покровных отложений Кольско-Карельской минералогической провинции главными минералами являются гранаты, а в Прибалтийско-Архангельской — минералы группы эпидота.

В тяжелой фракции осадков озер Прибалтийско-Архангельской области также отмечаются повышенные содержания эпидота, отражающие важную роль в питании водоемов Русской плиты моренных четвертичных образований, сформированных преимущественно за счет пород осадочного чехла платформы.

Иначе обстоит дело на Балтийском щите. Здесь тяжелая фракция осадков более тесно связана с питающими породами, развитыми на водосборах. В озерах п-ова Рыбачьего, где в окрестностях развиты гранитоиды и древние метаморфизованные осадочные образования, наибольшие содержания имеют роговые обманки и эпидот. В осадках оз. Нял-Явр (Кольский полуостров), где водосборы представлены метаморфическими сланцами и гранулитами, ведущее значение в тяжелой фракции приобретают пироксены, гранаты и роговые обманки. Основными минералами тяжелой фракции осадков озер Кончезеро и Укшезеро (Карелия), находящихся среди зеленокаменных пород, являются: эпидот, роговые обманки, ильменит и магнетит. На Земле Франца-Иосифа ведущее значение в осадках приобретают пироксены (до 93% от тяжелой фракции песков). Интересно заметить, что для ряда озер Кольского полуострова в областях развития на водосборах основных и ультраосновных или близких к ним по составу пород, пески в прибреговой части водоемов на отдельных участках приобретают лиловые и розовые окраски. В тяжелой фракции этих

отложений рядом исследователей и нами установлены до 90% гранатов, пироксенов и некоторых других минералов. Как видим, терригенно-обломочный материал как по особенностям своего распространения на площади водоемов, так и набору слагающих его минералов легкой и тяжелой фракций не является постоянным и несколько различается на Балтийском щите и Русской плите. В общем можно сказать, что он является пассивно унаследованным от моренных отложений.

Исследования гидрогеологические		Регион	Район	Зона, под- зона
Озерно- болот- ные	болот- ные			
		Русская плита	Архангельская обл. Ненецкий националь- ный округ	Тундра и лесотундра
			Архангельская область, Ненецкий националь- ный округ	Темно- звонная северо- таежная темнозвон. среднетаежн.
			Ком. АССР	Темнозвон- ная юж- ная, смеж- ная с ро- листовет- ной
			Вологодская, Костромская, Кировская, Пермская и др. области	

Рис. 44. Основные типы озерного накопления и распределение их на территории Балтийского щита и Русской плиты (Север европейской части СССР)

По Н.М. Страхову [1960—1962; Страхов и др., 1954], между составом глинистых минералов и гидрохимическим типом водоемов гумидной зоны нет и не может быть четко выраженной связи, поскольку минералы эти являются главным образом аллотигенными образованиями; достаточно устойчивыми в диагенезе. М.А. Ратеев [1964] считает, что они отражают следующий комплекс условий: гидрохимические особенности осадкообразования, климатическую зональность и петрографию областей сноса, тектонический режим водосборных площадей и т.п.

А.Г. Коссовской [1959; Коссовская и др., 1963] и другими авторами показан ход трансформации различных глинистых минералов, особенно активно протекающих в присутствии органического вещества.

В этой связи определенный интерес представляют исследования П.П. Тимофеева и Л.И. Боголюбовой [1972], рассматривающих особенности глинообразования в обстановках, где осадки существенно обогащены органическим веществом (СССР, Колхида; США, Флорида). Отмечается определенная связь между составом глинистых минералов и фациальными обстановками осадконакопления. Указывается на возможность изменения глинистых минералов под влиянием органического вещества. Согласно Н.А. Лисициной [1975], в Карелии и на Кольском полуострове благодаря чрезвычайно ослабленным процессам выветривания на гранитоидах и породах основного состава за последние 10—12 тыс. лет образуются лишь очень тонкие корки выщелачивания (1—3 см), представленные аллофаноидными продуктами растворения плагиоклазов и частичной гидратацией биотита. Близкую точку зрения высказывали ранее А.П. Афанасьев [1964 и др.], В.В. Добровольский [1966, 1969] и др. Б.П. Градусов [1973, 1975] считает, что основная масса глинистых минералов почв равнинных участков, как, например, Русская плита, унаследована от почвообразующей породы и является во многих случаях древней. В отличие от этого в почвах горных областей и щитов (в частности, Балтийский щит, Урал), развитых на породах с высоким содержанием малоустойчивых минералов, в зоне гипергенеза новообразованные глинистые минералы приобретают существенное значение. Рентген-дифрактометрическое изучение фракции $< 0,001$ мм проводилось по всем исследованным нами озерам. Для сравнительного анализа особенностей глинообразования на щите и плите использован и литературный материал.

Основными минералами озер п-ова Рыбачьего и небольшого озера южнее г. Никеля (Мурманская область) являются гидрослюда, каолинит и хлорит. Кроме них, во фракции $< 0,001$ мм обнаружены кварц и полевые шпаты.

Их появление в тонкодисперсных отложениях объясняется как результат механической дезинтеграции материнских пород водосборных площадей, при котором эти минералы доводятся до глинистой размерности [Kunze a.o., 1968]. Кварц и полевые шпаты встречены нами во фракции $< 0,001$ мм и в осадках других водоемов. В этой фракции также присутствуют, хотя и в небольших количествах, и смешаннослойные слюда-монтмориллонитовые (вермикулитовые) и хлорит-монтмориллонитовые (вермикулитовые) образования. Они фиксируются главным образом по асимметрии пиков 10 и 14 Å в воздушно-сухом образце, широкому слабому максимуму в интервале 15—18 Å при насыщении препаратов этиленгликолем, некоторому увеличению гидрослюдистого пика (001) — 10 Å и уменьшению хлоритового (001) — 14 Å при прокаливании при 500°C. Наличие каолинита в осадках озер северной части Кольского полуострова и п-ова Рыбачьего несомненно связано с перетаскиванием ледниками материала из более древних кор выветривания, впервые обнаруженных и описанных на этой территории А.В. Сидоренко [1958] с сотрудниками. Каолинит устанавливается также среди других минералов и в Баренцевом море, в районе п-ова Рыбачьего, в то время как восточнее в этом же водоеме основными глинистыми минералами осадков являются гидрослюда и хлорит [Фатеев, 1964; Колесник, 1971].

В осадках других озер Кольского полуострова каолинит обнаружен не был. В них главными являются гидрослюда и хлорит. На территории Карельской АССР глинистые минералы в осадках озер изучены слабо. Имеются лишь работы Н.И. Семеновича по Ладожскому и Онежскому озерам, в которых рассматривается состав

фракции $< 0,001$ мм в осадках разного возраста [Семенович, 1966, 1973; Семенович и др., 1973]. В работе по Ладожскому озеру (к сожалению, не приводятся рентгеновские данные) отмечается, что встречены гидрослюда и каолинит. Единично обнаруживаются глауконит и галлуазит. Тот же самый набор глинистых минералов устанавливается и в более древних озерно-ледниковых ленточных глинах. Сходные результаты были получены и по Онежскому озеру. Здесь, как отмечают авторы статьи [Семенович и др., 1973], глинистая фракция современных и древних образований характеризуется весьма бедным минералогическим составом. Все образцы содержат гидрослюда, хлорит, каолинит, смешанно-слойные слюда-монтмориллонитовые (вермикулитовые) и хлорит-монтмориллонитовые (вермикулитовые) образования. Современные осадки, однако, богаче гидрослюдами и смешаннослойными образованиями, но обеднены хлоритом и каолинитом по сравнению с ленточными глинами. В озерах Карелии (Укшезеро, Кончезеро, Унут-озеро, Суйстамон-Ярви и др.) нет таких ощутимых количеств каолинита, которые установлены в осадках Онежского озера. В некоторых случаях среди ленточных глин устанавливаются более совершенные смешаннослойные образования, чем в современных осадках (ленточные глины оз. Суйстамон-Ярви). Иногда хлорит обнаруживается только в современных осадках, а в ленточных глинах он с помощью дифрактометра не фиксируется (Унут-озеро) и т.д.

Насколько нам известно, глинистые минералы в осадках Карельского перешейка, южная часть которого относится к Русской плите, также почти никем не изучались. Имеется лишь одна работа А.А. Тарновского [1968], в которой указывается на наличие во фракции $< 0,001$ мм озер Лопата и Утиное гидрослюда и примеси каолинита. Нами на Карельском перешейке наиболее детально изучено оз. Красное (Пунус-Ярви), ранее многосторонне исследованное специалистами разного профиля (среди них наибольший вклад в изучение осадков и руд этого водоема был сделан Н.И. Семеновичем [1958]). В верхних частях почвенных разрезов, располагающихся на разных расстояниях от оз. Красного, основными глинистыми минералами являлись гидрослюда и хлорит. В примеси устанавливались каолинит, кварц, полевые шпаты, а также смешаннослойные образования, сходные по своему строению с подобными же глинистыми минералами более северных районов. Близкие по составу минералы в почвах этого района были описаны Б.П. Градусовым [1960]. Глинистое вещество мелководных песчано-алевритистых осадков почти всюду представлено гидрослюдами, хлоритом, каолинитом и смешаннослойными образованиями. При удалении от берега количество каолинита резко убывает, и он обычно не фиксируется ни на термограммах, ни на дифрактограммах. Данные, полученные при изучении фракции $< 0,001$ мм верхних частей почв, расположенных вблизи озер, современных и древних осадков (ленточные ледниково-озерные глины) дают возможность считать, что общий фон глинистых минералов в озерах Балтийского щита явно аллотигенный. Минералы глинистой фракции осадков и руд поступают в водоемы главным образом в готовом виде. Вместе с тем нами в осадках и рудах некоторых озер, включая и оз. Красное, обнаружены аутигенные глинистые минералы, представленные железистыми вермикулит-монтмориллонитами и монтмориллонитами.

Как правило, образование подобных минералов связано с органическим веществом. В одних случаях — железистые вермикулит-монтмориллонит и монтмориллонит образуются по синезеленым водорослям (*Gloetochia* — *Echinulata*), в других — они тесно связаны с сильно разложившей сапропелевой массой [Штеренберг и др., 1968; Штеренберг, 1973]. Под электронным микроскопом видно, что образец Fe-монтмориллонита состоит из скопления тончайших игольчатых агрегатов. Подобное строение богатых железом Fe-монтмориллонитов гидротермального происхождения было ранее установлено А.Г. Коссовской с соавторами [1975] при изучении мезозой-кайнозойских осадков Атлантического океана, полученных при глубоководном бурении с судна "Гломар-Челленджер". Помимо этих минералов, в озерах южной части Карелии и Карельского перешейка иногда обнаруживается также явно аутигенный каолинит. Его образование связано с резко кислыми условиями торфяников и болот, располагающихся вблизи водоемов. В этих случаях каолинит во фрак-

ции $< 0,001$ мм торфяников выходит на первое место, оттесняя гидрослюда и хлорит на второстепенный план. Резко меняется при этом и соотношение между кварцем и полевыми шпатами в пользу первого.

В клеточных полостях растительных остатков верхней части торфяника под микроскопом видны новообразования каолинита. Прибрежные осадки озер, вблизи которых располагаются торфяники, тоже значительно обогащены каолинитом. По мере удаления от берега соотношение между минералами, слагающими глинистую фракцию, изменяется и вновь основными, как и на других участках, становятся гидрослюды и хлорит. Хотя аутигенные минералы, такие, как железистый монтмориллонит и каолинит, встречаются в осадках озер Балтийского щита, их значение ничтожно и не идет ни в какое сравнение с общим аллотигенным накоплением глинистых минералов в этих водоемах.

На территории Русской плиты нами изучены глинистые минералы в ряде озер Эстонии и в таком сравнительно крупном водоеме, как Валдайское озеро. Несмотря на то что образцы из озер Мусть-Ярв и Виитна (Эстония) представлены торфянистыми сапропелями, обогащенными органическим веществом, основными минералами фракции $< 0,001$ мм являлись гидрослюда и хлорит. Каолинит встречен в небольших количествах только лишь в одном из них (оз. Мусть-Ярв). В оз. Саадат-Ярв, где господствовали известковые илы, получен примерно тот же набор глинистых минералов (за исключением каолинита). При сравнении минералов фракции $< 0,001$ мм осадков изученных нами озер с комплексами минералов почв Прибалтийского района [Градусов, 1973] и с составом ленточных глин Эстонии [Пиррус, 1968], нетрудно убедиться в их сходстве, что, по нашему мнению, свидетельствует об аллотигенной природе глинистых минералов рассматриваемых нами озер Эстонии.

То же самое наблюдается и в Валдайском озере. Здесь глинистые минералы осадков разного возраста и состава оказались однотипными (гидрослюды примерно 65–75%; каолинита и хлорита около 20–25%), что позволяет относить их также к аллотигенным образованиям, поступающим с водосборов. Для рассмотрения поведения глинистых минералов в почвах и осадках на территории Архангельской и других областей востока европейской части СССР были использованы как собственные данные (озера Подгорное, Азатское и др.), так и литературный материал [Кривоносова и др., 1974; Калининко и др., 1974; и др.]. Анализ этого материала дает возможность прийти к выводу о весьма пестром характере распределения глинистых минералов на этой большой территории. Здесь встречены гидрослюдисто-монтмориллонитовые, монтмориллонитово-гидрослюдистые, гидрослюдисто-каолинитовые и другие образования. Интересно отметить, что в сходных климатических условиях на щите и плите во фракции $< 0,001$ мм осадков озер часто имеет место существенно разный набор минералов. Таким образом, как на щите, так и на плите глинообразование в озерах имеет главным образом терригенный характер. Состав глинистых минералов в осадках, вероятнее всего, определяется характером выветривания разных по составу и возрасту пород водосборов, питающих водоемы, и не контролируется климатической зональностью.

Органическое вещество в осадках

Органическое вещество, как известно, является одним из главных компонентов осадков различного типа водоемов (озерные, морские, океанские). Его роль в осадочном породообразовании вообще огромна. Именно оно регулирует и направляет процессы диагенеза в осадках, способствуя появлению повышенных концентраций ряда элементов и минеральных новообразований.

Количество органического вещества в современных отложениях контролируется рядом факторов, продуктивностью самих водоемов, интенсивностью поступления его извне с поверхностными и грунтовыми водами и разбавляющим действием терригенного материала. Величина первичной продукции фитопланктона в озерах Балтийского щита и Русской плиты, располагающихся в разных климатических подзонах северной гумидной зоны — тундры, лесотундры, тайги, смешанных лесов, — изучалась рядом исследователей. Количество продуцированного органического вещества многими из них определялось по методу Г.Г. Винберга [1960], позволяю-

Т а б л и ц а 8

Интенсивность фотосинтеза фитопланктона (в мг O_2 л в сутки) в озерах

Районы Балтийского щита	Величина фотосинтеза	Литературный источник	Районы Русской плиты	Величина фотосинтеза	Литературный источник
Кольский полуостров	До 1,27	Т.Н. Покровская [1962]	Большеземельская тундра	До 1,56	Т.Н. Покровская [1967]
	До 0,50	Г.И. Летанская [1969]	Новгородская область		"
Карелия	До 1,45	И.В. Баранов [1959]	Калининская область	До 13,45	Г.Г. Винберг [1960]
			Московская область		"
			Литовская ССР		"
			Калининская область	До 7,31	Т.Н. Покровская [1974]
			Московская область	До 18,8	С.И. Кузнецов [1970]
			Латвийская ССР	До 30,6	"

щему учитывать потребляемое и образуемое в воде количество свободного кислорода, что и дает возможность рассчитывать количество новообразованного органического вещества в процессе фотосинтеза фитопланктона.

Величины интенсивности фотосинтеза фитопланктона в озерах Балтийского щита и Русской плиты сведены нами в табл. 8. Из анализа этой таблицы следует, что интенсивность этого процесса в озерах Балтийского щита и Русской плиты в общем возрастает с севера на юг. Вместе с тем приводимые в таблице цифры однозначно свидетельствуют о значительно более высокой продуктивности фитопланктона в озерах Русской плиты, чем на Балтийском щите, хотя водоемы эти находятся в общем в достаточно сходных климатических условиях (температура, влажность, величины солнечной радиации). Следовательно, в озера Русской плиты с поверхностными и грунтовыми водами поступает значительно больше биогенных элементов.

Можно высказать предположение, что повышенная продуктивность органического вещества в озерах Русской плиты по сравнению с водоемами Балтийского щита связана с более интенсивным выщелачиванием из осадочных пород плиты элементов, важных для развития биоса, таких, как фосфор, марганец, железо, витамины [Хатчинсон, 1969; Кузнецов, 1970; Покровская, 1967; и др.]. Это касается и рыхлого четвертичного покрова, представленного главным образом моренными образованиями, в которые атмосферные воды проникают сравнительно легко и на большую глубину. После обогащения биогенными компонентами они поступают в озера как грунтовые и почвенные воды.

В крупных по размеру водоемах и водохранилищах фотосинтез фитопланктона, а следовательно, и продукция его биомассы не везде одинакова по их площади. Наиболее часто максимальная продукция фитопланктона устанавливается не в центральных зонах озер, а тяготеет к прибреговым частям водоемов или к устьям питающих их рек.

В озерах Балтийского щита количество органического вещества в осадках, выраженное либо через $C_{орг.}$, либо, что более приближенно, величинами потери при прокаливании, не остается также постоянным и изменяется в меридиональном направлении от зоны тундры и лесотундры к зонам тайги и смешанных лесов. Олиготрофные водоемы, явно преобладающие на Кольском полуострове, сменяются к югу мезотрофными и политрофными (Карелия, Карельский перешеек).

На побережье Баренцева моря, где на водосборах почти отсутствует растительность, органического вещества в осадках питаемых ими водоемов почти нет или его содержание ничтожно (табл. 9). В озерах центральной части Кольского полуострова содержание $C_{орг.}$ в современных осадках и рудах изменяется в широких пре-

Таблица 9
Средние содержания $C_{орг}$ (в %) в осадках озер Балтийского щита

Район	Озера	Пески	Алевриты	Илы	Железомарганцевые руды	Глины ленточные	Максимальные содержания в осадках	Источники материала
Кольский полуостров	П-ова Рыбачьего	—	—	7,6	—	—	8,0	Наблюдения автора
	Перевала и побережья Нял-Явр	0,26	—	—	—	—	0,28	То же
	Капустное	0,36	0,60	1,9	2,28	0,16	4,50	"
Карелия	Капустное	Следы	—	14,7	—	—	17,0	"
	Кончезеро, Укшезеро и Сургубское	0,31	—	3,3	1,10	0,15	6,00	"
	Суйстамон-Ярви	0,16	0,50	10,8	0,86	0,14	13,0	"
Карельский перешеек	Красное (Пунус-Ярви)	0,40	2,11	7,3	0,75	0,19	33,6	"
	Ладожское озеро	0,33	1,60	20	—	—	3,50	Н.И. Семенович [1966]
	Онежское озеро	0,34	0,50	$\frac{0,50*}{2,9}$	—	0,36	5,8	Н.И. Семенович [1973]

* В числителе — средние содержания $C_{орг}$ в осадках южной части озера; в знаменателе — северной.

делах. Так, например, в рудообразующих озерах Нял-Явр, Килп-Явр, Канентъявр и других количество органического вещества в осадках составляет почти 9%. В осадках оз. Капустное, представленных высококремнистыми илами, содержание $C_{орг}$ доходит до 14—17%. Такие же необычайно высокие количества органики установлены и в озерах п-ова Рыбачьего, где в настоящее время накапливаются диатомовые илы.

Озера восточной части Кольского полуострова в отличие от центральной в значительной степени обогащены аллохтонной органикой, поступающей из широкораспространенных здесь заболоченных и заторфованных участков. В Карелии осадки озер, в которых образуются железомарганцевые руды, содержат более высокие концентрации органического вещества, чем сходные с ними водоемы Кольского полуострова. В изученных нами озерах (Кончезеро, Укшезеро, Сургубское, Янис-Ярви, Унут-озеро, Перт-озеро, Свят-озеро и др.) иловые осадки профундали содержат $C_{орг}$ до 6%. Наиболее обогащенным органическим веществом, по сравнению с другими рудоносными озерами Карелии, оказалось оз. Суйстамон-Ярви, где $C_{орг}$ доходит до 13%. Южнее на территории Карельского перешейка осадки озер Красного, Правдинского и ряда других озер, где образуются железомарганцевые руды, характеризуются весьма высокими содержаниями $C_{орг}$, достигающими до 30—33%. Качественно изменяется и состав органических отложений. На севере (Кольский полуостров) в заболачиваемых водоемах-ламбинах широкое развитие приобретают торфянистые сапропели с участием в их сложении зеленых (десмидиевых) водорослей. На юге, в районе Карельского перешейка, в озерах часты водорослевые и смешанного типа (водорослево-торфянистые), реже чисто торфянистые сапропели.

На территории Русской плиты в сходных климатических условиях эти изменения выражены более слабо. Эвтрофные и дистрофные водоемы здесь являются основными, поэтому количественные соотношения в величинах $C_{орг}$ или потери при прокаливании в осадках мало показательны. Качественно озерные образования северной и южной зон Русской плиты различаются более отчетливо. На севере осад-

ки представлены в основном торфянистыми сапропелями с малым содержанием в них терригенно-обломочной примеси. Автохтонное органическое вещество, получающееся за счет жизнедеятельности синезеленых водорослей, развито слабо. Здесь также редки сапропели смешанного состава (торфянисто-водорослевые). Картина несколько изменяется на юге Русской плиты, где в осадках озер, помимо торфянистых сапропелей, встречаются смешанные (торфянисто-водорослевые) и водорослевые типы [Сергеева, 1968 и др.].

Весь имеющийся в нашем распоряжении материал позволяет прийти к выводу, что изменение содержаний органического вещества в озерах Русской платформы от ее северных окраин до зоны смешанных лесов не протекает плавно. На фоне общего увеличения содержаний $C_{орг}$ в осадках, что видно и на переходе господствующих на севере олиготрофных типов водоемов к мезотрофным и политрофным, имеют место и некоторые отклонения, связанные с ландшафтными и другими особенностями тех или иных районов. В отдельно взятых озерах количество органического вещества в осадках также не остается постоянным и увеличивается при уменьшении их зернистости от песков к илам, т.е. от мелководной к более глубоководной зонам.

Сходные данные были получены и другими исследователями, изучавшими распределение органического вещества в современных и древних озерах в гумидной климатической зоне [Страхов, 1971]. Содержания $C_{орг}$ в осадках крупных водоемов (Онежском, Ладожском и др.) заметно ниже, чем в более мелких, рядом с ними расположенных. По-видимому, это связано с тем, что в центральные, наиболее глубоководные части этих озер поступающие с берегов гумусовые органические компоненты почти не доходят, а автохтонное органическое вещество в значительной своей части разлагается в воде, не доходя до дна [Скопинцев, 1950; Страхов, 1960; 1962]. Н.И. Семенович [1966] на основании баланса химических веществ в Ладожском озере пришел к выводу, что только около 6% водного гумуса, привнесенного с берега, попадает на дно. Остальная часть находится в воде и подвергается распаду. Органическое вещество донных отложений крупных водоемов концентрируется в основном по периферии глубоководной зоны и, вероятнее всего, связано с циклональными течениями.

Интересны данные, полученные при изучении ископаемых озерно-ледниковых ленточных глин. Оказывается, что содержания $C_{орг}$ в этих глинах очень низки (см. табл. 9). По-видимому, они и изначально содержали малые количества органических компонентов автохтонного и аллохтонного происхождения, подобно осадкам озер Полярного Урала (Кузь-Ты, Большой и Малый Хаадат и др.), питающихся талыми ледниковыми водами [Миронова, Россолимо, 1964], а также отложениями приледниковых озер на Арктических островах, Аляске, Канаде и других районах [Говоруха, 1967; Gustavson, 1975; и др.]. Небольшое количество органического вещества, которое и попадало в приледниковые озера, давно было израсходовано на различные восстановительные процессы, протекающие в иловых отложениях. На это, в частности, указывает явное преобладание в ленточных глинах реакционноспособного Fe^{2+} над Fe^{3+} [Штеренберг и др., 1963]. Как видно на табл. 9, количество $C_{орг}$ в рудах заметно выше, чем во вмещающих их осадках. Вероятнее всего это связано с повышенной подачей в иловых водах от профундали к литорали (сублиторали), где происходит основное рудообразование, трансформированных органоминеральных соединений (железоорганические комплексы и др.). Явное преобладание органожелезистых комплексных соединений над другими формами показано недавно при рассмотрении поведения марганца и железа в поверхностных, придонных и иловых водах озер северной гумидной зоны [Штеренберг и др., 1976].

Кремнезем в осадках

Важные стороны проблемы геохимии кремнезема в осадочном породообразовании раскрыты к настоящему времени в работах ряда наших отечественных и зарубежных исследователей [Бруевич, 1953; Окамото и др., 1963; Краускопф, 1963].

Н.М. Страхов [1960–1962], обобщивший большой фактический и литературный материал, считает, что кремнезем находится в придонных водах главным образом

в виде истинного молекулярного, а не коллоидного раствора. Растворимость кремнезема при 16–20°C и pH = 6–8 близка к 100–120 мг/л. Величина эта достаточно постоянна как для дистиллированной, так и соленой (морской) воды. Величина растворимости является тем пределом, ниже которого химическая садка этого компонента идти не может. Содержание кремнезема в природных водах, как правило, не превышает 10–15 мг/л. Отсюда следует, что в современных поверхностных условиях он находится в явно недонасыщенном состоянии, при котором садка его чисто химическим путем запрещена. Возможно лишь извлечение кремнезема из воды биогенным путем.

По Н.М. Страхову, кремнезем в отличие от CaCO_3 , тяготеющего в гумидной зоне к низким широтам, приурочивается к водоемам или их частям, располагающимся в областях холодного климата. Причину этого Н.М. Страхов видел в разнице экологических особенностей известковыделяющих и кремневых планктонных организмов. Известковыделяющие организмы теплолюбивы и могут развиваться при пониженных уровнях первичной продукции. Отсюда повышенные накопления CaCO_3 в низких широтах. На холодном севере CaCO_3 не насыщает морскую воду, при теплом же климате пересыщает ее. Для SiO_2 соотношения эти прямо противоположны: на теплом юге кремнезем гораздо дальше удален от точки насыщения воды, чем на холодном севере. Поэтому большинство кремневых организмов тяготеет к высоким широтам и холодной воде, а известковыделяющие, наоборот, — к низким широтам и теплой воде. Таким образом, происходит их пространственное разделение, приводящее к тому, что накопление карбонатов происходит главным образом в южных теплых водоемах, а кремнистых — в северных холодных. По мнению ряда исследователей, концентрация SiO_2 аморфн. особенно велика в озерах влажной зоны, расположенных среди массивно-кристаллических пород, выветривание которых повышает питание этих водоемов кремнием. Благодаря этому активность диатомовых водорослей в них возрастает, что и приводит к накоплению диатомных илов, содержащих 30–70% аморфного кремнезема.

По мнению А.П. Жузе [1966], область современного диатомитообразования располагается в основном к северу от 57–60° с.ш., захватывая Балтийский щит и северную часть Русской плиты. В этой области появление кремнистых осадков обеспечивается высокими содержаниями Si, поступающего в водоемы в процессе выщелачивания кристаллических пород (преимущественно кислых) и моренных отложений. Диатомиты во всех случаях образуются в озерах, где имеется избыток свободного кремнезема. Это — необходимое условие, определяющее возможность накопления диатомовых осадков. По данным Л.Л. Россолимо (1971), озера с высокими концентрациями SiO_2 аморфн. в осадках приурочиваются к областям избыточного увлажнения. Они связаны с районами, на водосборах которых развиты породы, богатые кремнеземом. Л.Л. Россолимо считает, что накопление диатомитов (кремнистых осадков) подчиняется факторам, способствующим, по Н.М. Страхову [1960–1962], образованию железомарганцевых руд. К.И. Лукашев с сотрудниками [1971] вслед за А.П. Жузе считают, что область преимущественного кремненакопления располагается к северу от 57–60° с.ш. Накопление SiO_2 аморфн. в осадках, по их мнению, связано с концентрацией в них общего кремнезема.

С использованием имеющегося в литературе материала и результатов собственных наблюдений, нами составлена схема распределения SiO_2 аморфн. в современных осадках водоемов северной гумидной зоны (рис. 45). На схеме выделены зоны, в которые попадают следующие озера: 1) характеризующиеся повышенным кремненакоплением в осадках, достигающих при благоприятных условиях до чистых диатомитов (SiO_2 аморфн. > 25%); 2) со средним кремненакоплением в осадках (SiO_2 аморфн. 25–5%) и 3) с ослабленным кремненакоплением (SiO_2 аморфн. < 5%). Зона повышенных содержаний аморфного кремнезема тяготеет к северной части Мурманской области. В нее входят озера п-ова Рыбачьего и главным образом центральной части Кольского полуострова. Их разделяет узкая полоса средних содержаний SiO_2 аморфн. в осадках озер, располагающихся на побережье Баренцева моря. На п-ове Рыбачьем в озерах в настоящее время накапливаются существенные кремнистые, слабосапропелевые илы (табл. 10). В отличие от этого озера центральной части Кольского

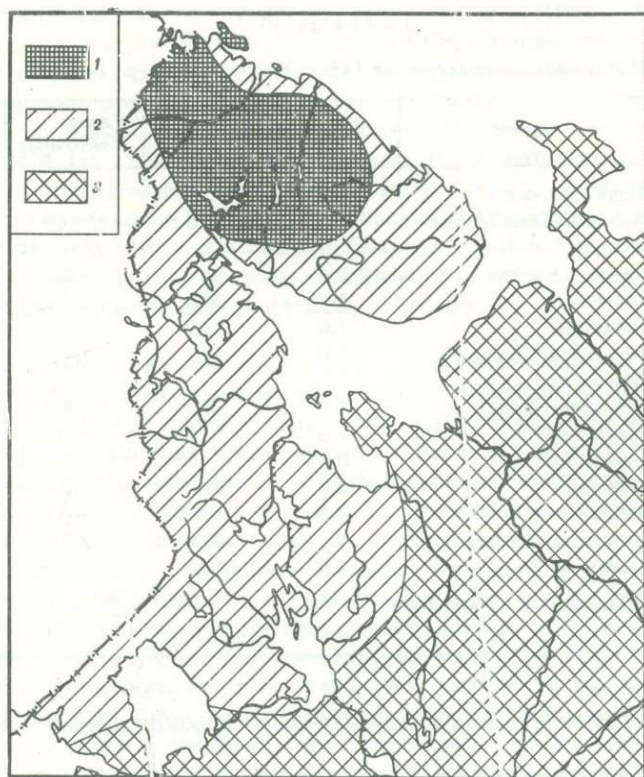


Рис. 45. Схема распределения SiO_2 аморфн в современных осадках

1—3 — зоны кремнеаккумуляции: 1 — повышенного ($> 25\% \text{SiO}_2$ аморфн), 2 — среднего ($25\text{--}5\% \text{SiO}_2$ аморфн), 3 — ослабленного ($< 5\% \text{SiO}_2$ аморфн)

полуострова, характеризующиеся повышенными содержаниями аморфного кремнезема в осадках (диатомиты, диатомовые илы и пр.), распределяются не в виде единой полосы, а вкраплены среди водоемов, в которых образуются железомарганцевые руды или происходит накопление аллохтонного органического вещества (торфянистые сапропели) или, наконец, кластогенных компонентов. Согласно В. Ирдлей-Вильмонт [Eardley-Wilmont, 1928], Р. Кальверту [1933], Е.В. Рожковой и Ю.К. Горецкому [1945] и другим авторам, сходное, достаточно пестрое кремнеаккумуляция в четвертичное время наблюдается и в восточных провинциях Канады (Новая Шотландия, Квебек и Онтарио), а также на востоке США (в штатах Нью-Йорк и Флорида). Даже в пределах одних и тех же озер этой зоны (SiO_2 аморфн $> 25\%$) нет сплошных полей высококремнистых осадков, чистых от загрязнения минеральной или органогенной примесью.

Как правило, осадки, отличающиеся более высокими содержаниями аморфного кремнезема, в плане распределены в виде линз и пятен, среди существенно терригенных или сапропелевых отложений (Нял-Явр, Канент-Явр, Капустное и др.). На это давно обратили внимание Н.И. Семенович [1934] и другие исследователи, специально занимавшиеся изучением кольских диатомитов. В прибреговой зоне, вблизи устьев рек, около островов и на перекатах, где основным компонентом отложений является довольно грубый кластогенный материал (пески, гравий и др.), содержание аморфного кремнезема обычно небольшое (см. табл. 10). При погружении дна озера и увеличении при этом роли тонких терригенных частиц содержание SiO_2 аморфн в илистых осадках значительно возрастает, но эффект этот гасится более энергичным поступлением сюда глинистых минералов, тонкой автохтонной и аллохтонной органики и др. Разбавляющее действие, препятствующее концентрированию аморфного кремнезема в осадках, оказывают, по нашему мнению, и железомарганце-

Таблица 10

Максимальные содержания (в %) SiO_2 аморфн в осадках

Район	Озера	Пески	Илы	Глины ленточные	Железомарган- цевые руды
Кольский полуостров	П-ова Рыбачьего	—	—	—	—
	Побережья Баренцева моря	1,4	14,0	—	—
	Южнее г. Никеля	2,0	33,2	4,9	—
	Нял-Явр	2,4	26,0	3,7	3,5
Карелия	Капустное	1,6	28,0	—	—
	Кончезеро, Укшезеро,	1,0	22,1	1,2	1,5
	Сургубское	—	—	—	—
	Суйстамон-Ярви	1,6	20,7	1,6	—
	Свят-озеро	1,0	12,6	12,6	—
Карельский перешеек	Унут-озеро	0,95	6,1	—	—
	Красное	2,0	22,0	1,2	2,5
	Эстоний	1,5	4,5	—	—
	Онежское*	4,1	21,0	2,7	—
	Ладожское*	3,8	10,8	—	—

* По данным Н.И. Семеновича [1966, 1973].

вые корковидные руды, формирующиеся также в глубоководной части озер Кольского полуострова.

Зона среднего по интенсивности кремненакопления в озерах (SiO_2 аморфн 25—5%) охватывает побережье Баренцева моря, восточную и западную части Кольского полуострова, Карелию и Карельский перешеек. Вместе с тем и в этой зоне устанавливаются озера с повышенными содержаниями аморфного кремнезема в осадках. К ним, например, можно отнести мелкие озера северной Карелии, в которых А.Д. Пельш и В.К. Чернов [1939] путем микроскопирования обнаружили большие скопления в илах диатомовых водорослей, а также озера Сургубское, Кончезеро, Укшезеро на юге Карелии, оз. Красное на Карельском перешейке. Отметим, что в этих водоемах осадки с повышенными содержаниями аморфного кремнезема локализованы только на отдельных участках и в плане они выглядят как линзы и пятна небольших размеров. Их появление, как правило, контролируется гидрологическими условиями, способствующими малым поступлениям на эти участки терригенного материала или аллохтонной органики.

Наибольшую площадь занимает зона низких содержаний SiO_2 аморфн (до 5%). Она приурочивается к обширной территории Русской плиты. Здесь в озерах, расположенных на широтах, сходных с озерами Балтийского шита (зоны высокого и среднего кремненакопления), осадки с повышенными содержаниями аморфного кремнезема нигде не устанавливаются [Миронова, Покровская 1964, 1967; Голдина, 1967, 1972, 1973; Попова, Соловкина, 1957; Долгушин, Кеммерих, 1959; Кеммерих, 1961; Миронова, Россолимо, 1964; и др.]. Вместе с тем и в этой зоне, например, в ряде озер Белоруссии, согласно К.И. Лукашеву с соавторами [1971], имеют место озера с повышенными содержаниями аморфного кремнезема в осадках. Подобные осадки установлены и в оз. Байкал [Страхов и др., 1954] и в ряде озер Кокчетавского района [Анисимова, 1951].

Следовательно, мнение ряда исследователей об определенном влиянии климатической зональности (приуроченность высококремнистых осадков в континентальных водоемах именно к высоким широтам) не совсем точны и требуют пересмотра. Как указывалось выше, имеют место суждения об определяющем влиянии повышенных концентраций кремнекислоты в воде озер на образование диатомитов и других кремнесодержащих осадков. Имеющиеся в нашем распоряжении данные более чем по 60 озерам: Земли Франца-Иосифа, п-ова Рыбачьего, Кольского полу-

острова, Карелии, Карельского перешейка, Русской плиты (Ярославская, Вологодская, Московская и другие области, Эстонская ССР, Латвийская ССР, Белорусская ССР и др.) однозначно свидетельствуют об отсутствии какой-либо связи между содержаниями в воде озер кремния и кремненакоплением. Обычно содержания SiO_2 в воде озер, характеризующихся высококремнистыми осадками, колеблется от 0,8 до 5,0 мг/л. На этом фоне, хотя и редко, встречаются озера, в воде которых содержания SiO_2 доходят до 17–18, реже 40–44 мг/л. В озерах зоны, среднего по интенсивности накопления кремнезема в осадках содержание его в воде мало отличается от такового для высококремнистых озер, изменяясь от 0,7 до 4,9–5,0 мг/л. В воде некоторых озер зоны ослабленного кремненакопления также установлены повышенные содержания SiO_2 (Бисерово — 6,8 мг/л; Неро — 12,0 мг/л и др.).

В литературе имеются данные, свидетельствующие о том, что для жизнедеятельности диатомовых водорослей вовсе не обязательны высокие концентрации в воде кремнекислоты. По К.А. Гусевой [1952], для развития *Melosira* необходимый минимум концентрации в воде кремнекислоты составляет всего 0,5 мг/л. Дж. Ланд [Lund, 1954] нашел, что *Asterionella* и *Fabellaria* развиваются при содержаниях SiO_2 в воде 0,5 мг/л, а *Melosira* при 0,8 мг/л. Следовательно, содержания кремнекислоты в воде не являются фактором, определяющим кремненакопление в озерах. Также несостоятельны, по нашему мнению, суждения о преимущественном накоплении диатомитов и близких к ним по содержанию аморфного кремнезема осадков в области высоких широт, характеризующихся пониженными температурами. Как отмечалось выше, ни в одном из озер Русской плиты, Полярного и Приполярного Урала, никем не установлены ни диатомиты, ни высококремнистые илы. Заметим, что озерно-ледниковые глины, заведомо формировавшиеся при более низких температурных условиях, чем современные отложения, содержат SiO_2 аморфн столько же, сколько современные кластогенные грубозернистые осадки (см. табл. 10).

Материал, приведенный выше, по нашему мнению, свидетельствует о том, что образование в озерах Русской платформы осадков, богатых SiO_2 аморфн, в первую очередь определяется сочетанием благоприятных факторов, способствующих устранению или подавлению условий, при которых возможно достаточно интенсивное накопление конкурирующих типов отложений (терригенные, сапропелевые, карбонатные) и железомарганцевых руд. В частности, понижение температуры местности выступает как один из факторов, тормозящих развитие карбонатных и сапропелевых (автохтонных) осадков, но благоприятствующих расцвету диатомовых водорослей [Страхов, 1960–1962]. Значительное поступление терригенно-обломочного материала (например, озера Полярного и Приполярного Урала, современные приледниковые водоемы, озера побережья Баренцева моря и др.) приводит, в свою очередь, к подавлению процессов карбонато- и кремненакопления. Отсюда следует, что осадки, обогащенные аморфным кремнеземом, практически могут возникать в озерах северной гумидной зоны повсеместно и не обязательно их появление связывать с особыми климатическими условиями, как это до сих пор делают некоторые исследователи при реконструкции древних палеогеографических обстановок.

Железомарганцевое рудообразование в водоемах Русской платформы

В нашей отечественной и зарубежной литературе долгое время господствовало представление, что железомарганцевые руды в северной гумидной зоне образуются при наличии вблизи озер заболоченных участков и торфяников, частично питающих железом, марганцем и другими элементами эти водоемы. Подобные суждения о процессах рудообразования имеют место и до настоящего времени [Македонов, 1966; Harriss, Troup, 1969; Terasmae, 1971; и др.].

По Н.М. Страхову [1965; Страхов и др., 1968], появление и размещение на фациальных профилях и в плане озерных руд определяется не только режимом стока речных и грунтовых вод, но и содержанием в осадках органического вещества, контролирующего ход и направление процессов диагенеза. Им выделены три группы водоемов, которые различаются по содержанию органического вещества в на-

капливающих в них осадках. Благодаря резкому окислительному режиму водной массы озер первой группы все взвешенные Mn и Fe, а также их растворы быстро удаляются из воды и оседают на дно. Волнениями иловые сгустки этих элементов постепенно перемещаются в наиболее глубокие части водоемов, где они в основном и накапливаются. В глубоких горизонтах профундальных илов Mn и Fe восстанавливаются и диффузионным путем подтягиваются в верхнюю зону к приконтактной поверхности ил — вода. Здесь они снова окисляются и оседают, создавая в профундали корки и охры. Повышение трофности и накопление органического вещества в илах приводит к постепенному сокращению окислительной пленки вплоть до ее полного исчезновения. Не будучи в состоянии выйти в придонную воду, обогащенную кислородом, редуцированные железо и марганец путем диффузии перемещаются в иловых водах в более мелководные фации и здесь принимают участие в образовании железомарганцевых руд шаровидной формы (озера второй и третьей групп).

Судя по имеющимся собственным наблюдениям и литературному материалу, рудообразование в озерах Кольского полуострова действительно локализуется в профундали и, как правило, избегает приподнятых участков дна. Их нет в мелководной прибреговой зоне и около островов. Преобладающий тип руд — корковый, распространенный на значительные площади дна. Толщина этих корковидных железомарганцевых образований определяется долями сантиметра, редко первыми сантиметрами. Более сложно протекают процессы рудообразования в мезотрофных озерах центральной и южной Карелии и на Карельском перешейке (Кончезеро, Укшезеро, Янис-Ярви, Суйстамон-Ярви, Тумас-озеро, Красное, Правдинское и др.). Руды этих водоемов, по мнению Н.М. Страхова, возникают на базе повышенного накопления органического вещества в осадках. В профундали накапливаются Fe и Mn и при этом возникает зачаточный рудный процесс. В диагенезе окисные соединения Mn и Fe редуцируются до закисных форм. Повышенные содержания $C_{орг}$ в осадках профундали "запрещают" появление окислительной пленки в илах, а находящиеся в иловой воде Fe и Mn (второй элемент преобладает) диффундируют латерально в соседнюю песчаную зону, где и принимают участие в формировании руд. Благодаря большей подвижности и значительному содержанию в иловой воде, Mn обгоняет Fe и концентрируется в больших количествах. Если в седиментогенезе, по Н.М. Страхову, в озера поступает мало марганца, то руды становятся типично железистыми. Так как рудообразование в этих озерах идет в два этапа, они отнесены к седиментационно-диагенетическим в отличие от озер первой группы, где господствуют диагенетические процессы.

Работами в Карелии и на Карельском перешейке было установлено, что в озерах образуются различные типы руд, формирующиеся под влиянием генетически разных процессов [Штеренберг и др., 1970, 1971, 1975]. Выделенные два типа руд — "озерные" и "озерно-болотные" — различаются не только механизмами образования, но и химическим и минералогическим составом. Согласно Н.И. Семеновичу [1958], что позже подтверждено и нами, размер железомарганцевых стяжений в пределах рудных полей и участков в озерах не остается постоянным и изменяется как по вертикали, по разрезу отложений, так и по латерали. Одновременно от мелководных к мелководным частям озер происходит постепенное нарастание в стяжениях содержания Mn и Ba и величины марганцевого модуля (Mn : Fe) и уменьшение в этом же направлении содержания Fe и P. При этом микро- и мелкие существенно железистые конкреции профундали, сложенные главным образом железистым вермикулит-монтмориллонитом и железистым монтмориллонитом, сменяются по направлению к берегу гидрооксидами железа и марганца.

Появляются карбонаты марганца (кальциевый родохрозит, манганокальцит, реже марганцовистый кальцит?). Помимо изменений вещественного и минералогического состава конкреций, по латерали в каждом разрезе устанавливаются изменения и сверху вниз по вертикали. Железистые рудины, сложенные главным образом гидрогетитом, вверх по разрезу сменяются марганцовистыми, существенно изменяется и количество аутигенных карбонатов марганца.

Формирование подобных руд происходит, как убедительно показал Н.М. Стра-

хов [1965 и др.], сложным путем. Вначале в илах профундали происходит переработка взвесей, обогащенных Mn, Fe и другими компонентами, накопление их в иловых водах и затем перемещение их диффузионным путем от профундали к литорали, где при участии микроорганизмов [Кузнецов, 1970] и образуются типично "озерные" железомарганцевые руды.

Появление "озерно-болотных" руд происходит иным путем. Их образование связано с развитием вблизи озер торфяников и болот. Кислые воды торфяников и болот, попадая в иную обстановку, характеризующуюся почти нейтральной реакцией среды, метаморфизуются, что приводит к осаждению железа и некоторых мало подвижных в этих условиях элементов, принимающих участие в образовании "озерно-болотных" руд. Марганец, барий и ряд других элементов при этих pH остаются мобильными и мигрируют от береговой зоны, в дальнейшем частично осаждаются, а частично удаляются за пределы водоемов. "Озерно-болотные" руды в отличие от типично "озерных" содержат повышенные концентрации Fe, P и некоторых других элементов. Они отличаются от "озерных" по минералогическому составу [Штеренберг и др., 1970].

Иначе обстоит дело на Русской плите. Здесь в восточной и центральной ее частях в основном развиваются только железистые болотные руды [Федорова, 1964; Лукашев и др., 1971; и др.], а на территории, прилегающей к Балтийскому щиту, — озерно-болотные железомарганцевые руды.

ЗОНАЛЬНОСТЬ ОЗЕРНОГО ОСАДКО- И РУДОНАКОПЛЕНИЯ НА ПЛОЩАДЯХ СЕВЕРНОЙ ГУМИДНОЙ ЗОНЫ

Север европейской части СССР

К настоящему времени накоплен сравнительно большой материал, посвященный зональности осадко- и рудонакопления на территории европейской части СССР [Алабышев, 1932; Дзено-Литовский, 1955; Герд, 1956; Богословский, 1960; Баранов, 1961; Богданов, 1968; и др.]. Их анализ позволил прийти к выводу, что указанные выше авторы в значительной степени не учитывали особенности геологического строения районов и типы образующихся в водоемах осадков и руд. На схемах этих исследователей границы между выделяемыми зонами проведены в основном в широтном направлении. Они пересекают Балтийский щит и Русскую плиту, повторяя, по существу, границы между климатическими зонами, установленными на рассматриваемой территории.

В озерах п-ова Рыбачьего (зона тундры) в настоящее время накапливаются высококремнистые (30–40% SiO_2) илы, характеризующиеся повышенными содержаниями органического вещества (рис. 46, см. рис. 44). Южнее, в озерах несколько приподнятого перевального участка и побережья Баренцева моря, явно господствуют кластогенные осадки, практически лишенные органического вещества. В районах рек Харловски и Восточная Лица (зона тундры и лесотундры) устанавливается слабо развитое профундальное накопление железомарганцевых руд [Богданов, Изотова, 1958]. Их образование протекает на фоне низких содержаний в осадках органического вещества и повышенного аморфного кремнезема. На западе и в центральной части Кольского полуострова основными в олиготрофных озерах являются высококремнистые илы и железистые корковидные руды. Они накапливаются в профундали озер, различных по глубине и размерам акватории. На востоке и крайнем западе полуострова, где территории в значительной степени заболочены, на смену высококремнистым илам и железомарганцевым рудам приходят слабо кремнисто-глинистые, обычно торфянистые сапропели. В озерах Карелии и Карельского перешейка, относимых в отличие от озер Кольского полуострова главным образом к мезотрофному типу, происходит накопление слабо-кремнистых глинистых илов, несколько обогащенных органическим веществом. Качественно органическое вещество в этих озерах отлично от органического вещества озер Кольского полуострова. Диатомовые, господствующие на Кольском полуострове, сменяются здесь синезелеными водорослями. Одновременно с увеличением

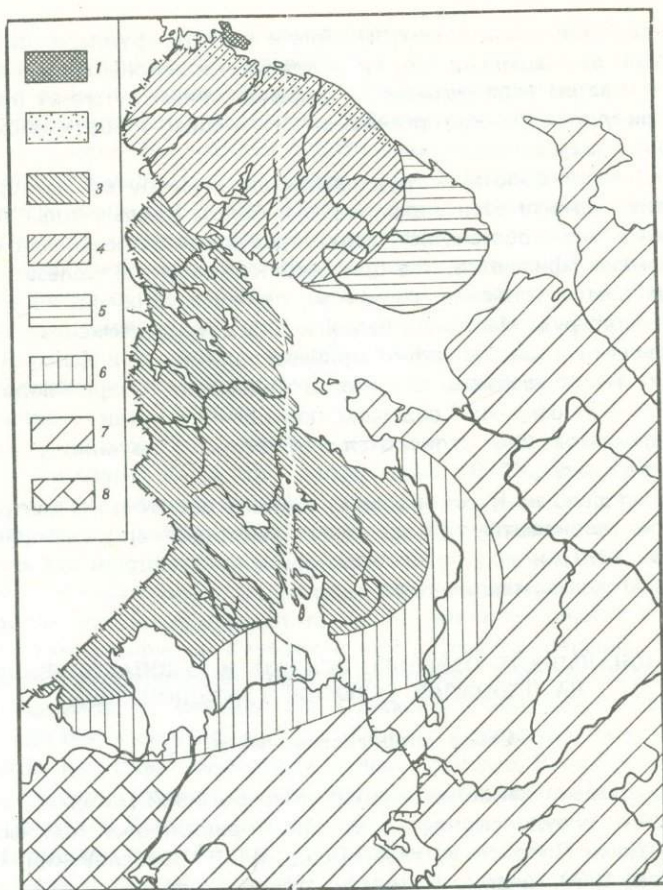


Рис. 46. Зональность озерного осадко- и рудонакопления на территории Севера европейской части СССР

1–5 — Балтийский щит: 1 — усиленное кремненакопление ($> 25\% \text{SiO}_2_{\text{аморфн}}$), 2 — накопление терригенно-обломочного материала, 3 — ослабленное кремненакопление ($< 25\% \text{SiO}_2_{\text{аморфн}}$) и формирование железомарганцевых руд в литорали, 4 — усиленное кремненакопление ($> 25\% \text{SiO}_2_{\text{аморфн}}$) и образование марганцевых руд в профундали, 5 — ослабленное кремненакопление и развитие торфянистых сапропелей; 6–8 — Русская плита: 6 — область развития сапропелей (торфянисто-водорослевых) и озерно-болотных железомарганцевых руд, 7 — торфянистые и водорослевые сапропели и болотные железистые руды, 8 — сапропели и частично карбонатно-терригенные осадки

$\text{C}_{\text{орг}}$ возрастает и напряженность диагенетических процессов, приводящих к четко выраженным изменениям морфологии и химико-минералогического состава железомарганцевых руд, а также состава аутигенных минералов вмещающих их осадков, и наконец, к смене положения руд на фациальных профилях. При малых содержаниях $\text{C}_{\text{орг}}$ в осадках руды локализируются в профундали (корковый тип). По мере увеличения органического вещества рудообразование вначале перемещается в сублитораль, а затем в литораль. Отсутствующие при малых содержаниях $\text{C}_{\text{орг}}$ карбонаты марганца и другие аутигенные минералы (Кольский полуостров) в озерах Южной Карелии и на Карельском перешейке имеют относительно большое распространение. Типичный озерный рудогенез сменяется озерно-болотным, развитым почти исключительно в литорали водоемов. При высоких содержаниях органического вещества в осадках руды накапливаются только в периферийных частях болот и торфяников. Не остается без изменения и их вещественно-минералогический состав и строение. Все это свидетельствует о том, что в рассматриваемой меридиональной полосе Балтийского щита осадко- и рудонакопление характеризуется достаточно четко выраженной климатической зональностью, осложняемой в ряде случаев мест-

ными ландшафтными особенностями (относительно крупные поднятия, заболачивание и пр.).

Отличная картина наблюдается в водоемах Русской плиты. Основными типами современных образований в озерах Северного края почти повсеместно являются торфянистые и водорослевые сапропели. При этом сапропелевые илы начинают появляться далеко на севере в области высоких широт (зона тундры и лесотундры) и широкой полосой опускаются на юг. В южной части этого обширного района, по данным некоторых исследователей, возрастает число озер, где происходит накопление смешанных типов сапропелей, в которых почти на равных принимают участие как водорослевые, так и торфянистые компоненты. Распределение озерно-болотных руд на территории Русской плиты достаточно определено. Все они главным образом примыкают к Балтийскому щиту, как бы окаймляя его узкой полосой. В начале (Северо-Западный район) полоса развития озерно-болотных руд протягивается в широтном и субширотном направлениях, затем, резко изгибаясь, приобретает меридиональное направление (Северный район), следуя за конфигурацией выходов кристаллических пород. Южнее, вплоть до Московской области, в озерах также устанавливаются железистые руды, относимые нами к озерно-болотному типу, но встречены они очень редко.

Явно преобладающими на территории Северо-Западного и Северного районов становятся болотные руды. Озера Прибалтийского района, судя по имеющимся у нас данным, характеризуются главным образом терригенными по своей природе карбонатными осадками и торфянистыми сапропелями. Водорослевые сапропели не имеют в этих озерах большого значения. Новообразованные карбонаты, включающие раковины моллюсков и корки и обязанные жизнедеятельности синезеленых водорослей, играют второстепенную роль в общем осадконакоплении Прибалтийского района. Таковы основные различия в осадко- и рудонакоплении внутри той части единой Русской платформы, которая располагается на севере обширной гумидной зоны.

СЕВЕРНАЯ ЧАСТЬ МАТЕРИКА СЕВЕРНАЯ АМЕРИКА

В 50-х годах Н.С. Шатский [1945], а позже и другие исследователи показали большое сходство тектонического строения Восточной Европы и Северной Америки вообще и Балтийского и Канадского щитов и окаймляющих их плит в частности. В этой связи особый интерес представляет сравнение современного озерного осадкообразования в этих тектонически сходных крупных регионах.

Территория северной части Северной Америки, как известно, подразделяется на ряд геоморфологических районов: 1) Канадский щит; 2) область Кордильер, протягивающаяся в меридиональном направлении через весь материк Северной Америки с высотами, достигающими до 4418 м; 3) область Аппалачей, включающая Приморские провинции и острова (Ньюфаундленд и др.); 4) обширная область, включающая район Внутренних низменностей, являющийся северным продолжением Центральной равнины США и район Великих Внутренних равнин, протягивающийся от Великих озер на востоке до Кордильер и далее заходящий далеко на север в долину р. Маккензи; 5) низменности Гудзонова залива, являющиеся районами горизонтально залегающих палеозойских отложений; 6) Арктический архипелаг, в который входят острова Северной Канады.

Широко известно, что северная часть Русской платформы и север Северо-Американской платформы находятся в близких климатических условиях. Для них характерны сходные растительные зоны; близки у них типы почвенного покрова. Балтийский и Канадский щиты сложены достаточно сходными породами. Много общего у них и в особенностях четвертичной истории. Содержания компонентов в воде рек и озер и общая минерализация воды на рассматриваемой территории как и на севере Русской платформы, не остаются постоянными и закономерно изменяются [Livingstone, 1963; Levinson a.o., 1969; Armstrong, Schindler, 1971; и др.]. В пределах Канадского щита, где широко развиты докембрийские породы, минерализация воды в общем низкая. Она несколько возрастает от северных к южным рай-

онам. Исключением являются небольшие по размеру, явно дистрофирующие озера южных провинций, вода которых вообще слабо минерализована. Одновременно в этом же направлении устанавливается общее усиление процессов фотосинтеза, ведущее к увеличению продукции фитопланктона органического вещества в осадках.

За пределами щита в области развития четвертичных (моренных, аллювиальных и др.) и палеозойских пород плиты концентрация элементов в воде озер увеличивается, несмотря на то, что последние находятся в сходных климатических условиях с озерами Канадского щита.

Примерно также ведут себя и реки. Содержания главных компонентов и общая минерализация воды речных артерий, дренирующих осадочные породы, в общем повышены по сравнению с реками, протекающими на территории Канадского щита. Таким образом, налицо явное сходство в распределении общей минералогии воды рек и озер на территориях севера Русской платформы и севера Северо-Американской платформы. В небольших по размеру водоемах островов, входящих в Арктический архипелаг, освобождаемых на небольшой отрезок времени от снежного покрова (о. Корнуолис), осадки представлены терригенными компонентами. Накопление органического вещества здесь практически не происходит [Allan, 1974a]. Южнее на материковой части Канады, на северо-западе Канадского щита (район Большого Медвежьего и Невольничьего озер) в олиготрофных водоемах (Высокое, Макгрегор, Маскокс, Индиана, Боуд, Хординг и другие озера) образуются осадки с малым количеством C_{org} . Представлены они главным образом также терригенными составляющими и лишь в некоторых из них в наиболее глубоких частях устанавливаются небольшие по толщине, главным образом железосодержащие корки. Средние содержания железа в осадках колеблются от 2,3 до 4,8%. В небольших по размеру озерах этих районов железомарганцевые корки на поверхности осадков не наблюдаются [Allan, 1971; Allan a.o., 1972]. Характер осадкообразования в озерах центральной части Канады нам неизвестен. На юге Канадского щита (южная провинция Онтарио, Квебек, Гренвилл) в отличие от северных районов, широкое развитие приобретают мезотрофные водоемы. Олиготрофные и дистрофные типы имеют в общем значительно меньшее распространение [Brunskill a.o., 1971; Allan, 1974b; Sozanski, Cronan, 1976; Jonasson, 1976; и др.]. Осадки сравнительно редко встречающихся на этой территории олиготрофных озер содержат относительно небольшие количества органического вещества (потери при прокаливании около 10–20%). В профундали этих водоемов обычно накапливаются алевитистые осадки. В литорали мезотрофных водоемов преобладают песчано-алевитистые осадки, сменяющиеся при погружении дна водоемов сапропелями (гиттия), которые характеризуются повышенными содержаниями C_{org} (до 30–35%). Заболачивающиеся небольшие по размеру озера обычно накапливают органогенный ил смешанного происхождения. Вода некоторых озер этой территории, на водосборах которых развиты карбонатные породы и морены, довольно жесткая, ее pH доходит почти до 8,0. Железомарганцевые руды обнаружены не только в литорали (песчаные и гравийные зерна, сцементированные гидроокислами железа и марганца или покрытые рудной оболочкой, и собственно конкреции, имеющие как уплощенную, так и шаровидную формы), но и в более глубоких частях озер. Руды эти в общем содержат железа больше, чем марганца [Kindle, 1932, 1935, 1936; Harriss, Troun, 1969; и др.].

Штаты Миннесота и Висконсин, включающие самую южную часть Канадского щита и север Великих Внутренних низменностей и равнин (плита), характеризуются озерами, в которых накапливаются главным образом сапропелевые отложения [Swain a.o., 1964; Dean, Gorham, 1976; Twenhoffel, 1939; Twenhoffel a.o., 1944; Twenhoffel, Ferray, 1945; и др.]. Осадки озер юго-востока Миннесоты, по В. Дину и Е. Горхему [Dean, Gorham, 1976], представлены существенно карбонатными разностями. Среди них обнаружены не только кальцит, но и высокомагнезиальный кальцит и даже доломит. Особенности состава воды и осадков этих озер объясняются относительной аридностью климата. В некоторых водоемах наряду с появлением карбонатов (литораль) в профундали накапливаются типичные сапропели, обогащенные органическим веществом. По нашему мнению, карбонатные осадки озер

юго-востока Миннесоты имеют терригенную природу. Железомарганцевые образования (конкреции и корки) обнаружены не только в озерах севера Миннесоты и Висконсина, но и на юге этих провинций, т.е. за пределами щита [Swain, 1961; Twenhoffel a.o., 1945; и др.].

Значительно меньше в нашем распоряжении было материала по литологии озерных отложений провинции Великих Внутренних равнин (Северная Дакота, Альберта, Монтана, Саскачеван), расположенных к западу и северо-западу от Миннесоты. Так же мало было в нашем распоряжении данных и по озерам провинций, расположенных к югу и юго-востоку от них. Литература по этим территориям весьма скудна. В основном она посвящена различным лимнологическим, геохимическим и биологическим проблемам. В меньшей степени имеет место прямая информация о типах накапливающихся в этих озерах осадков. Однако, судя по единичным данным, озера этих провинций характеризуются сапропелевыми осадками, обогащенными органическим веществом. Здесь также много мелких заболачивающихся водоемов. Железомарганцевые руды встречены и в озерах северо-востока Великих Внутренних низменностей (Онейда, Вашингтон, Шамплейн и др.). Несмотря на то что осадки профундали этих водоемов содержат несколько повышенные содержания органического вещества в мелководной зоне, здесь появляются руды, сравнительно обогащенные железом [Could, Budinger, 1958; Schaettle, Fredman, 1971; Dean, 1970; и др.]. Судя по их морфологии и другим признакам и, в частности, по несколько повышенным содержаниям фосфора, они отнесены нами к озерно-болотным разностям, образование которых связано с подтоком в озера кислых болотных вод, обогащенных рудными компонентами [Штеренберг и др., 1970]. Изложенный выше материал, на наш взгляд, достаточно убедительно указывает, что в пределах Канадского щита в меридиональном направлении происходят в общем такие же изменения состава и строения озерных образований, как и на территории Балтийского щита. В направлении с севера на юг на Канадском щите возрастает минерализация воды рек и озер. В этом же направлении прослеживается увеличение содержания в воде и осадках озер органического вещества. Кластогенные осадки, явно преобладающие на севере, к югу сменяются осадками, обогащенными органическим веществом (сапропели). Олиготрофный тип водоема, господствующий на севере, сменяется к югу политрофным. Вместо слабо развитых руд профундали коркового типа (север Канадского щита) на юге в латерали и сублатерали появляются типично конкреционные руды (шаровидные и уплощенные). За пределами Канадского щита, т.е. на территории плиты, в озерах преобладают осадки, обогащенные органическим веществом, представленные главным образом сапропелями. В зоне, прилегающей к щиту, устанавливаются железомарганцевые конкреции и корки, относимые нами в ряде случаев к озерно-болотному типу. Все это свидетельствует о явном сходстве в распределении основных типов озерных осадков и руд на севере Русской и Северо-Американской платформ.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ И НЕОТЕКТОНИКИ ЛЁССОВОЙ ФОРМАЦИИ ТАДЖИКСКОЙ ДЕПРЕССИИ В СВЯЗИ С ВОПРОСАМИ ЕЕ ГЕНЕЗИСА

Четвертичные отложения Таджикской депрессии — одного из наиболее сложных в геологическом и геоморфологическом отношениях районов Средней Азии — представлены в основном лёссовой формацией. К ней относится довольно разнообразный парагенез пород, главными литолого-генетическими типами которых являются: 1) собственно лёссы — “типичные” (неслоистые или скрытослоистые, рыхлые, весьма однородные алевриты и глинистые алевриты или, что то же, тяжелые и средние пылеватые суглинки, реже легкие пылеватые глины); 2) уплотненные лёссы — “каменные” (в общем такие же неслоистые и сходные по составу с предыдущими, но с трудом размокающие в воде); 3) разнообразные погребенные почвы (представленные как рыхлыми, так и “каменными” разностями, чаще последними; по составу соответствуют пылеватым глинам и тяжелым суглинкам, местами сильно известковистым); 4) яснослоистые лёссовидные породы (от рыхлых до “каменных”, представленные суглинками, супесями и глинами, иногда с более или менее значительными включениями песчаного, гравийного и галечно-щебнистого материала); 5) смешанные по составу неслоистые или скрытослоистые лёссово-щебнистые образования (от рыхлых до “каменных”). В общем объеме лёссовой формации указанные типы пород количественно соизмеримы.

Сильно уплотненные лёссы и распадающиеся их погребенные почвы, известные под общим названием “каменных лёссов”, встречаются в нижних, средних и реже верхних горизонтах сводного разреза лёссовой формации. Они фрагментарно распространены на водоразделах и склонах некоторых новейших поднятий — хребтов Каратау, Кугитек, Тиан и других, реже в верховьях и присклоновых частях смежных долин, например Яванской. Эти образования обычно в той или иной степени сводообразно дислоцированы, причем в центральных частях сводов часто наблюдается тектоническая трещиноватость, возрастающая с глубиной (иногда до состояния кливажа). Отмечаются также малоамплитудные разрывные нарушения, локальная литификация лёссов и погребенных почв до состояния скальных пород, а также другие проявления неотектоники, о чем речь будет дальше.

Весьма сходные с “каменными” лёссами и почвами алевролиты (или, что то же, уплотненные пылеватые суглинки и легкие глины) часто встречаются и в нижележащих интенсивно дислоцированных коренных породах плиоцена (каранакская, полизакская и куруксайская свиты), где они образуют слои и пачки (мощностью от 1–2 до 10–15 м и более), включенные в пеструю по составу толщу аллювиально-пролювиальных образований, часто грубообломочных. Лёссовая толща залегает на коренных породах с резким угловым несогласием.

Слоистые лёссовидные породы встречаются по всему сводному разрезу лёссовой формации. В геоморфологическом отношении они приурочены или тяготеют к центральным частям крупных долин: Вахшской, Яванской, Дангаринской и др. В ряде случаев данные отложения фациально замещаются аллювиальными и аллювиально-пролювиальными галечниками и песками.

Смешанные по составу неслоистые и скрытослоистые лёссово-щебнистые отложения характеризуются самым различным соотношением мелкоземистого и грубообломочного материала. Количественно меньшая часть этих пород представлена плотными (“каменными”) разностями мощностью до 1–2, реже до 5–7 м, встречающимися в некоторых случаях (далеко не всех) в базальном горизонте лёссово-

почвенных толщ водораздельного типа. Они обычно характеризуют ореолы рассеивания грубообломочного материала вокруг останцовых выступов скальных коренных пород. Количественно преобладающая часть рассматриваемых смешанных образований представлена рыхлыми их разностями, залегающими в виде молодых делювиальных чехлов (мощностью до 3–5, реже 10 м) на некоторых участках современных склонов, гипсометрически выше лёссовых покровов. При благоприятных условиях рельефа (выположенные части склонов, перевальные седловины и др.) и достаточном обилии лёссового мелкозема последний может очень часто отсортировываться от щебня и местами давать рыхлый лёссовидный делювий или, другими словами, делювиальный лёсс, по своему составу вполне аналогичный типичным лёссам.

Типичные неслоистые лёссы неплотного сложения, обладающие просадочными свойствами, характерны лишь для самых верхних горизонтов сводного разреза лёссовой формации, но зато они встречаются в наиболее разнообразных геоморфологических условиях. К этому типу пород относится верхний и, с известной условностью, еще один или два нижележащих горизонта лёсса в разрезах лёссово-почвенных толщ, характерных для отмеченных выше водоразделов. Вниз по разрезу типичные лёссы теряют свои просадочные свойства, уплотняются под давлением вышележащей толщи и совершенно постепенно переходят в "каменные" лёссы, что вместе с другими данными может свидетельствовать о сходстве или даже идентичности их генезиса. К "типичным" лёссам следует также отнести многочисленные перетолженные образования (рыхлые неслоистые суглинки, обычно без погребенных почв, мощностью от 2–3 до 10–20 м и более), выполняющие различные эрозийные формы микрорельефа (карманы, промоины, овраги и др.), выработанные в мощных лёссово-почвенных толщах, залегающих на современных водоразделах и склонах. Подобного же рода неслоистые образования мощностью до 5–10 м, по всей видимости, перетолженные, часто встречаются в виде отдельных, обычно нечетко оконтуренных тел в разрезах яснослоистых лёссовидных пород в долинах. Сходные по составу, форме и величине тела встречаются также среди смешанных лёссово-щебнистых отложений, о чем говорилось выше. К типичным лёссам относится также количественно значительная часть пород в лёссовых покровах региональных террас и террасовидных поверхностей, характерных для некоторых местных литостратиграфических комплексов: душанбинского (Q_3 ?) и илякского (Q_2 ?).

Отмеченный выше парагенез пород, слагающих в целом лёссовую формацию, свидетельствует не только о ее литологической, но и о достаточной генетической неоднородности. Тем не менее специфика литологии данной формации, ее четко обособленное положение в стратиграфическом разрезе и новейшем орогеническом плане, большое сходство в различных регионах, сходных по увлажнению, — все это, скорее всего, указывает на то, что причины, породившие лёссовую формацию, были едиными, климатически обусловленными. Поэтому представляется вполне возможным, что и основной механизм, контролировавший лёссообразование, был однотипным, по крайней мере в таких отдельных крупных регионах, как Средняя Азия. В свете сказанного автор полагает, что генезис конкретных типов пород, слагающих лёссовую формацию, может быть хотя и не одинаковым, но в целом принципиально однотипным, позволяющим рассматривать весь данный комплекс отложений в рамках единой генетической концепции. Окончательный ответ на эти вопросы дадут будущие исследования. Все же автор предостерегает от присущего некоторым исследователям соединения на равноправной основе таких, по его мнению, взаимоисключающих генетических концепций, как золовая и любая из разновидностей водной (например, делювиально-пролювиальная). Подобный подход представляется автору не обоснованным фактическими данными, эклектическим по своей сути и не имеющим прецедентов при изучении как современных, так и более древних, чем лёссы, отложений, вскрываемых в геологическом разрезе.

Задача раскрытия генезиса конкретных типов пород, слагающих лёссовую формацию, в каждом случае далеко не одинакова. Так, вряд ли могут представлять собой особую загадку яснослоистые лёссовидные породы, распространенные в долинах вместе с крупнообломочными пролювиальными и аллювиальными отложениями и связанные с ними фациальными переходами. По своему составу и текстурным

особенностям указанные образования совершенно аналогичны современному лёссовидному пролювию, развитому в некоторых районах Копетдага [Лазаренко, 1973], где этот генетический тип отложений был впервые выделен А.П. Павловым (1903). В свою очередь, по условиям залегания, составу и физико-механическим свойствам (в частности, большой просадочности) отмеченный пролювий Копетдага очень сходен с классическими лёссовыми шлейфами предгорий, представленными главным образом типичными неслоистыми лёссами, и в ряде отношений может служить для них актуалистической моделью. Не вызывает особых сомнений и генезис смешанных лёссово-щебнистых отложений, приуроченность которых к морфологически выраженным делювиальным чехлам, пролювиальным шлейфам и отдельным конусам выноса во многих случаях вполне очевидна.

В последнее время начинает также более глубоко выявляться генетическая связь лёссов с коренными породами. Так, в ряде исследований раскрывается сущность образования однотипного по составу лёссовидного мелкозема, образующегося элювиальным путем из самых различных по петрографическому составу исходных коренных пород [Васильковский, 1952; Черняховский, 1966в; Лазаренко, 1967; Шанцер, Лазаренко, 1970; и др.]. В некоторых современных высокогорных районах Средней Азии, в частности на сыртах Тянь-Шаня, отмеченный элювиальный мелкозем, делювиально переотлагаясь, уже в пределах первых десятков метров по склону практически освобождается от щебня и образует однородные, неслоистые, существенно карбонатные осадки, по всем своим признакам вполне аналогичные типичным лёссам. Это дало основание указанным выше авторам поставить вопрос о принципиальной применимости установленного элювиально-делювиального механизма лёссообразования (вместе с возможным пролювиальным способом дальнейшего перемещения лёссового материала) к объяснению генезиса более древних лёссовых покровов. Как показывают новые данные [Лазаренко, Шелкопляс, 1973], лёссообразование в Средней Азии, несмотря на широкое развитие эоловых процессов, в настоящее время практически прекращено, так что лёссы, несмотря на их тесную связь с современным рельефом, в сущности представляют собой ископаемые образования. Что касается маломощных типичных лёссов, уже отмечавшихся в составе янослоистых лёссовидных пород, смешанных лёссово-щебнистых отложений, а также более древних лёссово-почвенных толщ, то довольно четкая приуроченность таких лёссов к мелким эрозионным формам и сам характер их материала позволяют достаточно уверенно считать их местными образованиями делювиального, оползневого, овражно-аллювиального и, возможно, частично лёссово-карстового типа, переотложенными из вмещающих, существенно лёссовых пород.

Из всех составляющих лёссовую формацию типов пород наиболее сложными и одинаково проблематичными в генетическом отношении являются покровы типичных и "каменных" лёссов обычно вместе с чередующимися с ними в разрезе горизонтами погребенных почв. Именно об этих образованиях в основном и пойдет речь в дальнейшем. Некоторые исследователи считают значительную часть отмеченных лёссов эоловыми, исходя главным образом из покровных условий их залегания на современных водоразделах [Мавлянов, 1958; Мавлянов и др., 1968; Крылков, 1960]. Другие исследователи склонны рассматривать большинство таджикских лёссов как специфические делювиальные, пролювиальные и аллювиальные образования [Костенко, 1975 и др.; Юсупова, 1958; и др.], местами выведенные на склоны и современные водоразделы новейших поднятий в результате интенсивных неотектонических движений. По мнению автора настоящей работы, раскрытие генезиса лёссовых толщ Таджикистана (в особенности покровных) может быть достигнуто прежде всего на основании детального комплексного изучения их опорных разрезов, находящихся в различных современных геоморфологических условиях. Целью этого изучения является реконструкция палеоклиматических и палеогеоморфологических условий эпохи накопления лёссово-почвенных толщ, а также конкретных источников их питания. Эти реконструкции могут быть выполнены только на надежной стратиграфической, неотектонической и литолого-минералогической основе. Подобные целенаправленные исследования лёссовых толщ в Таджикистане проводятся автором начиная с 1968 г. Трудоемкость данных исследований, новизна и

особая сложность их объектов заставляют с известной осторожностью подходить к полученным выводам и рассматривать их в качестве предварительных. Тем не менее они уже сейчас значительно изменяют ряд традиционных представлений о лёссах Таджикской депрессии и Средней Азии в целом. В настоящей работе основное внимание уделено условиям залегания и особенностям строения лёссово-почвенных толщ водораздельного типа, имеющим прямое или косвенное отношение к их генезису.

В целом лёссовый покров в Таджикской депрессии распространен довольно широко, но неравномерно. Подавляющая часть этого покрова, как и лёссовой формации в целом, сосредоточена по периферии депрессии, отчетливо тяготея к ее высокогорному обрамлению. К центру депрессии лёссовый покров обычно выклинивается или мощность его резко сокращается. Характернейшей особенностью Таджикской депрессии, резко отличающей ее от других крупных лёссовых массивов Средней Азии, является наличие в ней настоящих "водораздельных" лёссов. Следует подчеркнуть, однако, что лёссовый покров встречается на водораздельных гребнях далеко не всех хребтов, а лишь более или менее значительными участками на некоторых из них (Каратау, Кугитек, Рангон и др.). В то же время ряд соседних хребтов, расположенных в самых различных частях депрессии, лишен этого покрова. К ним прежде всего относятся наиболее высокие (от 2500 до 3000 м) хребты: Хазретиши, Вахшский, Сурхку, Каратегинский, а также юго-западные отроги Гиссара. Практически полностью отсутствует лёсс и на водоразделах (нередко широких, весьма выположенных) большинства хребтов высотой около 2000 м или несколько меньше (Бабатаг, Санглак, Сарсаряк и др.). Следует подчеркнуть частое отсутствие лёсса и на многих хребтах существенно меньшей высоты — около 1000 м (Аруктау, Кыз-Имчек, Ходжа-Казиян и др.). Вместе с тем на самых "лёссовых" хребтах сплошь и рядом встречаются более высокие участки коренных пород (нередко достаточно выположенные), не покрытые лёссом (Каратау, Тиан, Джетымтау и др.). Таким образом, складывается впечатление, что залегание лёссового покрова на водоразделах хребтов Таджикской депрессии является, скорее, исключением, чем правилом, и что отсутствие лёсса на столь многих водоразделах (без каких-либо реликтов этого покрова) следует признать первичным.

Верхний предел более или менее сплошного (площадного) распространения лёссового покрова обычно не превышает 2000 м (на отдельных поднятиях доходит до 2200 м). Ему соответствует достаточно резкая граница, оконтуривающая тыловой край фрагментов высокой аккумулятивной поверхности выравнивания, отчетливо выраженной на склонах высокогорного обрамления (систем Гиссара и Дарваза), а также наиболее высоких "безлёссовых" хребтов (Сурхку, Вахшского) внутри самой депрессии. Именно к этой аккумулятивной поверхности относятся наиболее мощные и стратиграфически полные разрезы лёссово-почвенной толщи (представленной главным образом "каменными" разностями этих пород), которая в бассейне р. Кызылсу известна под названием кайрубакской свиты [Лоскутов и др., 1971]. Данную поверхность автор настоящей работы рассматривает как наиболее древний лёссовый геоморфологический уровень, соответствующий вахшскому уровню Н.П. Костенко [1958 и др.].

Вахшский лёссовый уровень особенно широко распространен в верховьях р. Кызылсу, где образует лёссовый "бассейн", наиболее мощный из всех известных в Средней Азии. Этот бассейн имеет форму амфитеатра длиной до 60 км и шириной до 35 км, открытого на юго-запад к центру Таджикской депрессии и ограниченного с трех других сторон высокими (до 2500—3000 м и более) "безлёссовыми" хребтами: Хазретиши, Вахшским и соединяющим их поперечным поднятием. Мощность лёссово-почвенной толщи, прорезанной молодыми долинами рек — истоков р. Кызылсу, составляет здесь в среднем не менее 100 м, местами доходит почти до 200 м. К юго-западу она постепенно уменьшается, составляя на междуречье Яхсу и Кызылсу не более первых десятков метров. В пределах рассматриваемого бассейна¹ отмечаются крупные антиклинальные и синклинальные изгибы поверхности

¹ Автор предлагает наименовать этот уникальный лёссовый "бассейн" Ховалингским — по названию расположенного в нем одноименного крупного населенного пункта.

лессово-почвенного покрова, которые, в свою очередь, осложнены более мелкими структурами второго, третьего и даже четвертого порядков.

Одной из таких наиболее интересных лессовых морфоструктур является довольно крупная антиклиналь — хр. Кугитек на междуречье Яхсу и Обимазара. На водораздельном гребне этого хребта, высотой около 1900 м, под мощной лессово-почвенной толщей (более 140 м в опорном разрезе Хонако) обнаружены аллювиальные галечники видимой мощностью более 30 м. Они залегают с резким угловым несогласием на интенсивно дислоцированных коренных породах миоцена и спускаются параллельно западному склону хребта в долину р. Обимазар (отметки порядка 1400—1500 м). Подобным же образом спускается в эту долину и вышележащая лессово-почвенная толща, причем слагающие ее отдельные горизонты лёсса и погребенных почв следуют вдоль склона, повторяя его изгибы, параллельно друг другу, без каких бы то ни было размывов и практически не изменяясь в мощности. Все сказанное свидетельствует об исключительной молодости лессового поднятия хр. Кугитек.

Сходные находки четвертичных аллювиальных галечников и грубообломочных пролювиальных отложений, подстилающих лессово-почвенную толщу, обнаружены автором и в районе г. Нурика на водораздельном гребне хр. Джангоу. Эти галечники местами плотно сцементированы, а сама галька расколота по многочисленным тектоническим трещинам. Отмеченные галечники залегают на высоте 1600 м, превышающей их над уровнем р. Вахш составляет 1000 м.

На хр. Каратау (Яванском), детально изучавшемся автором в течение ряда лет, галечники под лессовым покровом отсутствуют, однако сам характер антиклинальной структуры данного хребта и его покрова исключительно сходен с таковым на хр. Кугитек. В целом лессовый покров без сколько-нибудь заметных изменений облекает западный склон хр. Каратау от его подножия (800—900 м) до водораздельного гребня (около 1800 м), только местами расчленяясь серией разрывов. При этом мощность отдельных горизонтов лессов и погребенных почв обнаруживает исключительную выдержанность по склону, а сам характер этих почв, в резком отличии от современной почвы, практически не изменяется в отмеченном выше интервале высот (до 1000 м). Наибольшей мощности (до 140 м) покровная толща достигает в пределах довольно узкой (до 1 км) полосы, следующей поперек западного склона хр. Каратау близ пос. Утоган вплоть до водораздельного гребня, не обнаруживая практически никакой связи с современным рельефом. К северу и югу от этой субширотной полосы мощность покровной толщи на водораздельном гребне и склоне одинаково уменьшается (до 20—30 м и менее), а количество погребенных почв в ней сокращается от десяти и более до одной. В некоторых обнажениях, в частности, в зоне разрывов, выраженных в коренных породах близ пос. Утоган, можно видеть, что лессовая толща прислонена к высоким (до 30—50 м и более) и почти отвесным стенкам скальных коренных пород, обычно сильно раздробленных, но совершенно лишена при этом обломков коренных пород. Все указанные выше соотношения лессового покрова с современным рельефом подстилающих коренных пород на хр. Каратау, по мнению автора, нельзя понять без привлечения активной "послелёссовой" тектоники. Многочисленные проявления ее действительно устанавливаются непосредственно в самом лессовом покрове (сильная трещиноватость, переходящая местами в кливаж; разрывы с характерными брекчиями трения и зеркалами скольжения, в том числе даже надвиги коренных пород на лессовую толщу; смятие слоев лёсса и погребенных почв в дисгармоничные складки; гидротермально-метасоматическая литификация погребенных почв и лёсса до состояния скальных пород и т.д.). Подобные же изменения покровной лессовой толщи установлены автором на водоразделах и склонах хребтов Джетынтау, Санглак, Тиан, перевала Чормазак и др. Некоторые данные о значительных постседиментационных изменениях лессовых толщ в районе хр. Каратау появились в последнее время в литературе [Ломоносов, 1975].

Гипсометрически ниже вахшского уровня — наиболее древней лессово-аккумулятивной поверхности выравнивания — располагаются еще четыре крупных, регионально выраженных геоморфологических уровня, которые соответствуют двум

илякским, душанбинскому и термезскому уровням Н.П. Костенко [1958 и др.].

Высокий илякский уровень (il_1) морфологически выражен относительно слабее, чем другие. По нашим данным, он является эрозионно-денудационным. Фрагменты этой поверхности выравнивания расположены в верхней части склонов, обычно несколько ниже вахшского уровня, будучи вырезанными в водораздельной лёссово-почвенной толще (захватывая при этом ее самые различные стратиграфические горизонты — в зависимости от степени свообразного изгиба данной толщи). Часто отмеченный уровень совпадает с поверхностью коренных пород на водоразделах или бывает вырезанным в этих породах, особенно когда покровная лёссово-почвенная толща является относительно маломощной.

Низкий илякский уровень (il_2) развит лучше, чем предыдущий, отделен от него значительным врезом (обычно до нескольких сотен метров) и располагается в нижней части склонов. Этот уровень обычно является аккумулятивным. Он покрыт сравнительно маломощным лёссовым чехлом (до 10–20 м, редко больше), залегающим, как правило, непосредственно на коренных породах и не содержащим сколько-нибудь развитых погребенных почв. По своему строению данный покров существенно отличен от водораздельной (кайрубакской) лёссово-почвенной толщи, в частности ее верхних горизонтов. В этом отношении лёссовый покров рассматриваемого уровня (il_2) гораздо ближе к нижележащему душанбинскому (db_1), с которым он, по-видимому, связан фациально-генетическим сходством, как и сами эти уровни.

Душанбинский уровень (db_1), гипсометрически близкий к предыдущему, так же почти всегда является аккумулятивным. Ему соответствует поверхность мощной толщи лёссов и лёссовидных пород, выполняющей Яванскую, Оби-Киикскую, Дангаринскую и многие другие полузамкнутые долины Таджикской депрессии¹. Морфологически данная поверхность представляет собой фрагменты некогда единого громадного лёссового шлейфа, протягивающегося на десятки километров в глубь депрессии. В настоящее время этот шлейф является ископаемым, он прорезан на ту или иную глубину множеством мелких и крупных долин с несколькими террасами.

Из последних особенно развита термезская, или низкая душанбинская, терраса (db_2) высотой до 10 м, которая в ряде долин (особенно Вахшской у г. Курган-Тюбе) занимает обширные пространства и имеет характер аллювиальной равнины, покрытой маломощным чехлом (до 3–5 м) слоистых и скритослоистых лёссовидных пород пролювиального типа.

Охарактеризованные выше пять геоморфологических уровней отражают последние региональные этапы становления современного рельефа, соответствующие новейшей (верхнеплейстоценовой) фазе орогенеза², интенсивно продолжающейся и в настоящее время. Эта фаза имела место уже после завершения (в общих чертах) аккумуляции древней, кайрубакской, лёссово-почвенной толщи, которая в большинстве случаев была вовлечена затем в поднятия и подверглась сильному эрозионному расчленению. Особняком стоит самый верхний лёссовый горизонт этой толщи, возраст которого значительно моложе нижележащих и составляет первые десятки тысяч лет [Лазаренко и др., 1977]. По всей видимости, он возник главным образом в результате частичного размыва и переотложения нижележащих горизонтов данной толщи в условиях существенной неотектонической деформации ее исходной поверхности (кайрубакская лёссово-аккумулятивная равнина), в целом соответствующей вахшскому уровню. Поэтому отсчет начала интенсивного расчленения кайрубакской толщи и формирования нижележащего эрозионно-денудационного уровня (il_1) следует начинать со второго сверху лёссового горизонта, геологиче-

¹В горных районах душанбинскому уровню обычно соответствует серия аллювиальных террас, сложенных мощными толщами галечников с незначительным покровом лёссов и лёссовидных пород или без него.

²Автор предлагает называть ее южно-таджикской фазой орогенеза — по месту ее выделения (в Таджикской депрессии).

ский возраст которого составляет около 100 тыс. лет [Лазаренко и др., 1977]. Другим, более надежным возрастным репером для анализа вертикальной компоненты новейших тектонических движений является высокий душанбинский геоморфологический уровень (db_1). Возраст верхних горизонтов соответствующей ему аккумулятивной толщи лёссовидного пролювия и синхронного ему покрова речных террас составляет около 10 тыс. лет, а возраст нижних горизонтов этих террас достигает 30–35 тыс. лет, что обосновывается археологическими и радиоуглеродными датировками [Никонов, 1972]. Время формирования промежуточного уровня (il_2), для покрова которого пока нет непосредственных датировок, можно примерно рассчитать путем гипсометрической интерполяции между двумя отмеченными уровнями (il_1 и db_1): оно составляет около 50 тыс. лет¹.

Все пять указанных лёссовых геоморфологических уровней несут следы тектонических деформаций, имеющих в общем один и тот же структурный план. Однако количественно эти деформации проявляются далеко не одинаково. Наиболее крупные сводовые изгибы в виде антиклинальных и синклиналиных складок разного масштаба, часто осложненные более мелкими разрывами, ярко выражены лишь по верхним двум уровням (vh и il_1). Амплитуда их на некоторых поднятиях (хр. Санглак, Сурхку и др.) составляет сотни метров. Значительно слабее деформации проявляются по более низким уровням. Зато здесь во множестве мест ясно видны мелкоамплитудные разрывные нарушения (сбросы, взбросы, надвиги, сдвиги), захватывающие самые молодые отложения, принадлежащие низкой душанбинской террасе или даже пойме. В местах замыкания складчатых структур (например, на южных бронированных периклиналях хр. Каратау, Сарсаряк и др.) обычно наблюдается резкое сближение всех уровней вплоть до совпадения или даже взаимного перекрытия некоторых из них. В ряде случаев, особенно на тех участках поднятий, где происходит интенсивный снос с них лёссовой толщи или же она отсутствует там изначально, типичные аккумулятивные уровни переходят в эрозионные и денудационные (в долине р. Вахша, у Нурека, Сангтуды и др.). На antecedentных участках долин (р. Иляк выше г. Файзабада и др.) эти уровни часто представлены цокольными террасами. В пределах глыбовых структур, сложенных кристаллическими породами (хр. Каратегинский и другие южные отроги системы Гиссара), деформации лёссового покрова обычно приурочены к крупным дизъюнктивам и отчетливо видны в виде относительных смещений уровней с амплитудой по вертикали до многих десятков метров для верхних из них. Следует также отметить, что многочисленные проявления тектонических движений и связанных с ними процессов непосредственно отражаются и в самом строении лёссовых пород (интенсивная трещиноватость — до кливажа, дисгармоничные смятия слоев, гидротермально-метасоматическая сульфатная и карбонатная минерализация и литификация пород и т.д.), о чем уже упоминалось ранее.

В стратиграфическом отношении лёссовая формация лучше изучена в опорных разрезах покровной лёссово-почвенной толщи, залегающей на хр. Каратау (Яванском) и в бассейне р. Кызылсу [Лазаренко и др., 1977; Додонов, Пеньков, 1977]. Здесь в наиболее полных разрезах (Чашманигар) лёссово-почвенный покров достигает видимой мощности 180 м, а его подошва располагается ниже палеомагнитного эпизода Олдувей-Гилса, т.е. принадлежит верхнему плиоцену. Отмеченная толща состоит из ритмичного чередования горизонтов лёсса (обычно до 7–10 м, реже до 15 м) и погребенных почвенных комплексов (в среднем до 5–7 м). Вниз по разрезу лёссы и почвы постепенно уплотняются до состояния "каменных", с трудом размокающих в воде. Всю эту толщу, которая раньше была выделена как кайрубакская свита [Лоскутов и др., 1971], автор рассматривает в ранге одноименной серии, выделяя в ней две свиты: чашманигарскую (эоплейстоцен) и уюганскую (плейстоцен). К плейстоцену отнесены 10 верхних

¹Приведенные соображения показывают принципиальную возможность привязки исходных геоморфологических и неотектонических данных (уровней рельефа) к детальной стратиграфической шкале лёссовой формации Таджикской депрессии [Лазаренко и др., 1977]. Таким образом, появляется реальный инструмент для региональной корреляции геологических событий антропогена в масштабе "абсолютной" геохронологии.

регионально выраженных крупных "уровней" почвообразования в ранге педокомплексов (ПК). Из них к нижнему плейстоцену отнесены 10—8 ПК, к среднему — 7—4 ПК и к верхнему 3—1 ПК. К основанию 9 ПК приурочена инверсия Матуюма-Брюнес, а в подошве 10 ПК часто отмечается региональное угловое несогласие. Всего в плейстоцене выделено и детально охарактеризовано 16 стратиграфических горизонтов, а в эоплейстоцене намечено 9 крупных таких горизонтов. Геохронологическая достоверность предложенной автором стратиграфической схемы подтверждена комплексом палеомагнитных, термолюминесцентных и отчасти палеонтологических и археологических данных. Это позволяет наметить межрегиональные возрастные корреляции, а также сопоставить предложенную схему с общей стратиграфической шкалой антропогена в масштабе "абсолютной" геохронологии [Лазаренко и др., 1977].

В целом в изученных разрезах покровной лёссово-почвенной толщи (кайрубакской серии) конкретный стратиграфический объем ее колеблется в весьма широких пределах, находясь в общем в прямом соотношении с мощностью этих разрезов. Так, в наиболее мощных разрезах возраст базального горизонта кайрубакской серии относится к эоплейстоцену (разрезы Хонако, Каратау 1, Карамайдан, Лахути, Кайрубак, скв. Яван-4р и др.) или даже к верхнему плиоцену (Чашманигар). В других, менее мощных разрезах, этот возраст заключен в рамках плейстоцена: нижнего, среднего (Гули-Кандос) или верхнего (Калай-Мелик, Санглак, Каратау-VI и др.). При этом базальный горизонт покровной лёссово-почвенной толщи залегает на эродированной поверхности подстилающих коренных пород (от нижнего мела до верхнего плиоцена включительно) обычно с резким угловым несогласием, а сами нижние горизонты этой толщи прилегают к указанным неровностям поверхности коренных пород, а не облекают их в строгом смысле этого слова¹. С другой стороны, верхняя часть кайрубакской серии во всех разрезах представлена одними и теми же стратиграфическими горизонтами, самыми молодыми из которых являются санглакский горизонт лёсса (Q_3^{sg}) и развитая на нем современная почва (Q_4).

Приведенные выше факты указывают, по мнению автора, на "трансгрессивный" характер залегания покровной лёссовой толщи на подстилающих коренных породах. Этот вывод имеет не только стратиграфический, но и глубокий генетический смысл. Он свидетельствует, в частности, о том, что исходный лёссовый материал наславался не путем выпадения "сверху" сразу на всю поверхность коренных пород (как, например, в случае снега и атмосферной пыли), а как бы "ингрессивно" внедрялся "сбоку" между их выходами, причем охватываемая седиментацией площадь расширялась по мере перекрытия лёссовым материалом все более высоких участков поверхности коренных пород. Именно такие соотношения представляются характерными для делювиально-пролювиальной модели седиментации вообще. Непокрытыми лёссом оставались лишь наиболее высокие выходы коренных пород. Кстати, положение их в современном рельефе нередко сильно изменено неотектоникой по сравнению с исходным. В ряде случаев это устанавливается вполне однозначно по характеру распределения ореолов рассеивания грубообломочного материала вокруг скальных выступов коренных пород. Так, в некоторых местах на современных водоразделах и склонах (например, в северной части хр. Каратау близ пос. Мирзое-Боло и др.) отмеченные ореолы оказываются расположенными гипсометрически выше самих скальных выступов коренных пород.

В целом приведенные в настоящей работе данные касаются вопросов генезиса лёссов лишь косвенно и в самом общем, геолого-геоморфологическом аспекте. Для полного же охвата такой сложной проблемы требуется детальное рассмотрение всех ее аспектов, что является большой и вполне самостоятельной темой. Весьма перспективными в этом отношении представляются также полученные в последнее время палеогеографические, сравнительно-минералогические, актуалистические и другие данные и выводы, которые существенно меняют многие сложившиеся пред-

¹ В ряде случаев, характерных, впрочем, только для Таджикской депрессии, лёссово-почвенный покров в целом действительно как бы облекает крупные и, что важно отметить, только тектонические формы рельефа, например уже упоминавшиеся новейшие антиклинальные структуры хребтов Каратау, Кугитек и др.

ставления и позволяют по-новому поставить ряд вопросов о лёссе. Часть этих материалов уже опубликована; в последней крупной сводке [Лазаренко и др., 1977], где, в частности, дается подробное обоснование палеоклиматических условий накопления лёссовой формации.

На основании литолого-почвенных, спорово-пыльцевых и фаунистических данных автором намечено несколько крупных этапов направленного изменения климата: субгумидный ($N_2^3 - Q_1$), семиаридный (Q_2) и аридный ($Q_3 - Q_4$). На этом общем фоне аридизации проявлялись фазы увлажнения и иссушения, которые были более четкими в горах, но в предгорной зоне лёссонакопления сглаживались, не вызывая резких изменений характера растительности и почв. Максимум аридизации, пришедший на голоцен, совпал с окончанием последней (душанбинской) фазы менее интенсивного лёссообразования в Средней Азии, которое в настоящее время сохранилось лишь в весьма редуцированном виде в ряде высокогорных районов (некоторые выположенные участки сыртов, перевалов высотой около 3 км), где идет элювиально-делювиальным путем.

На основании анализа всего материала, в частности сравнительно-минералогического, можно также прийти к выводу, что основным источником исходного лёссового мелкозема в Таджикской депрессии служили разнообразные коренные породы (точнее, производный от них пылеватый элювий) высокогорного ее обрамления, в меньшей степени — крупных внутридепрессийных поднятий — "безлёссовых" хребтов: Вахшского, Бабатага, Сурхку и др. Наиболее свежим в минералогическом отношении, полимиктовым составом характеризуются лёссы высокогорного обрамления (систем Гиссара и Дарваза). По направлению к центру депрессии в составе лёссов снижается содержание тяжелой фракции, а также количество в ней менее устойчивых минералов (пироксенов, амфиболов, биотита и др.). В пороодообразующей легкой фракции уменьшается содержание полевых шпатов и слюд за счет устойчивых кварца и обломков кремнистых пород. В целом для лёссового покрова, как и для современного аллювия, намечается ряд крупных терригенно-минералогических провинций, хорошо отражающих влияние главнейших источников сноса: палеозойских гранитоидов Южного Гиссара, мезозойских и третичных терригенных пород юго-западных отрогов Гиссара, а также неогеновых моласс и палеозойских эффузивных и метаморфических пород Дарваза. К центру депрессии в составе лёссов все заметнее ощущается влияние местных подстилающих коренных пород (меловых, палеогеновых, неогеновых), имеющих преимущественно мезомиктовый состав.

Основным механизмом транспортировки лёссового мелкозема в предгорья был, скорее всего, делювиально-пролювиальный, длина пути доходила до десятков километров. Указанный вывод хорошо подтверждается и спорово-пыльцевыми данными. Так, в пыльцевых спектрах лёссов в разрезах Каракчи и Яван — скв. 4р, расположенных вблизи центра депрессии соответственно в 50 и 30 км от ее высокогорного обрамления, господствующую роль играет аллохтонная пыльца древесных пород: березы, сосны, ольхи, ели и других, иногда со значительным количеством спор (для которых, кстати, перенос по воздуху не характерен). Все же роль эолового фактора автор принципиально не отрицает. Количественно ее оценить пока невозможно, но представляется, что она гораздо скромнее, чем это принято думать.

ЛИТЕРАТУРА

- Адам Н.К. Физика и химия поверхности. М.: ОГИЗ, 1947, 552 с.
- Ажгирей Г.Д. Структурная геология. М.: МГУ, 1956, 493 с.
- Акаемов С.Т., Пастухова М.В., Теняков В.А., Ясаманов Н.А. Время и условия формирования бокситов латеритных покровов экваториальной зоны Земли. — В кн.: Проблемы генезиса бокситов. М.: Наука, 1975, с. 55—78.
- Алабышев В.В. Зональность озерных отложений. — Изв. Сапропел. ком., 1932, вып. 6, с. 1—44.
- Александрова Л.Н. О природе и свойствах продуктов взаимодействия гуминовых кислот и гуматов с полутораокидами. — Почвоведение, 1954, № 1, с. 14—29.
- Алисов Б.П., Дроздов О.А., Рубинштейн Е.С. Курс климатологии. Л.: Гидрометеиздат, 1952, ч. 1, 2. 488 с.
- Алисов Б.П., Полтараус Б.В. Климатология. М.: Изд-во МГУ, 1962, 225 с.
- Аллювиальные отложения в угленосной толще среднего карбона Донбасса. М.: Изд-во АН СССР, 1954, 285 с. (Тр. Ин-та геол. наук АН СССР; Вып. 151. Угольная сер., № 5).
- Ананян А.А. Электропроводность мерзлых горных пород и зависимость ее от процессов миграции и фазовых превращений воды. — В кн.: Труды совещания по инженерно-геологическим свойствам горных пород и методам их изучения. М.: Изд-во АН СССР, 1957, т. 2, с. 117—122.
- Ананян А.А. Зависимость электропроводности мерзлых горных пород от влажности. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1958, № 12, с. 1504—1505.
- Ананян А.А. Исследования процессов перемещения влаги и образования сегрегационного льда в замерзающих и мерзлых горных породах. — Тр. Гидропроекта, 1960, сб. 3. Инж. геол., с. 48—52.
- Ананян А.А. Кристаллизация воды в замерзающих и мерзлых горных породах. — В кн.: Современное представление о связанной воде в породах. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 59—69.
- Анисимова Н.В. Диатомовые болотных и озерных отложений Кокчетавской области Казахской ССР. — Тр. Лаб. сапропел. отложений АН СССР, 1951, вып. 5, с. 53—80.
- Антимова Ц.В. "Взрывные" микроструктуры в свинцово-цинковых месторождениях Лопн (Вост. Родопы). — Докл. Болг. АН, 1976, т. 29, № 9, с. 1329—1331.
- Антипов-Каратаев И.Н., Кадер Г.М. К вопросу о генезисе глинистых минералов при выветривании первичных минералов. — Тр. Почвен. ин-та им. В.В. Докучаева АН СССР, 1956, т. 51, с. 98—157.
- Антипов-Каратаев И.Н., Цюрупа И.Г. О формах и условиях миграции вещества в почвенном профиле: (обзор иностранной литературы). — Почвоведение, 1961, № 8, с. 1—12.
- Ансберг П.А. Кираса Гвинеи и проблема латеритного профиля. — В кн.: Вопросы региональной геологии. Л.: Изд-во ЛГУ, 1977, вып. 2, с. 156—165.
- Архангельский А.Д. Типы бокситов СССР и их генезис. — В кн.: Труды конференции по генезису руд железа, марганца и алюминия. Л.: Изд-во АН СССР, 1937, с. 365—511.
- Архангельский Н.И., Тужикова В.И. К вопросу о генезисе верхнетриасовых бокситов Урала. — В кн.: Генезис бокситов. М.: Наука, 1966, с. 179—185.
- Афанасьев А.П. Глинистые минералы четвертичных отложений некоторых районов Кольского полуострова. — В кн.: Четвертичные отложения и грунтовые воды Кольского полуострова. М.; Л.: Наука, 1964, с. 78—91.
- Базилевич Н.И., Родин Л.Е., Розов Н.Н. Географические аспекты изучения биологической продуктивности. М.; Л.: Наука, 1970, 186 с.
- Баранов И.В. Лимнологические типы озер СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1961, 276 с.
- Баранов И.В. Исследование фотосинтеза планктона в некоторых водоемах северо-западной части СССР. — В кн.: Труды Пятой научной конференции по изучению внутренних водоемов Прибалтики. Минск: Изд-во Белорус. ун-та, 1970, с. 107—113.
- Барановская О.Ф., Сафронов П.Н., Бердовская Г.Н. Этапы формирования южной части Арктического бассейна в позднем кайнозое в пределах Тимано-Печорской провинции. — В кн.: Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Л.: Гидрометеиздат, 1970, с. 35—40.
- Бардошши Д., Вархеди Д., Панто Д. Редкие элементы в Венгерских бокситах и возможности их извлечения. — Геол. руд. месторождений, 1977, № 3, с. 72—81.

- Басс Ю.Б., Рябчун В.К., Славутский М.В., Шалыт Е.С. Бокситы платформенной части Украинской ССР. — В кн.: Платформенные бокситы СССР. М.: Наука, 1971, с. 93—125.
- Безроднов В.Д. Некоторые вопросы палеогеографии и генезиса пород в Европейской части СССР в свете гидрохимических данных. — В кн.: Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Л.: Гидрометеоиздат, 1970, с. 346—350.
- Беликов Б.Л. Упругие и прочностные свойства горных пород. — В кн.: Исследования физико-механических свойств горных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1961, с. 17—19. (Тр. ИГЕМ; Вып. 43).
- Белоусов В.В. Основные вопросы геотектоники. М.: Госгеолтехиздат, 1954, 607 с.
- Белые В.В. О составе и строении бобовин в связи с генезисом бокситов. — Литол. и полезн. ископаемые, 1970, № 5, с. 58—69.
- Белые В.В., Швецова И.В. Первая находка муассанита в бокситах. — Ежегодник Ин-та геол. Коми филиала АН СССР за 1971 г. Сыктывкар, 1972, с. 175—177.
- Бенеславский С.И. Амангельдинские бокситы — сырье для производства глинозема. — Тр. Ин-та геол. наук АН КазССР, 1959, вып. 2, с. 151—159.
- Бенеславский С.И. Минералогия бокситов. М.: Недра, 1974, 168 с.
- Берг Л.С. О происхождении уральских бокситов. — Изв. Всесоюз. геогр. о-ва, 1945, т. 77, вып. 1—2, с. 62—64.
- Берман Б.И. Криптовулканическая мобилизация и ее роль в создании рудных комплексов. — Сов. геология, 1973, № 4, с. 24—36.
- Берч Ф., Шерер Д., Спайсер Г. Справочник для геологов по физическим константам. М.: ИЛ, 1949, 304 с.
- Бетехтин А.Г., Голиков А.С., Дыбков В.Ф. Курс месторождений полезных ископаемых. М.: Недра, 1964, 590 с.
- Блох А.М. Водородные связи в воде и их значение для геологических интерпретаций. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1966, № 3, с. 42—58.
- Блох А.М. Структуры воды и геологические процессы. М.: Недра, 1969, 216 с.
- Блох А.М. О свойствах связанной воды при повышенных температурах. — Литол. и полезн. ископаемые, 1970, № 5, с. 120—130.
- Блох А.М. Модели структуры жидкой воды. — В кн.: Значение структурных особенностей воды и водных растворов для геологических интерпретаций. М.: ВИМС, 1971, вып. 2, с. 15—34.
- Бобров Е.Т. Бокситоносные отложения Енисейского края и Сибирской платформы. М.: Наука, 1968, 123 с.
- Богданов В.В. Регионально-лимнологические особенности Кольского полуострова. — Учен. зап. Иркутск. пед. ин-та. Сер. геогр., 1968, вып. 36, с. 26—45.
- Богданов В.В., Изотова И.Т. Физико-географическая характеристика рек Восточной Личи и Харловки. — В кн.: Водноэнергетические ресурсы Кольского полуострова. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1958, вып. 1, с. 32—42.
- Богдасаров З.А., Василевский М.М., Казыцын Ю.В., Москалева С.В., Рудник В.А., Рундквист Д.В., Суслов Г.И., Черепанов В.А. Метасоматизм и его место в истории геологического развития земной коры. — В кн.: Проблемы метасоматизма. М.: Недра, 1970, с. 7—55.
- Богословский Б.Б. Схема гидрологической классификации озер. Районирование озер СССР. — Вестн. МГУ. Сер. геогр., 1960, № 2, с. 44—51.
- Большаков А.Ф. Водный режим мощных черномозов Средне-Русской возвышенности. М.: Изд-во АН СССР, 1961, 200 с.
- Бондарик Г.К. Трещины донного отпора и зона разгрузки в речных долинах. — Разведка и охрана недр, 1959, № 10, с. 42—46.
- Борщевский Ю.А., Ананенко Н.А., Устинов В.И., Амосова Х.Б. Латеритная природа осадочных бокситов по данным изотопии кислорода. — Геохимия, 1976, № 7, с. 1100—1108.
- Ботвинкина Л.Н. Генетические типы отложений областей активного вулканизма. — Тр. ГИН АН СССР, 1974, вып. 263, 318 с.
- Бринер Л. Брекчиевые и галечные столбчатые тела, связанные эпигенетическими рудными месторождениями. — В кн.: Проблемы эндогенных месторождений. М.: Мир, 1964, вып. 2, с. 649—684.
- Броневой В.А., Земнова Н.Н., Куликова Г.В., Михайлов Б.М., Ямпольский А.И. Об условиях залегания железистых карстовых бокситов района Соколовско-Сарбайского рудника. — В кн.: Новые данные по геологии бокситов. М.: ВИМС, 1973, вып. 1, с. 91—105.
- Броневой В.А., Иванов В.А., Ким Ю.И., Куликова Г.В., Михайлов Б.М., Покровский В.В., Сафронов О.Ф., Селиверстов Ю.П. Некоторые вопросы формирования и развития латеритных покровов на Либрийском щите. — Сов. геология, 1970, № 9, с. 3—18.
- Бруевич С.В. К геохимии кремния в море. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1953, № 4, с. 67—79.
- Брюкнер В.Д. Латеритные и бокситовые профили Западной Африки как показатели ритмических изменений климата в тропическом поясе. — В кн.: Вопросы геологии и минералогии бокситов. М.: Мир, 1964, с. 198—220.
- Бугельский Ю.Ю., Формель-Кортин Ф. Некоторые особенности гидрохимии никеленоносных кор выветривания. — В кн.: Кора выветривания. М.: Наука, 1970, вып. 11, с. 246—257.
- Будыко М.И. Климатические факторы внешнего физико-географического процесса. — Тр. Гос. геогр. о-ва, 1950, вып. 19 (81), с. 25—40.
- Бушинский Г.И. О генетических типах бокситов. — В кн.: Бокситы, их минералогия и генезис. М.: Изд-во АН СССР, 1958, с. 176—263.
- Бушинский Г.И. Латеритно-осадочная гипотеза происхождения бокситов. — В кн.: Латериты. М.: Недра, 1964, с. 17—33. (Международ. геол. конгр. 22 сессия, Докл. сов. геологов, Проблема 14).
- Бушинский Г.И. Успехи изучения генезиса бокситов за последние десять лет (1955—1965).

- В кн.: Генезис бокситов, М.: Наука, 1966, с. 5—30.
- Бушинский Г.И. Геология бокситов, М.: Недра, 1971, 366 с.
- Бушинский Г.И. Геология бокситов, 2-е изд. М.: Недра, 1975, 416 с.
- Валентон И. Бокситы, М.: Мир, 1974, 215 с.
- Вальтер Г. Растительность земного шара, М.: Прогресс, 1968, т. 1, 551 с.
- Васильев Ю.М. Формирование антропогенных отложений ледниковой и внеледниковой зон, М.: Наука, 1969, 183 с.
- Васильев Ю.М. О перигляциальном аллювии, — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР, 1973, № 40, с. 87—95.
- Васильковский Н.П. К вопросу о происхождении лёсса, — Тр. Ин-та геол., АН УзССР, 1952, вып. 8, с. 47—62.
- Вахрушев В.А., Воронцов А.Е. Минералогия и геохимия железорудных месторождений юга Сибирской платформы, Новосибирск: Наука, 1976, 199 с.
- Величенко А.А. Природный процесс в плейстоцене, М.: Наука, 1973, 256 с.
- Винберг Г.Г. Первичная продукция водоемов, Минск: Изд-во АН БССР, 1960, 329 с.
- Власов Г.М., Борисов О.Г., Попова М.И. Неогеновая туфовая флишеидная формация Курило-Камчатской системы, — Литол. и полезн. ископаемые, 1977, № 1, с. 110—123.
- Волобуев В.Р. Система почв мира, Баку: Элм, 1973, 307 с.
- Волостных Г.Т. Аргиллизация и оруденение, М.: Недра, 1972, 240 с.
- Вольфсон Ф.И., Яковлев П.Д. Структуры рудных полей и месторождений, М.: Недра, 1975, 271 с.
- Воронов П.И. Основы физики горных пород, Вып. 2. Термодинамика и теплопередача горных пород, М.: Моск. ин-т радиоэлектрон. и горн. электромех., 1963, 122 с.
- Воронцов В.В. О строении разреза бокситоносной толщи Верхне-Варвинского месторождения на Среднем Тимане, — В кн.: Геология и генезис бокситов СССР, Л.: Недра, 1976, с. 64—77 (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер.; т. 209).
- Воронцов В.В., Петрова Н.Н. Некоторые вопросы генезиса Среднетиманских бокситов, — Сов. геология, 1975, № 11, с. 65—77.
- Воюцкий С.С. Курс коллоидной химии, М.: Химия, 1964, 574 с.
- Втюрина Е.А., Втюрин Б.И. Лдообразование в горных породах, М.: Наука, 1970, 279 с.
- Вульф Е.В. Историческая география растений, М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1944, 546 с.
- Высоцкий Г.Н. Степи (Европейской России), — В кн.: Полная энциклопедия русского сельского хозяйства, Изд-во А.Ф. Девриена, 1905, т. 9, с. 397—443.
- Гейтнер А.Р. Вулканогенные и вулканогенно-осадочные формации Исландии, — Литол. и полезн. ископаемые, 1977а, № 4, с. 143—150.
- Гейтнер А.Р. Палагонит и процесс палагонитизации, — Литол. и полезн. ископаемые, 1977б, № 5, с. 113—130.
- Гейтнер А.Р. Таблица химического состава палагонитов, — Литол. и полезн. ископаемые, 1977в, № 6, с. 159.
- Гейтнер А.Р., Лаврушин Ю.А. Влияние вулканизма на состав и формирование ледниковых отложений Исландии, — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР, 1972, № 39, с. 19—30.
- Герасимов И.П. Современные геологические процессы в пустынях Западного Туркестана, — Тр. Почвенного ин-та АН СССР, 1934, т. 10, вып. 3, с. 25—30.
- Герасимов И.П. Современные латериты и их образование, — В кн.: Латериты, М.: Недра, 1964, с. 5—17. (Международ. геол. конгр. 22 сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 14).
- Герд С.В. Опыт биологического районирования озер Карелии, — Тр. Карел. фил. АН СССР, 1956, вып. 5. Вопросы ихтиологии внутренних водоемов, с. 47—75.
- Гинзбург И.И. Стадийное выветривание минералов, — В кн.: Вопросы минералогии, геохимии и петрографии, М.: Изд-во АН СССР, 1946, с. 122—132.
- Гинзбург И.И. Древняя кора выветривания на ультраосновных породах Урала, — Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, 1947, вып. 81, ч. 2, 135 с.
- Гинзбург И.И. Типы древних кор выветривания, формы их проявления и классификация, — В кн.: Региональное развитие кор выветривания в СССР, М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 71—101. (Кора выветривания; Вып. 6.)
- Гипп С.К. О возрасте бокситовых рудопроявлений Ак-Шагыл и Катран-Баши (Средняя Азия), — В кн.: Новые данные по геологии бокситов, М.: ВИС, 1975, вып. 2, с. 181—183.
- Гладковский А.К., Огородников О.Н., Анфилов Л.В. Проблема происхождения геосинклинальных бокситов на Урале, — В кн.: Проблемы генезиса бокситов, М.: Наука, 1975, с. 168—177.
- Гладковский А.К., Ушатинский И.Н. Минеральный состав латеритных и осадочных бокситов, — В кн.: Латериты, М.: Недра, 1964, с. 105—119. (Международ. геол. конгр. 22 сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 14).
- Гладковский А.К., Шарова А.К. Бокситоносность нижнемезозойских осадков восточного склона Северного Урала, — Изв. АН СССР, Сер. геол., 1964, № 5, с. 67—75.
- Глазовская М.А. Почвы мира, М.: Изд-во МГУ, 1972, т. 1, 231 с.
- Глинка К.Д. Исследования в области процессов выветривания, — Почвоведение, 1904, № 4, с. 293—322.
- Глинка К.Д. Почвоведение, 5-е изд. М.: Л.: Сельхозгиздат, 1932, 598 с.
- Глобус А.М. О термоградиентных механизмах миграции почвенной и грунтовой влаги и передвижении воды в промерзающем грунте, — Почвоведение, 1962, № 2, с. 7—18.
- Говорова А.В., Скопина И.А. Шаровидные образования в нижнекарбонных кислых вулканических породах Южного Урала и их метаморфизм, — Тр. Ин-та геол. и геохим. УНЦ АН СССР, 1975, вып. 113, с. 108—116.
- Говоруха Л.С. Озера Земли Франца-Иосифа, — В кн.: История озер Северо-Запада, Л.: Недра, 1967, с. 347—357.

- Гожик П.Ф., Лаврушин Ю.А., Чугунный Ю.Г. Чернобыльско-Чистоголовский комплекс краевых образований. Киев: Наук. думка, 1976, с. 28.
- Голдина Л.П. Озера восточной части Большеземельской тундры. — В кн.: Типология озер, М.: Наука, 1967, с. 159–173.
- Голдина Л.П. География озер Большеземельской тундры. Л.: Наука, 1972, 102 с.
- Голдина Л.П. Озера Полярного Урала. — Изв. Коми фил. Геогр. о-ва СССР, 1973, т. 2, вып. 5 (15), с. 64–73.
- Гольберг А.В. Условия образования бокситоносной свиты в Тургайской впадине. — Тр. СНИИГГИМС, 1962, вып. 25, с. 81–102.
- Гольдштейн А.И., Попов Р.И. Гидрогеологическая зональность водонапорных систем как рудообразующий фактор в покровных формациях Средней Азии. — Докл. АН СССР, 1967, т. 176, № 6, с. 1443–1446.
- Горбунов Н.И., Градусов Б.П. Достижения и перспективы развития минералогии почв. — Почвоведение, 1967, № 9, с. 8–10.
- Горецкий Г.И. О перигляциальной формации. — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР, 1958, № 22, с. 3–23.
- Горецкий Г.И. Генетические типы и разновидности перигляциальной формации. — В кн.: Материалы по генезису и литологии четвертичных отложений. Минск: Изд-во АН БССР, 1961, с. 50–57.
- Горецкий Ю.К. Закономерности размещения бокситовых месторождений. — Тр. ВИМС. Нов. сер., 1960, вып. 5, с. 1–255.
- Горецкий Ю.К., Терентьева К.Ф., Пасова Ф.Г. О бокситах некоторых месторождений Гвинейской республики. — Минерал. сырье, 1963, вып. 7, с. 116–138.
- Градусов Б.П. К химико-минералогической характеристике почв средней части Карельского перешейка. — Почвоведение, 1960, № 7, с. 53–62.
- Градусов Б.П. Образование глинистых минералов в подзолистых почвах. — В кн.: Физика, химия, биология и минералогия почв СССР. — Докл. АН СССР, 1964, с. 325–332. (Докл. к VIII Междунар. конгрессу почвоведов).
- Градусов Б.П. Размещение профилей глинистого материала в почвах Европейской части СССР. — Докл. АН СССР, 1973, т. 209, № 5, с. 1167–1170.
- Градусов Б.П. Глинистые минералы в почвах и их влияние на минералогический состав современных отложений океанов. — В кн.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М.: Наука, 1975, с. 48–66.
- Градусов Б.П., Пеньяльвер Л., Черняховский А.Г. Латериты Кубы. — В кн.: Четвертичное осадконакопление и формирование рельефа Кубы. М.: Наука, 1976, с. 107–145.
- Градусов Б.П., Черняховский А.Г. Плейстоцен-голоценовые коры выветривания Центрального и Восточного Закавказья. — В кн.: Кора выветривания. М.: Наука, 1976, вып. 15, с. 97–120.
- Григорьев А.А. Опыт характеристики основных типов физико-географической среды. — Проблемы физ. геогр., 1938, вып. 5, с. 3–45.
- Григорьев В.Н. Генезис верхнебашкирских бокситовых пород Средней Азии. — Литол. и полезн. ископаемые, 1968, № 1, с. 44–45.
- Гроссвальд М.Г., Лавров А.С., Потапенко Л.М. Ледниковая стадия Мархида-Вельт: двойной сердж Баренцева ледникового щита? — В кн.: Материалы гляциологических исследований. М.: ВНИТИ, 1974, вып. 24, с. 47–52.
- Гумусовые вещества почвы (их образование, состав, свойства и значение в почвообразовании и плодородии). — Зап. Ленингр. с.-х. ин-та, 1970, вып. 142, с. 232.
- Гуревич И.Я. О геологической роли леса (к истории лесов земли) — Бюл. МОИП. Отд. биол., 1960, т. 15, вып. 5, с. 66–68.
- Гусева К.А. Цветение воды, его причины, прогноз и методы борьбы с ним. — Тр. Всесоюз. гидробиол. о-ва, 1952, т. 4, с. 13–92.
- Гуслицер Б.И. Ледниковые отложения южной части Печорского Урала. — В кн.: Тезисы докладов Рабочего совещания по вопросам стратиграфии и генезиса кайнозойских отложений Северо-Востока Европейской части СССР. М., 1968, с. 15–16.
- Гуткин Е.С. Критерии оценки перспектив бокситоносности девонских отложений Урала. — Сов. геология, 1964, № 7, с. 112–120.
- Гуткин Е.С., Родченко Ю.М. Тектоника Североуральского бассейна и ее связь с бокситовым оруденением. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 2, с. 56–66.
- Гуткин Е.С. Тектоно-структурные особенности и генетические типы североуральских бокситов. — В кн.: Генезис бокситов. М.: Наука, 1966, с. 159–170.
- Дедков А.Н. Теоретические аспекты современных климатогеооморфологических представлений. — Геоморфология, 1976, № 4, с. 3–11.
- Демина В.Н., Кузьмина О.В. Бокситы Среднего Тимана, их минералогия и некоторые вопросы генезиса. — В кн.: Проблемы генезиса бокситов. М.: Наука, 1975, с. 126–135.
- Депплес Э.К. Диагенез (и катагенез) песчаников. — В кн.: Диагенез и катагенез осадочных образований. М.: Мир, 1971, с. 195–221.
- Дерягин Б.В. Упругие свойства тонких слоев воды. — Журн. физ. химии, 1932, т. 3, вып. 1, с. 16–18.
- Дерягин Б.В. Расклинивающее значение жидких пленок и его практическое значение. — Природа, 1943, № 2, с. 20–23.
- Дерягин Б.В. Учение о свойствах тонких слоев воды в приложении к объяснению свойств глинистых пород. — В кн.: Труды Совещания по инженерно-геологическим свойствам горных пород и методам их изучения. М.: Изд-во АН СССР, 1956, т. 1, с. 40–42.
- Дзенс-Литовский А.И. Геолого-географические закономерности распространения пресных, солоноватых и соляных озер. — В кн.: Труды 3-го Всесоюз. гидрогеол. съезда, Л.: Географиз, 1955, т. 4, с. 25–34.
- Дзюценидзе Г.С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд М.: Недра, 1969, 343 с.

- Дистанов З.Г., Ковалев К.Р. Особенности проявления и роль гидротермально-осадочных процессов в формировании колчеданно-полиметаллических месторождений Сибири. — В кн.: Проблемы эндогенного рудообразования и металлогении. Новосибирск: Наука, 1976, с. 94—110.
- Добровольский В.В. Ландшафтно-геохимические особенности нагретых тундр Кольского полуострова. — Почвоведение, 1963, № 2, с. 25—32.
- Добровольский В.В. Гипергенез четвертичного периода. М.: Недра, 1966, 238 с.
- Добровольский В.В. География почв. М.: Просвещение, 1968, 349 с.
- Добровольский В.В. География и палеогеография коры выветривания СССР. М.: Мысль, 1969, 275 с.
- Добровольский В.В. Новообразования гидроокиси алюминия в высокогорных почвах Африки. — Почвоведение, 1977, № 2, с. 9—15.
- Добродеев О.П. Влияние леса на выветривание и осадкообразование. — Вестн. МГУ. Сер. 5. Геогр., 1966, № 2, с. 71—73.
- Додонов А.Е., Пеньков А.А. Некоторые данные по стратиграфии водораздельных лесов Таджикской депрессии (Южный Таджикистан). — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР, 1977, № 47, с. 67—76.
- Докучаев В.В. Овражный аллювий Новых Сенджар Полтавского уезда. — Вест. естествозн., 1890, № 6, с. 135—137.
- Докучаев В.В. Русский чернозем. — Соч. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1949, т. 3, с. 622.
- Докучаев В.В. Лекции о почвоведении. — Избр. соч. М.: Сельхозгиз, 1954а, с. 321—342.
- Докучаев В.В. Разбор главнейших почвенных классификаций. — Избр. соч. М.: Сельхозгиз, 1954б, с. 208—270.
- Долгушин Л.Д., Кеммерих А.О. Горные озера Приполярного и Полярного Урала. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1959, № 5, с. 76—82.
- Достовалов Б.Н. Исследования морозобойного и диагенетического растрескивания пород. — В кн.: Мерзлотные исследования. М.: Изд-во МГУ, 1961, вып. 2, с. 26—30.
- Достовалов Б.Н., Кудрявцев В.А. Общее мерзлотоведение. М.: Изд-во МГУ, 1967, 403 с.
- Дубов Р.И. Природа фильтрационного эффекта. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1966, № 3, с. 16—24.
- Егоров В.П., Новиков В.М. Латеритные бокситы в линейной коре выветривания габброидов Кемпирсайского массива. — В кн.: Кора выветривания. М.: Наука, 1974, вып. 14, с. 42—50.
- Елисеев В.И. Солифлюкция у экватора. — Литол. и полезн. ископаемые, 1970, № 1, с. 121—126.
- Жаров Э.В. Опыт объемного моделирования бокситового месторождения, приуроченного к карсту. — Сов. геология, 1976, № 3, с. 114—122.
- Жемчужников Ю.А., Яблоков В.С., Боголюбова Л.И., Ботеинкина Л.Н., Феофилова А.П., Ритенберг М.И., Тимофеев П.П., Тимофеева З.В. Строение и условия накопления основных угленосных свит и угльных пластов среднего карбона Донецкого бассейна. Ч. 1. — Тр. ГИН АН СССР, 1959, вып. 15, 331 с.
- Жузе А.П. Кремнистые осадки в современных и древних озерах. — В кн.: Геохимия кремнезема. М.: Наука, 1966, с. 301—318.
- Жуков В.В. Особенности ресификации бокситовых образований на Аркалыском месторождении. — В кн.: Кора выветривания. М.: Наука, 1973, вып. 13, с. 125—132.
- Зархидзе В.С. Падимейская толща западных и центральных районов Тимано-Уральской области. — В кн.: Вопросы стратиграфии и корреляции плиоценовых и плейстоценовых отложений южной и северной частей Предуралья. Уфа, 1972, с. 56—66.
- Зеленов К.К. Вулканы как источники рудообразующих компонентов осадочных пород. М.: Наука, 1972, 214 с.
- Золотарев Г.С. Современные задачи инженерно-геологического изучения процессов и кор выветривания. — В кн.: Вопросы инженерно-геологического изучения процессов и кор выветривания. М.: Изд-во МГУ, 1971, с. 4—25.
- Зонн С.В. Основные проблемы и наиболее важные результаты изучения влияния лесной растительности на почвы. — В кн.: Доклады советских почвоведов. К VI Международному конгрессу почвоведов. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 372—379.
- Зонн С.В., Ли Чен-кей. К познанию водного режима тропических лесных почв. — Почвоведение, 1961, № 3, с. 10—15.
- Иванов Н.Н. Зоны увлажнения земного шара. — Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз., 1941, № 3, с. 1—332.
- Иванов Н.Н. Атмосферное увлажнение тропических и сопредельных стран земного шара. М.: Л.: Изд-во АН СССР, 1958, с. 311.
- Игнатьева Л.А., Илатов М.М. Верхнедевонские вулканогенно-осадочные отложения Русской платформы и особенности формирования на них латеритных кор выветривания. — В кн.: Экзогенные полезные ископаемые. М.: Наука, 1976, с. 36—44.
- Иенни Г. Факторы почвообразования. М.: ИЛ, 1948, 348 с.
- Кадзивара И. Признаки сингенетического происхождения руд Курако на руднике Саканаи. — В кн.: Вулканизм и рудообразование. М.: Мир, 1973, с. 163—168.
- Казанский Ю.П. Седиментология. Новосибирск: Наука, 1976, 272 с.
- Казанский Ю.П. Фазы и фации структурного аллювия. — Вестн. Зап.-Сиб. геол. упр., 1948, № 3—4, с. 40—43.
- Казаринов В.П. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. М.: Гостоптехиздат, 1958, 324 с.
- Казаринов В.П. Наши разногласия (ответ на статью Н.М. Страхова). — Литол. и полезн. ископаемые, 1965, № 5, с. 87—96.
- Казаринов В.П., Бзатов В.И., Гурова Т.И., Казанский Ю.П., Будников В.И. Выветривание и литогенез. М.: Недра, 1969, 456 с.
- Капиненко В.В., Ратеев М.А., Хеуров М.В., Шевченко А.Я. Глинистые минералы в осадках

- Белого моря. — Литол. и полезн. ископаемые, 1974, № 4, с. 10–23.
- Карлузин А.С. О связи образования бокситов в геосинклинальных областях с развитием рифов и андезитовым эксплозивным вулканизмом. — Докл. АН СССР, 1966, т. 168, № 6, с. 1374–1376.
- Карлузин А.С. О роли вулканизма и рифов в образовании бокситов геосинклинальных областей. — Литол. и полезн. ископаемые, 1967, № 1, с. 3–22.
- Кальверт Р. Диатомиты. М.; Л.: Стандартизация и рационализация, 1933, 307 с.
- Калюжная С.Н., Пастухова М.В. Об углистых породах в бокситоносных и покрывающих их отложениях Северного Казахстана. — В кн.: Новые данные по геологии бокситов. М.: ВИМС, 1975, вып. 2, с. 109–114.
- Каменский Г.Н., Толстихина М.М., Толстихин Н.Н. Гидрогеология СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1959, 366 с.
- Каплинская Ф.А., Тарноградский В.Д. Реликтовые глетчерные льды на севере Западной Сибири и их роль в строении районов плейстоценового оледенения криолитозоны. — Докл. АН СССР, 1976, т. 231, № 5, с. 1185–1187.
- Карпунин С.С., Лавров А.С. Направление движения и положение зоны контакта днепровских ледниковых покровов на Русской равнине. Докл. АН СССР, 1974, т. 216, № 1, с. 158–161.
- Каурчиев И.С., Надрунова Е.М., Цюрупа И.Г. Хелатные железобактериальные соединения в почвах. — В кн.: Физика, химия, биология и минералогия почв СССР. М.: Наука, 1964, с. 158–167. (Докл. к VIII Междунар. конгрессу почвоведов.)
- Келлер У.Д. Основы химического выветривания. — В кн.: Геохимия литогенеза. М.: ИЛ, 1963, с. 85–196.
- Кеммерих А.О. Гидрография Северного Приполярного и Полярного Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1961, 138 с.
- Ким Ю.И., Куликова Г.В. Об особенностях минералообразования при формировании карстовых бокситов Тургайского прогиба. — В кн.: Геология и генезис бокситов СССР. — Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1976, т. 209, с. 6–13.
- Киреев Ф.А. Латеритные коры выветривания Северо-Онежского бокситового района. — В кн.: Проблемы генезиса бокситов. М.: Наука, 1975, с. 112–125.
- Кирпаль Г.Р. Месторождения бокситов Казахстана. М.: Недра, 1976, 205 с.
- Кирпаль Г.Р. Промышленные типы месторождений бокситов и их геолого-экономическая оценка. М.: Недра, 1977, 261 с.
- Киселев Л.И. Условия образования бокситовых месторождений Мугоджарского района. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Западного Казахстана. Алма-Ата, 1966, с. 183–192.
- Китридж Дж. Влияние леса на климат, почвы и водный режим. М.: ИЛ, 1951, 456 с.
- Кларк С. Справочник физических констант горных пород. М.: Мир, 1969, 543 с.
- Климашаускас А.Ю. Гранулометрические свойства и закономерности минералогического состава моренных отложений юго-восточной Литвы. — В кн.: Стратиграфия четвертичных отложений и палеогеография антропогена юго-восточной Литвы, Вильнюс: Минтис, 1965, с. 39–103.
- Князева Л.Н. Результаты изучения бокситовых месторождений Северного Урала и дальнейшее направление поисковых работ. М.: Госгеолтехиздат, 1958, с. 81–90. (Материалы по геологии и полезным ископаемым. Урал; Вып. 6.)
- Князева Л.Н. Строение, состав и генезис бокситовых месторождений Ивдельского района. — В кн.: Генезис бокситов. М.: Наука, 1966, с. 149–158.
- Ковда В.А., Якушевская И.В. Опыт оценки биомассы суши. — Изв. АН СССР. Сер. биол., 1967, № 3, с. 331–338.
- Колесник О.А. Глинистые минералы современных осадков Баренцева моря. — В кн.: Вопросы геологии Южного Урала и Поволжья. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1971, вып. 4, с. 157–163.
- Коломенский Н.В. Методические указания по изучению процессов выветривания горных пород. Для инженерно-геологических целей. М.: Госгеолтехиздат, 1952, 68 с.
- Константинов М.М. Генетические типы рудосных брекчий. — Сов. геология, 1977, № 3, с. 124–129.
- Коржинский Д.С. Очерки метасоматических процессов. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1955, с. 332–452.
- Косовская А.Г. Факторы, определяющие формирование минерального состава глин в условиях платформ и геосинклиналей. — Докл. АН СССР, 1959, т. 129, № 6, с. 1397–1400.
- Косовская А.Г., Гущина Е.Б., Дриц В.А., Дмитрик А.Л., Ломова О.С., Серебряникова Н.Д. Минералогия и генезис мезозойско-кайнозойских отложений Атлантического океана по материалам рейса 2 "Гломар Челленджер". — Литол. и полезн. ископаемые, 1975, № 6, с. 12–35.
- Косовская А.Г., Дриц В.А., Александрова В.А. К истории триоктаэдрических слюд в осадочных породах. — Литол. и полезн. ископаемые, 1963, № 2, с. 178–196.
- Костенко Н.П. Местная стратиграфическая схема четвертичных отложений Таджикской депрессии. — В кн.: Тезисы докладов к совещанию по унификации стратиграфических схем Средней Азии. М.: Госгеолтехиздат, 1958, с. 17–18.
- Костенко Н.П. Четвертичные отложения горных стран. М.: Недра, 1975, 213 с.
- Кочнев Е.А., Титова А.П., Генштке О.Л., Частникова Л.С. Генезис и оценка перспектив палеозойской бокситизации Западного Узбекистана. — В кн.: Проблемы генезиса бокситов. М.: Наука, 1975, с. 225–234.
- Кривцов А.И. Мезозойские и кайнозойские бокситы СССР, их генезис и промышленное значение. Л.: Недра, 1968, 367 с.

- Кривцов А.И. Домезозойские бокситы СССР. Л.: Недра, 1973. 383 с.
- Краснов И.И. Региональная унифицированная и корреляционная стратиграфическая схема четвертичных отложений Европейской части СССР. — Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1967, т. 145, вып. 6, с. 17–32.
- Краснов И.И. Дискуссионные вопросы ледниковой теории и антигляциализм. — В кн.: Проблемы стратиграфии и палеографии. Л.: Недра, 1968, с. 226–249. (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., т. 143).
- Краткая географическая энциклопедия. М.: Сов. энциклопедия, 1966, Т. 5, 328 с.
- Краускопф К.Б. Геохимия кремнезема в среде осадкообразования. — В кн.: Геохимия литогенеза. М.: ИЛ, 1963, с. 210–233.
- Кривоносова Н.М., Медведев В.С., Ратеев М.А., Хеиров М.Б., Глинистые минералы во взвешях прибрежной зоны Белого моря. — Изв. вузов. Геол. и разв., 1974, № 3, с. 42–50.
- Кротов Б.П. Об условиях образования и развития девонских бокситов зеленокаменной полосы Урала. — Геол. рудных месторождений, 1962, № 3, с. 43–46.
- Крылков Ю.В. Литолого-фациальный анализ четвертичных отложений в районе проектирования Яванской системы орошения. — Изв. АН ТаджССР. Отд. геол.-хим. и техн. наук, 1960, № 1, с. 60–64.
- Кудрявцев В.А. О годовых колебаниях температур в горных породах. — В кн.: Мерзлотные исследования. М.: Изд-во МГУ, 1961, с. 25–27.
- Кузнецкина Е.Н. Состав и особенности строения бобовин мезозойских бокситов Кустанайской области. — Геол. рудных месторождений, 1960, № 3, с. 96–107.
- Кузнецов В.Д. Поверхностная энергия твердых тел. М.: Гостехиздат, 1954. 385 с.
- Кузнецов И.И., Плехова К.Р., Ляпичева А.А. О кайнозойских вулканогенных породах юго-западной части Тургайского прогиба. — Сов. геология, 1974, № 2, с. 142–146.
- Кузнецов С.И. Микрофлора озер и ее геохимическая деятельность. Л.: Наука, 1970. 440 с.
- Кузнецова Л.А. Плейстоцен Печорского Приуралья (стратиграфия и условия формирования). Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1971, 123 с.
- Куковский Е.Г. Особенности строения и физико-химические свойства глинистых минералов. Киев: Наук. думка, 1966. 132 с.
- Куковский Е.Г. Превращение слоистых силикатов. Киев: Наук. думка, 1973. 103 с.
- Куковский Е.Г. О механизме превращений слоистых силикатов при выветривании. — В кн.: Кора выветривания и связанные с ней полезные ископаемые. Киев: Наук. думка, 1975, с. 123–133.
- Лавров А.С. О генезисе валунных суглинков Северо-Востока Европейской части СССР в связи с новыми находками плосковыпуклых валунов. — Докл. АН СССР, 1970, т. 191, № 3, с. 643–646.
- Лавров А.С. Позднеплейстоценовые ледниковые покровы Европейского северо-востока Европейской части СССР. — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР, 1974, № 41, с. 48–55.
- Лавров А.С. Петрографический метод датирования морен и результаты его применения при аэрофотогеологическом картировании северо-восточной части Русской равнины. — Общая и региональная геол. Геол. картирование. Экспресс-информ., 1976, вып. 10, с. 21–29.
- Лавров А.С. Баренцовоморско-Печорский ледниковый поток. — В кн.: Структура и динамика последнего ледникового покрова Европы. М.: Наука, 1977а, с. 46–49.
- Лавров А.С. Нрвоземельско-Колвинский ледниковый поток. — В кн.: Структура и динамика последнего ледникового покрова Европы. М.: Наука, 1977б, с. 123–129.
- Лаврушин Ю.А. Аллювий равнинных рек субарктического пояса и перигляциальных областей материковых оледенений. — Тр. ГИН АН СССР, 1963, вып. 87. 266 с.
- Лаврушин Ю.А. О механизме накопления ритмичнослостистых отложений склонов. — В кн.: Четвертичный период и его история. М.: Наука, 1965, с. 133–142.
- Лаврушин Ю.А. Четвертичные отложения Шпицбергена. М.: Наука, 1969. 135 с.
- Лаврушин Ю.А. Опыт выделения динамических фаций и субфаций в донной морене материковых оледенений. — Литол. и полезн. ископаемые, 1970а, № 6, с. 38–49.
- Лаврушин Ю.А. Отражение динамики движения ледника в строении донной морены. — Литол. и полезн. ископаемые, 1970б, № 1, с. 115–120.
- Лаврушин Ю.А. Строение и формирование основных морен материковых оледенений. — Тр. ГИН АН СССР, 1976, вып. 288. 235 с.
- Лаврушин Ю.А., Ренгартен Н.В. Основные черты ледового типа литогенеза. — Литол. и полезн. ископаемые, 1974, № 6, с. 21–32.
- Лажуани Ж.П., Бэнифа М. Долериты бассейна реки Конкуре и их латеритизация (Западная Африка). — В кн.: Вопросы геологии и минералогии бокситов. М.: Мир, 1964, с. 221–262.
- Лазаренко А.А. К проблеме среднеазиатских лёссов. — Докл. АН СССР, 1967, т. 174, № 4, с. 913–916.
- Лазаренко А.А. Особенности механической дифференциации современных пролювиальных осадков Северо-Западного Копетдага. — В кн.: Тезисы докладов Всесоюз. семинара по методике изучения четвертичных терригенных отложений в связи с процессами дифференциации. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 1973, с. 31–32.
- Лазаренко А.А., Пахомов М.М., Пеньков А.В., Шелкопьяс В.Н., Гутерман Р.Е., Минина Е.А., Ранов В.А. О возможности климатостратиграфического расчленения лёссовой формации Средней Азии. — В кн.: Поздний кайнозой Северной Евразии. М.: ГИН АН СССР (ротапринт), 1977, Т. 1, с. 70–133.
- Лазаренко А.А., Шелкопьяс В.Н. Первые определения возраста среднеазиатских лёссов термолюминесцентным методом. — В кн.: Стратиграфия, палеогеография и литогенез антропогена Евразии. М.: ГИН АН СССР, 1971, с. 202–223. Ротапринт.
- Ламекин Н.С., Шальнев К.К., Шалобасов И.А.

- Наука о кавитации вчера и сегодня. — Природа, 1975, № 9, с. 36—42.
- Лебедев Б.Г. Особенности развития рельефа во влажных тропиках и субтропиках. — Вестн. МГУ. Сер. 5, География, 1966, № 2, с. 39—52.
- Лебедев В.И. Основы энергетического анализа геохимических процессов. Л.: ЛГУ, 1957, 342 с.
- Левашкевич Г.А. Взаимодействие гумусовых кислот с ионными формами железа и алюминия. — В кн.: Кора выветривания. М.: Наука, 1968, вып. 10, с. 249—260.
- Левков Э.А., Матвеев А.В. Проявление генетических факторов в строении антропогенного покрова Белоруссии. — В кн.: Проблемы палеогеографии антропогена Белоруссии. Минск.: Наука и техника 1973, с. 145—162.
- Левченко С.В., Игнатъева Л.А., Ипатов М.М., Наседкина В.Х. Девонские и девонские коры выветривания Воронежской антеклизы. — В кн.: Экзогенные полезные ископаемые. М.: Наука, 1976, с. 13—29.
- Летанская Г.И. Фитопланктон и первичная продукция озер системы Канентъявр-Колгьявр. — Докл. Всесоюз. Геогр. о-ва СССР, 1969, вып. 9, с. 85—95.
- Лисицына Н.А. Вынос химических элементов при выветривании основных пород. М.: Наука, 1973, 229 с.
- Лисицына Н.А. Поступление осадочного материала в океаны из коры выветривания разных климатических зон. — В кн.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М.: Наука, 1975, с. 67—84.
- Лисицына Н.А., Михайлов Б.М. Вынос химических элементов при формировании профиля выветривания долерита. — Литол. и полезн. ископаемые, 1968, № 5, с. 14—20.
- Лисицына Н.А., Пастухова М.В. Структурные типы мезо-кайнозойских бокситов Казахстана и Западной Сибири. — Тр. ГИН АН СССР, 1963, вып. 95, 108 с.
- Лисицына Н.А., Пастухова М.В. К вопросу о генезисе латеритных и латеритно-осадочных бокситов. — В кн.: Латериты. М.: Недра, 1964, с. 34—55. (Междунар. геол. конгр. 22 сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 14).
- Ломоносов Н.Ф. Гидротермально-метаморфизованные лёссовые породы. — В кн.: Гидрогеология и инженерная геология. Душанбе: Дониш, 1975, с. 316—325.
- Лопатин Г.В. Наносы рек СССР (образование и перенос). — Зап. Всесоюз. геогр. о-ва СССР, 1952, № 14, 367 с.
- Поскутов В.В., Ершов Л.Н., Колотов В.А., Лим В.В. О стратиграфии верхнеплиоцен-нижнечетвертичных отложений Таджикской депрессии. — Изв. АН ТаджССР. Отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук, 1971, № 2, с. 91—101.
- Лукавина М.И. Минералогический состав руд Соколовского и Одиновского месторождений Каменского района (Средний Урал). — В кн.: Материалы по геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии. М.: Изд-во АН СССР, с. 311—348.
- Лукашев К.И., Астапова С.Д. Карбонатность моренных отложений бассейна Немана. — Докл. АН БССР, 1969, т. 13, № 8, с. 719—722.
- Лукашев К.И., Астапова С.Д. Геохимические особенности моренного литогенеза. Минск: Наука и техника, 1971, 193 с.
- Лукашев К.И., Ковалев В.А., Жуховицкая А.Л., Хомич А.А., Генералова В.А. Геохимия озерно-болотного литогенеза. Минск: Наука и техника, 1971, 282 с.
- Луцицкий И.В. Основы палеовулканологии. Т. 1. Современные вулканы. М., Наука, 1971, 480 с.
- Лыков А.В. Теория сушки. М.: Энергия, 1968, 159 с.
- Лыкошин А.Г. Трещины бортового отпора. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1953, т. 28, вып. 4, с. 53—69.
- Македонов А.В. Современные конкреции в осадках и почвах и закономерности их географического распространения. М.: Наука, 1966, 284 с.
- Мавлянов Г.А. Генетические типы лёссов и лёссовидных пород центральной и южной частей Средней Азии и их инженерно-геологические свойства. Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1958, 608 с.
- Мавлянов Г.А., Камбаридинов Р.К., Мирзабаев Х. Уточнение возраста лёссовых пород Таджикской депрессии по находке ископаемой кости лошади. — Узб. геол. журн., 1968, № 5, с. 48—50.
- Маданов П.В., Войкин Л.М. Вопросы палеогеографии и эволюции почв Среднего Поволжья. — В кн.: Тезисы докладов на II Межобластной конференции почвоведов Южного Урала и Среднего Поволжья. Казань, 1961, с. 83—84.
- Маданов П.В., Войкин Л.М. Погребенные почвы под оборонительными сооружениями Русского государства XVI—XVII вв. — Почвоведение, 1966, № 10, с. 25—31.
- Мак-Кинстри Г.И. Структуры гидротермальных рудных месторождений. — В кн.: Проблемы рудных месторождений. М.: ИЛ, 1958, с. 159—206.
- Малова Э.В., Торшин Н.С., Шульц С.С. (мл.). Новые данные о Джалаирской группе рудопроявлений бокситов (Южный Тянь-Шань, горы Мальгузар). — В кн.: Геология и генезис бокситов СССР. Л.: Недра, 1976, с. 26—40 (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер.; Т. 209).
- Мамедов В.И., Гоберман Р.Г. Геология и бокситоносность района Форекария-Фармория. — В кн.: Новые данные по геологии бокситов. М.: ВИМС, 1975, вып. 2, с. 165—173.
- Марков К.К. Палеогеография. 2-е изд. М.: МГУ, 1960, 268 с.
- Матвеев Ю.Д. Динамика выветривания осадочных пород. М.: Наука, 1972, 98 с.
- Матвеев Ю.Д., Сергеев Е.М. О динамике инженерно-геологических процессов. — Вестн. МГУ. Сер. Инж. геол., 1970, № 2, с. 73—84.
- Матвеева Л.А. Некоторые вопросы разложения минералов простыми органическими кислотами. — В кн.: Кора выветривания. М.: Наука, 1968, вып. 10, с. 234—249.
- Матвеева Л.А. Механизм разрушения алюмосиликатных и силикатных минералов. —

- В кн.: Кора выветривания, М.: Наука, 1974, вып. 14, с. 227—240.
- Матвеева Л.А., Рождественская З.С. Влияние времени воздействия органических кислот на разложение минералов. — В кн.: Экспериментальные исследования по разложению минералов органическими кислотами, М.: Наука, 1968, с. 72—120.
- Матвеева Л.А., Соколова Е.И., Рождественская З.С. Экспериментальное изучения выноса алюминия в зоне гипергенеза, М.: Наука, 1975, 167 с.
- Матвеева Л.А., Чернышевский А.Г. О выветрелых породах голоцена Приморской Аджарии и некоторых вопросах теории химического выветривания. — Литол. и полезн. ископаемые, 1974, № 4, с. 39—50.
- Мелекесцев И.В., Краева Т.С., Брайцева О.А. Рельеф и отложения молодых вулканических районов Камчатки, М.: Наука, 1970, 104 с.
- Милло Ж. Геология глин, М.: Недра, 1968, 357 с.
- Миронова Н.Я., Покровская Т.Н. Лимнологическая характеристика некоторых озер Полярного Урала. — В кн.: Накопление веществ в озерах, М.: Наука, 1964, с. 102—133.
- Миронова Н.Я., Покровская Т.Н. Лимнологические исследования в западной части Большеземельской тундры. — В кн.: Типология озер, М.: Наука, 1967, с. 103—135.
- Миронова Н.Я., Рессолимо Л.Л. Озерное накопление продуктов ледниковой эрозии на Полярном Урале. — В кн.: Накопление веществ в озерах, М.: Наука, 1964, с. 148—163.
- Михайлов Б.М. Бокситы западных районов Либерийского щита. — В кн.: Генезис бокситов, М.: Недра, 1966, с. 31—46.
- Михайлов Б.М. Кора выветривания Либерийского щита. — В кн.: Геохимия осадочных пород и руд, М.: Наука, 1968, с. 48—71.
- Михайлов Б.М. Гипергенез в аридных тропиках восточной Африки. — Литол. и полезн. ископаемые, 1970, № 5, с. 3—26.
- Михайлов Б.М. Эволюция обстановок бокситонакопления в геологической истории Земли. — В кн.: Проблемы генезиса бокситов, М.: Наука, 1975, с. 41—55.
- Михайлов Б.М. Гипергенно-метасоматический генезис некоторых бокситов КМА. — Литол. и полезн. ископаемые, 1975, № 1, с. 89—99.
- Михайлов Б.М., Куликова Г.В. Фациальный анализ кор выветривания, Л.: Недра, 1977. (Тр. ВСЕГЕИ, Нов. сер., т. 228, 159 с.)
- Михайлов Б.М., Тюрин Б.А., Абрамов В.П., Большун Г.А., Вельков Д.А., Долгополов В.Ф., Ерошевский Р.И., Клець Л.В., Колокольников В.Г., Кофман Р.С., Одокут Б.Н., Патрикеев С.Г., Суханина А.Н., Федоренко О.А. и др. О степени достоверности прогноза, данного на карте бокситоносности СССР м-ба 1 : 2 500 000. — Сов. геология, 1975, № 12, с. 112—118.
- Мушкетов И.В. Физическая геология, 2-е изд. СПб., 1905, Т. 2, вып. 2, 360 с.
- Набоко С.И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. М.: Изд-во АН СССР, 1963, 172 с.
- Нагорский М.П. Генезис девонских бокситов Салаирского кряжа. — В кн.: Бокситы, их минералогия и генезис, М.: Изд-во АН СССР, 1958, с. 306—318.
- Наковник Н.И. Вертикальная зональность продуктов постмагматического метасоматизма и место в ней формации вторичных кварцитов и пропилитов. — Зап. Всесоюз. минер. о-ва, 1968, ч. 92, вып. 4, с. 394—409.
- Национальный атлас Кубы. Москва-Гавана: Глав. упр. геодез. и картогр.; 1970, 132 с.
- Немчухин В.М. Региональный зеленокаменный метаморфизм вулканогенных пород Баймакского района на Южном Урале. — В кн.: Метаморфизм горных пород главной вулканической зоны Урала, М.: Наука, 1969, с. 132—137.
- Нестеров В.Г. Общее лесоводство, М.; Л.: Гослесбумиздат, 1954, 656 с.
- Неуструев С.С. Каменные пустыни Туркестана. — Почвоведение, 1913, № 1, с. 1—19.
- Неуструев С.С. Элементы географии почв, 2-е изд. М.: Л.: Сельхозгиз, 1931, 240 с.
- Никитин К.К., Витковская И.В., Бугельский Ю.Ю. Геолого-геохимические закономерности формирования и особенности минерального состава никеленосных кор выветривания. — В кн.: Проблемы геологии минеральных месторождений, петрологии и минералогии, М.: Наука, 1969, т. 1, с. 200—213.
- Никитина А.П. Каолинизация и бёмитизация в коре выветривания хлоритовых сланцев Яковлевского месторождения КМА. — В кн.: Исследование и использование глин (Материалы совещ. во Львове 1957). Львов: Львовск. ун-т, 1958, с. 199—208.
- Никитина А.П. Древние коры выветривания кристаллического фундамента Воронежской антеклизы и их бокситоносность, М.: Наука, 1968, с. 159.
- Никитина А.П. Бокситы Курской магнитной аномалии. — В кн.: Платформенные бокситы СССР, М.: Наука, 1971, с. 69—92.
- Никитина А.П. Закономерности строения рудных залежей месторождения остаточных бокситов Европейской части СССР и различия в условиях их формирования. — В кн.: Проблемы генезиса бокситов, М.: Наука, 1975, с. 100—111.
- Николаев Н.И. Генетические типы новейших континентальных отложений. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1946, т. 21, вып. 4, с. 25—64.
- Николаев Н.И. Опыт построения генетической классификации экзогенных физико-геологических процессов. — Тр. Комис. по изуч. четвертич. периода. АН СССР, 1948, т. 7, вып. 1, с. 3—13.
- Никонов А.А. К обоснованию стратиграфии верхнеплиоценовых и четвертичных отложений Афгано-Таджикской депрессии. — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР, 1972, № 39, с. 31—49.
- Новикова А.С. Тектоника основания Восточно-Европейской платформы. Тр. ГИН АН СССР, 1971, вып. 237, 83 с.
- Оз Э. Геология / Под ред. и с доп. А.П. Павлова, 3-е изд. М.: Госиздат, 1924, 575 с.
- Огородников О.Н., Гладковский А.К. Геосинклинальные месторождения бокситов на Урале и их связь с вулканизмом, М.: Наука, 1975, с. 96.

- Окамото Г., Окура Т., Гото К. Свойства кремнезема в воде. — В кн.: Геохимия кремнезема. М.: ИЛ, 1963, с. 196—209.
- Основы геокриологии. М.: Изд-во АН СССР, 1959, ч. 1. 559 с.
- Павлов А.В. Теплообмен промерзающих и протаивающих грунтов с атмосферой. М.: Наука, 1965. 176 с.
- Павлов А.П. Генетические типы материковых образований ледниковой и послеледниковой эпохи. — Изв. Геол. ком., 1888, т. 7, № 7, с. 243—262.
- Павлов А.П. Делювий как генетический тип послетретичных отложений. — Вестн. естествозн., 1890, № 7, с. 343—350.
- Павлов А.П. О туркестанском и европейском лёссе. — Протоколы годич. засед. МОИП, 1903, № 4, с. 23—30.
- Павлов Н.В., Григорьева И.И., Цепин А.И. Хромитовые нодулы как показатели ликвидации магматического расплава. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 11, с. 29—45.
- Пастухова М.В. О процессе бокситизации обломочного алюмосиликатного материала на карбонатных породах и некоторые критерии установления осадочно-латеритного происхождения бокситов. — В кн.: Семинар по генезису бокситов: (Тез. докл.). М., 1974, с. 19—22.
- Пастухова М.В. Происхождение бокситов. — Природа, 1975а, № 6, с. 54—65.
- Пастухова М.В. Процесс бокситизации обломочного материала и его роль в образовании бокситов, залегающих на карбонатных породах. — В кн.: Проблемы генезиса бокситов. М.: Наука, 1975б, с. 78—99.
- Пастухова М.В., Теняков В.А. Сходство бокситов крупнейших месторождений мира. — Докл. АН СССР, 1977, т. 233, № 5, с. 1252—1256.
- Паундер Э. Физика льда. М.: Мир, 1967. 280 с.
- Педро Ж. Экспериментальные исследования геохимического выветривания кристаллических пород. М.: Мир., 1971. 252 с.
- Пейве А.В. Тектоника Североуральского бокситового пояса. М.: МОИП, 1947. 128 с. (Бюл. МОИП. Нов. сер.; Вып. 4(8)).
- Пейве А.В., Штрэйс Н.А. О морских палеозойских бокситах Урала. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1947, № 2, с. 145—160.
- Пельш А.Д., Чернов В.К. Фитобиологическое обследование озер Южной Карелии в связи с поисками диатомитов. — Учен. зап. ЛГУ, Сер. биол. наук, вып. 8, 1939, № 30, с. 107—150.
- Перельман А.И. Геохимия ландшафта. 2-е изд. М.: Наука, 1966. 392 с.
- Перельман А.И. Геохимия биосферы. М.: Наука, 1973. 167 с.
- Петров В.П. Основы учения о древних корах выветривания. М.: Недра, 1976. 343 с.
- Пийп Б.И. Ключевская сопка и ее извержения в 1944—1945 гг. и в прошлом. М.: Изд-во АН СССР, 1956. 311 с.
- Пиррус Э.А. Леночные глины Эстонии. Таллин: Валгус, 1968. 144 с.
- Плякин А.М. Формирование и размещение среднетиманских латеритных бокситов. — Сов. геология, 1973, № 1, с. 119—123.
- Покровская Т.Н. Первичная продукция фитопланктона в озерах Кольского полуострова. — Тр. Всесоюз. гидробиол. о-ва, 1962, т. 12, с. 359—374.
- Покровская Т.Н. Фотосинтез фитопланктона в некоторых озерах Большеземельской тундры. — В кн.: Типология озер. М.: Наука, 1967, с. 148—159.
- Покровская Т.Н. Условия, регулирующие фотосинтез фитопланктона в озерах Валдайской возвышенности. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1974, № 3, с. 89—98.
- Полинов Б.Б. Кора выветривания. Л.: АН СССР, 1934, ч. 1, с. 242.
- Полинов Б.Б. Геохимические ландшафты. — В кн.: Географические работы. М.: Изд-во АН СССР, 1952, с. 381—393.
- Пономарева В.В. Теория подзолообразовательного процесса. М.; Л.: Наука, 1964. 379 с.
- Попов А.И., Данилов И.Д., Евсеев В.П., Кривулин К.П. Четвертичные отложения Печорской низменности (генезис, возраст, стратиграфия). — В кн.: Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. М.: Изд-во МГУ, 1969, сб. 2, с. 36—40.
- Попов В.И. Фациальное развитие осадков горных склонов и подгорных пустынных равнин. — Материалы по четвертичн. периоду СССР, 1950, вып. 2, с. 192—205.
- Попов В.И. Литология кайнозойских моласс Средней Азии. Ташкент: Изд-во АН УзССР, ч. 1. 1954. 524 с. ч. 2. 1956. 312 с.
- Попов В.И. О динамических принципах фациально-палеогеографического картирования мезозойских и кайнозойских внутриконтинентальных формаций Тянь-Шаня. — В кн.: Материалы совещания по методике фациально-палеогеографического картирования кайнозойских и мезозойских осадочных формаций. Ташкент: Изд-во САГУ, 1957, с. 128—135.
- Попов В.И. Динамический принцип фациального анализа и его перспективы. — В кн.: Геология и петрография Западного Урала. Пермь, 1976, с. 7—18. (Учен. зап. Перм. ун-та, № 318).
- Попов В.И., Гряднев Н.И., Набиев К.А. Литология кайнозойских моласс Средней Азии. Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1956, ч. 3, с. 21—25.
- Попова Э.И., Соловкина Л.Н. Озера долины реки Усы. — Изв. Коми. фил. Всесоюз. геогр. о-ва, 1957, № 4, с. 13—18.
- Портнов А.М., Дубакина Л.С. Титаномагнетит из бокситов Северного Урала. — Геол. рудных месторождений, 1975, т. 17, № 6, с. 104—107.
- Портнов А.М. Галька, окатанная рудообразующими растворами. — Природа, 1978а, 3, с. 139.
- Портнов А.М. Сульфидная галька в рудных зонах гидротермальных месторождений — индикатор конвенции растворов. — Докл. АН СССР, 1978б, т. 239, № 3, с. 664—667.
- Поспелов Г.Л. Парадоксы, геолого-физическая сущность и механизмы метасоматоза. Новосибирск: Наука, 1973. 355 с.
- Приклонский В.А. Грунтоведение. М.: Госгеолтехиздат, 1955. 431 с.

- Проблемы палеоклиматологии. М.: Мир, 1968, с. 448.
- Прочухан Д.П.* Образование трещин бортового отпора в скальных породах, вызванное проходкой строительного котлована. — Информ. сб. Ленгидэпа, 1960, № 18, с. 15—18.
- Прочухан Д.П.* Трещины разгрузки в скальных основаниях высоких плотин. — Сов. геология, 1964, № 7, с. 76—83.
- Прочухан Д.П.* Остаточные напряжения в скальных массивах и возникающие при их разгрузке деформации. — В кн.: Тезисы докладов к 3-му региональному совещанию по инженерной геологии Ленинградской области. Л.: Науч.-техн. горн. о-во, 1966, с. 28—29.
- Равикович А.И.* Современные и ископаемые рифы. М.: Изд-во АН СССР, 1954, 172 с.
- Равский Э.И.* Осадконакопление и климаты Внутренней Азии в антропогене. М.: Наука, 1972, 336 с.
- Разумова В.Н.* Генезис Ново-Айдырлинского сульфидно-никелевого месторождения. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1945, т. 20, вып. 34, с. 41—45.
- Разумова В.Н.* Меловые и третичные формации западной части Центрального и Южного Казахстана. — Тр. ГИН АН СССР, 1961, вып. 46, 227 с.
- Разумова В.Н.* Древние коры выветривания и гидротермальный процесс. — Тр. ГИН АН СССР, 1977а, вып. 303, с. 155.
- Разумова В.Н.* К вопросу о природе обломочных структур бокситов. — Докл. АН СССР, 1977б, т. 236, № 1, с. 196—199.
- Разумова В.Н.* К вопросу о тектонической природе карстовых отложений никеленосных кор выветривания контактово-карстового типа. — Докл. АН СССР, 1977в, т. 235, № 1, с. 159—162.
- Разумова В.Н., Херасков Н.П.* Геологические типы кор выветривания и закономерности их размещения. — В кн.: Геологические типы кор выветривания и примеры их распространения на Южном Урале. М.: Изд-во АН СССР, 1963, (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 77.) с. 4—34.
- Ратеев М.А.* Закономерности размещения и генезис глинистых минералов в современных и древних морских бассейнах. М.: Наука, 1964, 288 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 112).
- Ремизов Н.П.* Почвы, их свойства и распространение. М.: Учпедгиз, 1952, 268 с.
- Ремизов Н.П., Погребняк П.С.* Лесное почвоведение. М.: Учпедгиз, 1965, 324 с.
- Роде А.А.* Почвообразовательный процесс и эволюция почв. М.: Госгеографгиз, 1947, 142 с.
- Роде А.А.* Почвоведение. М.: Л.: Гослесбумиздат, 1955, 524 с.
- Роде А.А.* Водный режим почв и его типы. — Почвоведение, 1956, № 4, с. 1—23.
- Роде А.А.* Водный режим почв и его регулирование. М.: Изд-во АН СССР, 1963, 118.
- Роде А.А.* Основы учения о почвенной влаге. М.: Гидрометеоиздат, 1965, 664 с.
- Родин Л.Е., Базилевич Н.И.* Динамика органического вещества и биологический круговорот в основных типах растительности. М.; Л.: Наука, 1965, 253 с.
- Родченко Ю.М.* Некоторые особенности геологического строения и достоверность результатов разведки североуральских бокситовых месторождений. — В кн.: Закономерности формирования и размещения полезных ископаемых на Урале. Свердловск, 1964, т. 3, с. 177—223. (Тр. Ин-та геол. Урал. фил. АН СССР; Вып. 64.)
- Рожкова Е.В., Горецкий Ю.К.* Современные кремневые отложения. — В кн.: Диатомиты и трепелы. М.; Л.: Госгеолиздат, 1945, т. 1, с. 4—43. (Тр. ВИМС; Вып. 177.)
- Розанов Ю.А.* О рациональном методе исследований стойкости каменных горных пород. — В кн.: Исследования физико-механических свойств горных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1958, с. 57—62 (Тр. ИГЕМ АН СССР; Вып. 13.)
- Романова Э.Е.* Мезозойско-кайнозойские коры выветривания Енисейского края: Автореф. канд. дис.: Новосибирск, 1975, 36 с.
- Романько Е.Ф., Никульшин М.И., Петров П.С., Самохвалов М.Г., Кириченко А.В.* Бокситовые месторождения района Киндия в Гвинейской Республике. — Геол. руд. месторождений, 1974, № 4, с. 92—95.
- Ронов А.Б.* Предисловие. — В кн.: Геохимия литогенеза. М.: ИЛ, 1963, с. 5—9.
- Россолимо Л.Л.* Озерное накопление кремния и его типологическое значение. М.: Наука, 1971, 103 с.
- Русинов В.А.* Геологические и физико-химические закономерности пропилитизации. М.: Наука, 1972, 204 с.
- Рухина Е.В.* Литология ледниковых отложений. Л.: Недра, 1973, 176 с.
- Самойлов О.Я.* Структура водных растворов электролитов и гидратация ионов. М.: Изд-во АН СССР, 1957а, 182 с.
- Самойлов О.Я.* Структура некоторых жидкостей. Структура водных растворов электролитов. — Журн. физ. химии, 1957б, т. 30, вып. 3: с. 53—56.
- Сапожников Д.Г.* Типы платформенных бокситов СССР, их особенности и условия образования. — В кн.: Платформенные бокситы СССР. М.: Наука, 1971, с. 320—345.
- Сапожников Д.Г., Богатырев Б.А., Барков В.В.* Бокситы и коры выветривания Гвинеи. — В кн.: Кора выветривания. М.: Наука, 1976, вып. 15, с. 3—50.
- Сапожников Д.Г., Богатырев Б.А.* Типы бокситовых месторождений Гвинейского щита. — В кн.: Кора выветривания и гипергенное рудообразование. М.: Наука, 1977, с. 188—208.
- Сапожников Д.Г., Никитина А.П., Слукин А.Д.* О связи бокситов с корой выветривания. — В кн.: Проблемы геологии минеральных месторождений, петрологии и минералогии. М.: Наука, 1969, т. 1, с. 213—225.
- Сахаров М.Н.* Факторы, регулирующие промерзание почв в лесных фитоценозах. — Почвоведение, 1945, № 8, с. 381—402.
- Семенов И.Н.* Стратиграфия антропогенных отложений Большеземельской тундры. М.: Изд-во МГУ, 1973, 159 с.
- Семенович Н.И.* Материалы к лимнологии некоторых озер Кольского полуострова. — В кн.: Кольский диатомитовый сборник. Л.: 205

- Изд-во АН СССР, 1934, с. 55—68. (Тр. Геоморфол. ин-та АН СССР; Вып. 8).
- Семенович Н.И.* Лимнологические условия накопления железистых осадков в озерах. М.: Л.: Изд-во АН СССР, 1958. 188 с.
- Семенович Н.И.* Донные отложения Ладожского озера. М.: Наука, 1966. 124 с.
- Семенович Н.И.* Донные отложения Онежского озера. М.: Наука, 1973. 104 с.
- Семенович Н.И., Курочкина А.А., Галковская Г.Ф., Штеренберг Л.Е.* Глинистые минералы в осадках Онежского озера. — Докл. АН СССР, 1973, т. 206, № 6, с. 1445—1448.
- Сергеев Е.М.* Грунтоведение. 2-е изд. М.: Изд-во МГУ, 1959. 334 с.
- Сергеева Ж.И., Костюк Б.Ф.* Бокситоносность Сосвинско-Салехардской грабен-структуры. — В кн.: Проблемы генезиса бокситов. М.: Наука, 1975, с. 181—185.
- Сергеева Л.В.* Геохимическая характеристика некоторых озерных ландшафтов Северо-Запада. — В кн.: Озера различных ландшафтов Северо-Запада СССР. Л., Наука, 1968, т. 1, с. 34—58.
- Сибирцев Н.М.* Краткий обзор главнейших почвенных типов России. — Зап. Ново-Александр. ин-та сел. хоз-ва и леса, 1898, т. 2, с. 41.
- Сибирцев Н.М.* Избранные сочинения. М.: Сельхозгиз, 1953, т. 1, 2.
- Сидоренко А.В.* Доледниковая кора выветривания Кольского полуострова. М.: Изд-во АН СССР, 1958. 108 с.
- Симонов А.Н.* К вопросу о природе включений сульфидного железа в валунных суглинках Печорской низменности. М.: ВИНТИ, 1972. (Депон. Рег. № 5172).
- Симонов А.Н.* Генезис среднеплейстоценовых валунных суглинков роговской свиты Печорской низменности: Автореф. канд. дис. М., 1973.
- Симонов А.Н.* О причинах повышенной засоленности донных морен Печорской низменности. — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР, 1974, № 42, с. 147—149.
- Синицын В.М.* Введение в палеоклиматологию. Л.: Недра, 1967. 232 с.
- Синицын В.М.* Климат латерита и боксита. Л.: Недра, 1976. 151 с.
- Сирин А.Н.* О соотношении центрального и ареального вулканизма. Наука, 1968. 196 с.
- Скиннер Б.Дж., Пек Д.Л.* Несмешивающийся сульфидный расплав с острова Гавайи. — В кн.: Магматические рудные месторождения. М.: Недра, 1973, т. 2, с. 195—207.
- Скопинцев Б.А.* Органическое вещество в природных зонах (водный гумус). — Тр. Океаногр. ин-та АН СССР, 1950, Вып. 17 (29). 290 с.
- Слукин А.Д.* Коры выветривания и бокситы Чадобецкого поднятия. М.: Наука, 1973. 126 с.
- Слукин А.Д.* Генезис бокситов в центральной части Чадобецкого поднятия. — В кн.: Кора выветривания и гипергенное рудообразование. М.: Наука, 1977, с. 174—177.
- Смирнов В.И.* Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1976. 688 с.
- Соколов Д.С.* Основные условия развития карста. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 322 с.
- Соколов И.А., Таргульян В.О.* Взаимодействие почвы и среды: почва — память и почва — момент. — В кн.: Изучение и освоение природной среды. М.: Ин-т геогр. АН СССР, 1976, с. 150—164.
- Соколов И.А., Таргульян В.О.* Взаимодействие почвы и среды: рефлекторность и сенсорность почв. — В кн.: Системные исследования природы. М.: Мысль, 1977, с. 153—170. (Вопр. геогр.; Сб. 104).
- Соколов Н.Н.* О возрасте и эволюции почв в связи с возрастом материнских пород и рельефа. — Тр. ин-та им. В.В. Докучаева АН СССР, 1932, вып. 6, с. 1—55.
- Соколова Е.И.* О комплексных соединениях железа и алюминия с низкомолекулярными органическими кислотами. — В кн.: Кора выветривания. М.: Наука, 1966, вып. 6, с. 111—141.
- Спиридонов С.Ф., Лысенков Н.И., Якупова Р.С.* Изменчивость как палеогеографический и стратиграфический критерий (на материале из Тимано-Уральской области). — В кн.: Материалы второй научной конференции молодых ученых (Геология). Уфа, 1971, с. 24—28.
- Спирин С.Л., Пасова Ф.Г., Забиров Ю.А.* Особенности строения и происхождения бокситоносных отложений в центральной части Чадобецкого поднятия на Сибирской платформе. — В кн.: Новые данные по геологии бокситов. М.: ВИМС, 1973, вып. 1, с. 25—40.
- Страхов Н.М.* Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, Т. 1. 1960. 212 с.; Т. 2. 1962. 574 с.
- Страхов Н.М.* Типы накопления марганца в современных водоемах и их значение для познания марганцеворудного процесса. — Литол. и полезн. ископаемые, 1965, № 4, с. 18—49.
- Страхов Н.М.* Развитие литогенетических идей в России и СССР. М.: Наука, 1971. 621 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 228.)
- Страхов Н.М., Бродская Н.Г., Князева Л.М., Разживина А.Н., Ратеев М.А., Сапожников Д.Г., Шишова Е.С.* Образование осадков в современных водоемах. М.: Изд-во АН СССР, 1954. с. 791.
- Страхов Н.М., Штеренберг Л.Е., Калинин В.В., Тихомирова Е.С.* Геохимия осадочного марганцеворудного процесса. М.: Наука, 1968. 495 с.
- Сумгин М.И.* Метод замораживания воды в пленочном состоянии. — В кн.: Грунты, грунтовые и гравийные дороги. М.: Трансиздат, 1932, с. 6—18.
- Сумгин М.И., Качурин С.П., Трпстихин Н.И.* Общее мерзлотоведение. М.: Изд-во АН СССР, 1940. 291 с.
- Суслов С.П.* Физическая география СССР. Азиатская часть. 2-е изд. М.: Учпедгиз, 1954. 712 с.
- Тарновский А.А.* К вопросу о литолого-геохимической характеристике субаквальных ландшафтов Карельского перешейка. — В кн.: Северо-Запад Европейской части СССР. Л.: Изд-во ЛГУ, 1968, вып. 7, с. 46—54.
- Теньков В.А.* Проблема источника и способа формирования вещества бокситов. — В кн.: Проблема генезиса бокситов. М.: Наука, 1975, с. 18—31.

- Теняков В.А., Пастухова М.В. Происхождение пизолитовых и тубулярных бокситов сверхгигантских месторождений типа Вейпы. — В кн.: Минеральные месторождения. М.: Наука, 1976, с. 134—147.
- Терновой В.И., Афанасьев Б.И., Сулимов Б.И. Роль магматических и метасоматических процессов при формировании Ковдорского массива и связанных с ним полезных ископаемых. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М.: Недра, 1975, с. 185—195.
- Тимофеев П.П. К вопросу о связи генетических типов углей с обстановками осадконакопления. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1952, № 5, с. 60—73.
- Тимофеев П.П. Литолого-фациальный и формационный анализ угленосных отложений. — В кн.: Угленосные формации и угольные месторождения. М.: Наука, 1968, с. 12—25. (Международ. геол. конгр. 23-я сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 11.)
- Тимофеев П.П. Геология и фации юрской угленосной формации Южной Сибири. — Тр. ГИН АН СССР, 1969, вып. 197. 231 с.
- Тимофеев П.П. Некоторые вопросы литолого-фациального анализа осадочных отложений. — В кн.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М.: Наука, 1975, с. 182—190.
- Тимофеев П.П., Боголюбова Л.И. Фации и изменение глинистых минералов в торфяниках Рионского межгорного прогиба. — Литол. и полезн. ископаемые, 1972, № 4, с. 48—75.
- Тимофеев П.П., Цеховский Ю.Г., Феофилова А.П. Почвенный диагенез и его роль в формировании осадочных пород. — Литол. и полезн. ископаемые, 1977, № 4, с. 18—39.
- Ткаченко К.Д. Баланс влаги в зоне аэрации. Киев: Наук. думка, 1965. 144 с.
- Ткаченко М.Е. Общее лесоводство. М.; Л.: Гослесбумиздат, 1952. 600 с.
- Тюрин Б.А. Геохимические особенности распределения титана в бокситах и глинах Амангельдинского бокситового района и их генезис. — В кн.: Кора выветривания. М.: Наука, 1963, вып. 6, с. 154—166.
- Тюрин Б.А. Платформенные бокситы на территории Казахстана. — В кн.: Платформенные бокситы СССР. М.: Наука, 1971, с. 152—191.
- Ушатинский И.Н., Боровский В.В. Бокситы Шучинского синклиория (Полярный Урал). — Сов. геология, 1977, № 6, с. 59—74.
- Федорова Е.И. Озерное железнакопление в пределах Балтийского кристаллического щита. — В кн.: Накопление вещества в озерах. М.: Наука, 1964, с. 164—193.
- Федосов А.К. Механические процессы в грунтах при замерзании жидкой фазы. — Тр. ИГН АН СССР. Сер. инж. геол., 1940, вып. 35 (№ 4), с. 1—41.
- Ферсман А.Е. О характере гипергенных процессов в местностях с пустынным климатом. — Докл. Рос. АН. Сер. А, 1924, июль — сент., с. 97—98.
- Филипповская Т.Б., Комиссаров П.Е., Дубинчук В.Т. Минералогия бокситов Северо-Онежского месторождения. — В кн.: Новые данные по геологии бокситов. М.: Недра, 1973, вып. 1, с. 118—123.
- Фогельман Н.А. Тектоника мезозойского сводового поднятия Забайкалья и закономерности размещения в его пределах золоторудных месторождений. — Тр. ЦНИГРИ, 1968, вып. 84, с. 196.
- Формозова Л.Н. Железные руды Северного Приаралья. — Тр. ГИН АН СССР, 1959, вып. 20. 447 с.
- Формозова Л.Н. Фациальные типы оолитовых железных руд. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1960, т. 3, с. 176—182.
- Формозова Л.Н. Условия образования оолитовых железных руд в нижнем палеозое и докембрии. — Тр. ГИН АН СССР, 1962, вып. 70. 175 с.
- Формозова Л.Н. Закономерности образования вулканогенно-осадочных руд железа. — В кн.: Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. М.: Наука, 1968, т. 3, с. 7—148.
- Фридланд В.М. О почвах холмистых территорий Северного Вьетнама. — Почвоведение, 1961, № 12, с. 57—74.
- Фридланд В.М. Почвы и коры выветривания влажных тропиков. М.: Наука, 1964.
- Фролов В.Т. Опыт выделения и систематики генетических типов морских отложений. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1968, № 6, с. 29—41.
- Фролов В.Т. Генетические типы морских отложений и их парагенетические ассоциации. — В кн.: Состояние и задачи советской литологии. М.: Наука, 1970, т. 3, с. 236—242.
- Хатчинсон Д.Э. Лимнология. М.: Прогресс, 1969. 592 с.
- Хворова И.В. Геосинклинальные кремнеобломочные породы и условия их формирования. — Литол. и полезн. ископаемые, 1974, № 2, с. 36—48.
- Хорикоси Е., Сато Т. Вулканическая деятельность и рудные месторождения на руднике Косака. М.: Мир, 1973. 215 с.
- Цеховский Ю.Г. О генетической классификации бокситовых толщ Аркалыкского месторождения. — В кн.: Проблемы генезиса бокситов. М.: Наука, 1975, с. 210—225.
- Цитович Н.А. О незамерзающей воде в рыхлых горных породах. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1947, № 3, с. 25—32.
- Чернышев С.Н. О водопроницаемости трещиноватых пород в зоне разгрузки и выветривания. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1965, т. 4, с. 131—132.
- Черняховский А.Г. О происхождении среднеазиатских лёссов. — Бюл. Ком. по изуч. четвертич. периода, АН СССР, 1966а, № 31, с. 21—31.
- Черняховский А.Г. Современное лёссообразование в высокогорных степях внутреннего Тянь-Шаня. — В кн.: Современный и четвертичный континентальный литогенез. М.: Наука, 1966б, с. 17—34.
- Черняховский А.Г. Элювий и продукты его перераспределения. — Тр. ГИН АН СССР, 1966в, вып. 145, с. 177.
- Черняховский А.Г. Некоторые вопросы физического и физико-химического выветривания

- ния горных пород. — В кн.: Кора выветривания. М.: Наука, 1968, вып. 10, с. 18–29.
- Черняховский А.Г. Четвертичный элювий лесных ландшафтов Кавказа. — Докл. АН СССР, 1969, т. 184, № 1, с. 191–194.
- Черняховский А.Г. Динамика процесса формирования коры выветривания голоценовых отложений в Приморской Аджарии. — Докл. АН СССР, 1973, т. 209, № 3, с. 695–698.
- Черняховский А.Г. Гиббсит в коре выветривания Приморской Аджарии. — Литол. и полезн. ископаемые, 1974а, № 1, с. 45–53.
- Черняховский А.Г. Принципиальная схема географической зональности элювиального процесса. — В кн.: Кора выветривания. М.: Наука, 1974б, вып. 14, с. 158–165.
- Черняховский А.Г. Выветривание гипербазитов в тропиках. — Докл. АН СССР, 1978, т. 237, № 1, с. 187–190.
- Черняховский А.Г., Градусов Б.П. Генезис и природа каолинового продукта выветривания. — Докл. АН СССР, 1976, т. 227, № 4, с. 972–974.
- Черняховский А.Г., Градусов Б.П. Почвенно-элювиальный процесс и его роль в гумидном литогенезе современного континентального блока. — Литол. и полезн. ископаемые, 1977, № 1, с. 37–54.
- Черняховский А.Г., Градусов Б.П., Макарова О.В. Генезис каолинит-смектитов в корях выветривания. — Литол. и полезн. ископаемые, 1975а, № 4, с. 50–63.
- Черняховский А.Г., Градусов Б.П., Макарова О.В. Генетико-географические аспекты накопления каолинит-смектитовых образований. — Докл. АН СССР, 1975б, т. 221, № 4, с. 935–937.
- Черняховский А.Г., Градусов Б.П., Чижикова Н.П. Типизация, генезис и география современных кор выветривания. — Литол. и полезн. ископаемые, 1976, № 2, с. 47–63.
- Черняховский А.Г., Пеньяльвер Л. Некоторые закономерности возникновения и распространения гиббсита и бёмита в корях выветривания и четвертичных отложениях Кубы. — Литол. и полезн. ископаемые, 1976, № 1, с. 77–88.
- Черняховский А.Г., Пеньяльвер Л. Особенности литогенеза в условиях тропического климата (на примере четвертичных отложений Кубы). — Литол. и полезн. ископаемые, 1977, № 5, с. 58–72.
- Чухров Ф.В. Коллоиды в земной коре. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 671 с.
- Чухров Ф.В. Происхождение гематита термально-осадочных месторождений. — В кн.: Гипергенные окислы железа. М.: Наука, 1975, с. 122–126.
- Шанцер Е.В. Генетические типы четвертичных континентальных осадочных образований. — В кн.: Материалы по четвертичному периоду СССР. М.: АН СССР, 1950, вып. 2, с. 178–191.
- Шанцер Е.В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит. — Тр. ИГН АН СССР. Сер. геол. 1951, вып. 135, № 55. 275 с.
- Шанцер Е.В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. — Тр. ГИН АН СССР, 1966, вып. 161. 239 с.
- Шанцер Е.В. Некоторые вопросы геологии антропогена центральной части Великих равнин США и сопредельных районов. — В кн.: VII конгресс Международной ассоциации по изучению четвертичного периода: Научные итоги и материалы. М.: Наука, 1967, с. 59–90.
- Шанцер Е.В., Лазаренко А.А. Элювиальный мелкозем как исходный продукт для образования лёссов и лёссовидных пород Средней Азии. — В кн.: Труды Международного симпозиума по литологии и генезису лёссовых пород. Ташкент: Фан, 1970, т. 1, с. 54–61.
- Шатский Н.С. О сравнительной тектонике Северной Америки и восточной Европы. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1945, № 4, с. 10–26.
- Шатский Н.С. Парагенезы осадочных и вулканогенных пород и формаций. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 5, с. 8–23.
- Шатский Н.С. Геологические формации и осадочные полезные ископаемые. — Избр. труды. М.: Наука, 1965. Т. 3. О закономерностях размещения рудных месторождений в платформенных областях, с. 121–131.
- Шибистов Б.В. К генезису латеритных бокситов. — В кн.: Неметаллические полезные ископаемые коры выветривания. М.: Наука, 1977а, с. 93–107.
- Шибистов Б.В. О типах латеритной коры выветривания. — В кн.: Коры выветривания и гипергенное рудообразование. М.: Наука, 1977б, с. 208–215.
- Шнайдер М.С., Шнайдер А.А. О генезисе брекчиевидных текстур сульфидных руд (на примере месторождений Рудного Алтая). — В кн.: Геология и разведка месторождений полезных ископаемых Забайкалья. Чита, 1968, с. 84–86.
- Шнейдерхён Г. Явления конвергенции магматических и осадочных месторождений. — В кн.: Рудные регенерированные месторождения. М.: ИЛ, 1957, с. 82–95.
- Штеренберг Л.Е. О биогенных структурах в марганцевых рудах. — Микробиология, 1967, т. 36, вып. 4, с. 110–112.
- Штеренберг Л.Е. О так называемых лептохлоридах (гидроферрихлоридах). — Докл. АН СССР, 1973, т. 211, № 2, с. 430–433.
- Штеренберг Л.Е., Базилевская Е.С., Чигирева Т.А. Карбонаты марганца и железа в донных отложениях озера Пуннус-Ярви. — Докл. АН СССР, 1966, т. 170, № 3, с. 691–694.
- Штеренберг Л.Е., Берхин С.И., Муравейская В.Г. К методу изучения карбонатных марганцевых руд. — Геол. рудных месторождений, 1962, № 2, с. 102–108.
- Штеренберг Л.Е., Горина К.С., Канакина М.А., Коренева Е.В. Формы железа в современных отложениях озера Пуннус-Ярви. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 3, с. 93–101.
- Штеренберг Л.Е., Гречин В.И., Соловьев А.А., Шурин Г.Н. К методике окрашивания кар-

- богатых пород. — Литол. и полезн. ископаемые, 1972, № 5, с. 127—132.
- Штеренберг Л.Е., Дмитрик А.Л., Нестеренко И.П. О роли микроорганизмов в образовании железо-марганцевых конкреций (на примере озера Пуннус-Ярви). — Изв. АН СССР, Сер. геол., 1969, № 1, с. 97—111.
- Штеренберг Л.Е., Дубинина Г.А., Степанова К.А. Особенности образования Fe—Mn руд уплотненной формы. — В кн.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М.: Наука, 1975, с. 166—181.
- Штеренберг Л.Е., Калашникова Н.А., Нактинас Е.М. К методу определения форм железа в природных водах. — Литол. и полезн. ископаемые, 1976, № 5, с. 135—139.
- Штеренберг Л.Е., Степанова К.А., Стравинская Е.А., Уранова О.В. Микроконкреции из профундали озера Пуннус-Ярви. — Литол. и полезн. ископаемые, 1968, № 6, с. 105—113.
- Штеренберг Л.Е., Степанова К.А., Уранова О.В. Окисно-карбонатные руды Чиатурского месторождения и возможный путь их образования. — Геол. руд. месторождений, 1971, № 4, с. 68—77.
- Штеренберг Л.Е., Стравинская Е.А., Уранова О.В. Основные процессы, контролирующие рудообразование в озерах северной лесной зоны (на примере оз. Пуннус-Ярви). — Литол. и полезн. ископаемые, 1970, № 1, с. 241—242.
- Шульц С.С. (мл.), Торшин Н.С., Малова Э.В. Минеральный состав палеозойских бокситов и бокситовых пород Южного Тянь-Шаня. — В кн.: Геология и генезис бокситов СССР. Л.: Недра, 1976, с. 45—56 (Тр./ВСЕГЕИ, Нов. сер., т. 209).
- Шумский П.А. Строение природных льдов. — Изв. Всесоюз. геогр. о-ва, 1954, т. 86, вып. 1, с. 20—33.
- Шумский П.П. О нарастании кристаллов льда на твердое основание. — В кн.: Вопросы геологии Азии, М.: Изд-во АН СССР, 1955, т. 2, с. 565—595.
- Юдкевич А.И. О гранулометрическом составе пород роговской свиты среднего течения р. Печоры в связи с условиями их формирования. — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР, 1974, № 42, с. 99—107.
- Юсупова С.М. Минералогические особенности лёссов Вахшской долины. Сталинабад: Тадж. ун-т, 1958. 201 с.
- Яковлев С.А. Основы геологии четвертичных отложений Русской равнины. — Тр. ВСЕГЕИ, Нов. сер., 1951, вып. 17. 314 с.
- Яковлева С.В. Главный путь распространения молодых оледенений на северо-западе Русской равнины по данным литологического изучения морен. — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР, 1965, № 28, с. 147—153.
- Якушев В.М. Полезные ископаемые остаточной формации зоны саванн республики Мадагаскар. — В кн.: Рудоносные коры выветривания, М.: Наука, 1974, с. 284—290.
- Яншин А.Л. Вулканизм и осадочное рудообразование. — Бюл. МОИП, Отд. геол., 1968, т. 4, с. 112—120.
- Alexander F.E.S. Observations on tropical weathering: a study of the movement of iron, aluminium and silicon in weathering rocks at Singapore. — Quart. J. Geol. Soc. London, 1959, vol. 115, pt 2, N 458, p. 123—144.
- Allan R.J. Lake sediment: A medium for regional geochemical exploration of the Canadian Shield. — Can. Mining and Met. Bull., 1971, vol. 64, N 715, p. 43—59.
- Allan R.J., Cameron E.M., Durham C.C. Lake geochemistry; a low sample density technique for reconnaissance geochemical exploration and mapping of the Canadian Shield. — Proc. Intern. Geochem. Explor. Symp., 1972, N 4, p. 131—160.
- Allan R.J. Metal contents of Lake sediment cores from established mining areas: an interface of exploration and environmental geochemistry. — Pap. Geol. Surv. Can., 1974a, N 74—1, pt B, p. 43—49.
- Allan R.J. Trace metal dispersion in an Arctic Desert Landscape: a Pb—Zn deposit on Little Cornwallis Island, District of Franklin. — Pap. Geol. Surv. Can., 1974b, N 74—1, pt B, p. 51—56.
- Armstrong T.A., Schindler D.W. Preliminary chemical characterization of water in the Experimental Lakes Area, Northwestern Ontario. — J. Fish. Res. Board Can., 1971, vol. 28, N 2, p. 171—187.
- Bauer V.F. Kalkabsätze unter Kalkalpenglischen und ihre Bedeutung für die Altersbestimmung heute Gletscherfrei werden der Karrenformen. — Z. Gletscher. und Glazialgeol., 1961, Bd. 4, N 3, S. 215—225.
- Bjække T., Dypvik H. Quaternary "stromatolitic" limestone of subglacial origin from Scandinavia. — J. Sediment. Petrol., 1977, vol. 47, N 3, p. 1321—1327.
- Bogacki M. Geomorphological and geological analysis of the proglacial area of Skeidarar jökull Central western and eastern sections. — Geogr. pol., 1973, N 26, p. 57—88.
- Boulton G.S. On the deposition of subglacial and melt-out tills at the margins of certain Svalbard glaciers. — J. Glaciol., 1970, vol. 9, N 56, p. 231—245.
- Boulton G.S. Till genesis and fabric in Svalbard, Spitzbergen. — In: Till Symposium. Ohio: State Univ. Press, 1971, p. 41—72.
- Boulton G.S. Modern Arctic glaciers as depositional model for former ice sheets. — J. Geol. Soc., 1972, vol. 128, pt 4, p. 361—393.
- Brunskill G., Povoledo D., Graham B., Stainton M. Chemistry of Surface sediments lake Area, Northwestern Ontario. — J. Fish. Res. Board Can., 1971, vol. 28, p. 277—294.
- Carruthers R.C. On the northern glacial drift. — Quart. J. Geol. Soc. London, 1939, vol. 95.
- Carruthers R.C. Glacial drifts and the undermelt theory. Newcastle, 1953.
- Chamberlin T.C. Glacial studies in Greenland. — J. Geol., 1895, vol. 3, N 1, p. 3—7.
- Chernyakhovsky A.G., Gradusov B.P., Chizhikova N.P. Types of recent weathering crust and their distribution. — Geoderma, 1976, vol. 16, p. 235—255.
- Collins W.D., Love S.K. Quality of surface waters of the United States. — U.S. Geol. Surv. Water. — Supply, 1944, Pap. 950.

- Correns C.W.** The experimental chemical weathering of silicates. — *Clay Miner.*, 1961, vol. 26, N 4, p. 249–265.
- Could H.R., Budinger T.F.** Control of sedimentation and bottom configuration by convection current, Lake Washington. — *J. Mar. Res.*, 1958, vol. 17, p. 183–196.
- Cucuzza-Silvestri S.** Proposal for a genetic classification of hyaloclastites. — *Bull. volcanol.*, 1963, t. 25, p. 315–321.
- Dean W.** Fe-Mn oxidate crusts in Onieda lake. Conf. Great Lakes Res. Proc., N.Y., 1970, N 13, p. 217–226.
- Dean W., Gorham E.** Major chemical and mineral components of profundale surface sediments in Minnesota lakes. — *Limnol. and Oceanogr.*, 1976, vol. 57, N 7/8, p. 259–284.
- Dreimanis A., Vagners U.J.** Lithologic relation of till to bedrock. — In: *Quaternary Geology and Climate*. Washington: Nat. Acad. Sci. Publ., 1963, p. 93–98.
- Dreimanis A.** Processes of till investigations in North America a general review. — In: *Till Symposium*. Ohio: State Univ. Press, 1971, p. 27–31.
- Drygalski E.V.** Grönland-Expedition der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin. Berlin, 1897.
- Eardley-Wilmont V.L.** Diatomite, its occurrence, preparation, and its uses. Ottawa: Can. Dept. Mines, Mines Branch., 1928, Publ., N 691, p. 1–182.
- Einarsson Th.** The Heimaoy Eruption. — In: *Words and Pictures Heimskringla*. Reykjavik, 1974.
- Elsom J.A.** The geology of till. — *Proc. 14th Can. Soil Mech. Conf. Nat. Res. Council*, 1961, N 69, p. 23–28.
- Fields M.A., Swindale J.D.** Chemical weathering of silicates in soil formation. — *N.Z.J. Sci. Techn.*, 1954, vol. 36, p. 28–35.
- Ford D.C., Fuller P.C., Drake S.L.** Calcite precipitates at the soles of temperature glaciers. — *Nature*, 1970, vol. 226, N 5244, p. 441.
- Goldthwait R.P.** Glacial till in New Hampshire. — *Miner. Res. Surv.*, 1948, pt 10, p. 345–372.
- Goldthwait R.P.** Introduction to till today. — In: *Till Symposium*. Ohio: State Univ. Press, 1971, p. 3–21.
- Goldthwait R.P.** Till deposition versus glacial erosion. Ohio: State Univ. Press, 1973, p. 41–88.
- Gustavson T.C.** Bathymetry and sediment distribution in proglacial Malaspán Lake, Alaska. — *J. Sediment. Petrol.*, 1975, vol. 45, N 2, p. 450–461.
- Hallet B.** Deposits formed by subglacial precipitation of CaCO_3 . — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1976, vol. 87, p. 1003–1015.
- Harrison W.** Original bedrock composition of Wisconsin till in central Indiana. — *J. Sediment. Petrol.*, 1960, vol. 30, N 3, p. 432–440.
- Harriss R.C., Troup A.G.** Freshwater ferromanganese concretions: Chemistry and internal structure. — *Science*, 1969, vol. 166, N 3904, p. 604–606.
- Holmes C.D.** Evolution of till-stone shapes, central New York. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1960, vol. 71, p. 1645–1660.
- Honnorez I.** Sur l'origine des hyaloclastites (note préliminaire). — *Bull. Soc. belge. Geol. Paléontol., Hydrol.*, 1961, vol. 70, p. 407–412.
- Hoppe G.** Subglacial sedimentation with examples from northern Sweden. — *Geogr. ann.*, 1963, vol. 45, N 1, p. 41–51.
- Jonasson I.R.** Detailed hidrogeochemistry of two small lakes in the Grenvill geological province. — *Geol. Surv. Pap.*, 1976, N 76, p. 13–20.
- Jonasson P.M., Adalsteinsson H., Hunding C., Lindegaard C., Olafsson I.** Limnology of Iceland. Danish limnology. — *Folia limnol. scand.*, 1977, vol. 17, p. 55–15.
- Kers L.E.** For komster av sunglacial utfalld kalksten i solna samt i gardvik, Västerbottens lön. — *Geol. fören. Stockholm förhandl.*, 1964, bd. 86, s. 255–242.
- Kindle E.M.** Lacustrine concretions of manganese. — *Amer. J. Sci.*, 1932, vol. 24, p. 496–504.
- Kindle E.M.** Manganese concretions in Scotia Lakes. — *Trans. Roy. Soc. Can. Sec.*, vol. 4, 1935, vol. 29, p. 163–180.
- Kindle E.M.** The occurrence of lake bottoms manganiferous deposits in Canada Lakes. — *Econ. Geol.*, 1936, vol. 31, N 7, p. 755–760.
- Kreislinger A.** Bestspannung und Entspannung im Gesteine. — *Geol. und Bauw.*, 1958, Bd. 24, N 2, S. 35–41.
- Kunze G.W., Knowles L.J., Kitano J.** The distribution and mineralogy of clay minerals in Taku estuari of southeastern Alaska. — *Mar. Geol.*, 1968, vol. 6, N 6, p. 435–448.
- Lavrushin Y.A.** Dinamische Fazies und Subfazies der Grundmoräne. — *Z. angew. Geol.*, 1971, Bd. 17, H. 8, S. 337–343.
- Levinson A.A., Brain H., Reeder S.W.** Major element composition on the Mackenzie river of Norman Wells, N.W.T. Canada. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1969, vol. 33, N 1, p. 133–137.
- Livingstone D.A.** Data geochemistry sixth Edition chapter G. Chemical composition of river and lakes. — *Geol. Surv. Profess. Pap.*, 1963, N 44-G.
- Lund J.W.G.** The seasonal cycle of the plancton diatom. *Melosira italica*. — *J. Ecol.*, 1954, vol. 42, p. 151–170.
- Manheim F.T.** Manganese-iron accumulations in the shallow marine environment. — In: *Marine Geochemistry*. Narragansett: Marine Lab. Univ. Rhode Islands, 1965, p. 217–275.
- Marcussen I.** Studies on flow till in Denmark. — *Boreas*, 1973, N 2.
- Marcussen I.** Distinguishing between bedgement till and flow till in Weichselian deposits. — *Boreas*, 1975, N 4.
- Mickelson D.M.** Nature and rate of basal till deposition in a stagnating ice mass, Burroughs glacier, Alaska. — *Arct. and Alp. Res.*, 1973, vol. 5, N 1, p. 17–27.
- Mooze I.G.** Pillow lava in a historic lava from Hualalai Volcano, Hawaii. — *J. Geol.*, 1970, vol. 78, N 2, p. 239–243.
- Okko V.** Glacial drift in Iceland. — *Bull. Commis. geol. Finl.*, 1954, vol. 154, p.
- Oliver D.R.** A limnological investigation of a Large Arctic lake, Wetting lake, Baffin island. — *Arctic*, 1969, vol. 17, N 2, p. 69–84.
- Pedro G., Jarnagne M., Begon J.C.** Mineral interactions and transformation in relation to pedogenesis during the quaternary. — *Soil. Sci.*, 1969, vol. 107, N 6, p. 59–65.
- Richter K.** Studien über fossile Gletscherstruktur. — *Z. Gletscherk.*, 1929, Bd. 17, H. 1/3, S. 35–39.

- Riquier J.* Les phytolithes de certains sols tropicaux: et des Podzols. — Soil Sci., 1960, N 4, p. 425—431.
- Roth E.S.* Temperature and water content as factors in desert weathering. — J. Geol., 1965, vol. 73, N 3, p. 454—468.
- Schaettle M., Fredman G.* Freshwater iron-manganese nodules in lake George, New York. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1971, vol. 82, N 1, p. 101—110.
- Sitler R.F., Chapman C.A.* Microfabrics of till from Ohio and Pennsylvania. — J. Sediment. Petrol., 1955, vol. 25, N 4, p. 262—269.
- Sitler R.F.* Glacial till in oriented thin sections. — In: International Geological Congress: Repts of the 23rd Session, Czechoslovakia, Prague: Academia, 1968, vol. 8, p. 157—163.
- Slater G.* Studies in the drift deposit of the south-western part of Suffolk. — Proc. Geol. America, 1927, vol. 38, pt 2, p. 157—187.
- Sozanski A.C., Cronan D.S.* Differentiation of morphology of ferromanganese oxide concretions in Shebandowan Lakes Ontario. — Limnol. and Oceanogr., 1976, vol. 21, N 6, p. 894—898.
- Swain F.M.* Limnology and amino acid content of some lake deposits in Minnesota Montana, Nevada and Louisiana. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1961, vol. 72, N 4, p. 519—546.
- Swain F.M., Paulsen G.W., Ting F.* Chorinoid and Flevinoid pigments from Aquatic plants and associated lake and bay sediments. — J. Sediment. Petrol., 1964, vol. 34, N 3, p. 561—598.
- Taylor G.K., Hyghes G.W.* Biogenesis of Renneil Bauxite. — Econ. Geol., 1975, vol. 70, N 3, p. 114—121.
- Tarasmae J.* Notes on Lacustrine manganese-iron concretions. — Pap. Geol., Surv. Can., 1971, N 70—69, p. 103—109.
- Thorarinsson S.* Laxargljufur and Laxarhaun. A Tephrochronological study. — Misc. pap. Reykjavik. 1951, N 2, p. 1—84.
- Thorarinsson S.* Eiduk i Oskju (Askja on fire). Reykjavik: Almenna Bokafélagid 1963a.
- Thorarinsson S.* Some new aspects of the Grimsvót problem. — Misc. pap. Reykjavik, 1963b, N 8, p. 267—274.
- Thorarinsson S.* Surtsey. The New Islands in the North Atlantic. Reykjavik: Almenna Bokafélagid. 1966.
- Thorarinsson S.* Hekla and Katla. The share of acid and intermediate lava and tephra in the volcanic products through the geological history of Iceland. — Misc. pap. Reykjavik. 1967a, vol. 52, p. 190—199.
- Thorarinsson S.* Skaftareldar og Lakagigar. The Lakagigar eruption of 1783. — Misc. pap. Reykjavik. 1967b, vol. 54, p. 27—57.
- Thorarinsson S.* The Eruption of Hekla 1947—1948. Reykjavik, 1967c.
- Thorarinsson S.* Ignimbrit i Thorsmörk: A Pleistocene ignimbrite in Thorsmörk. — Misc. pap. Reykjavik, 1970, 59, p. 139—155.
- Twenhoffel W.H.* The sediments of Crystal Lake of oligotrophic lake in Vilascountry, Wisconsin. — Amer. J. Sci., 1939, vol. 237, N 4, 231—252.
- Twenhoffel W.H., McKelvey V.E., Carter S.A., Nelson H.* The sediments of four Wood Land Lakes, Vilascountry, Wisconsin. — Amer. J. Sci., 1944, vol. 242, N 1, p. 19—44.
- Twenhoffel W.H., Feray D.E.* Bottom sediments of Green Lakes, Wisconsin. — J. Sediment. Petrol., 1945, vol. 15, N 3, p. 93—102.
- Twenhoffel W.H., McKelvey V.E., Nelson H.F., Feray D.E.* Sediments of Trout Lake, Wisconsin. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1945, vol. 56, N 12, p. 1099—1142.
- Walker G.P.L.* Geology of the Reydarfjörður area, Eastern Iceland. — Quart. J. Geol. Soc. London, 1959, vol. 114, pt 3, N 455, p. 367—393.
- Waters A.C.* Determining direction of flow in basalt. — Amer. J. Sci., 1960, vol. 258-A, p. 350—366.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
Некоторые общие вопросы учения о генетических типах отложений (Е.В. Шанцер)	5
Климатическая зональность элювиального процесса (А.Г. Черняховский)	28
К вопросу о происхождении бокситов (В.Н. Разумова)	60
Характерные черты некоторых генетических типов континентальных отложений вулканических областей (А.Р. Гептнер)	94
Некоторые общие вопросы моренного седиментогенеза (Ю.А. Лаврушин)	123
Особенности ледового литогенеза в обстановке активного вулканизма (А.Р. Гептнер)	136
Карбонаты в основных моренах плейстоценовых материковых оледенений (Ю.А. Лаврушин, Ю.К. Голубев)	147
О формировании некоторых специфических черт вещественного состава средне- и верхнеплейстоценовых донных морен севера Печорской низменности (А.Н. Симонов)	156
Основные черты осадконакопления и диагенеза в озерах северной гумидной зоны (Л.Е. Штеренберг)	167
Основные черты строения и неотектоники лёссовой формации Таджикской депрессии в связи с вопросами ее генезиса (А.А. Лазаренко)	186
Литература	195

CONTENTS

Foreword	3
Some general problems of the study on genetic types of deposits (E.V. Shantser)	5
Climatic zonation of the eluvial process (A.G. Chernyakhovsky)	28
To the problem of the origin of bauxites (V.N. Razumova)	60
Characteristic features of some genetic types of continental deposits of volcanic areas (A.R. Geptner)	94
Some general problems of morainic sedimentogenesis (Yu.A. Lavrushin)	123
Peculiarities of ice lithogenesis under conditions of active volcanism (A.R. Geptner)	136
Carbonates in ground moraines of continental glaciations (Yu.A. Lavrushin, Yu.K. Golubev)	147
On formation of some specific features of the material composition of Middle- and Upper Pleistocene ground moraines in the north of the Pechora lowland (A.N. Simonov)	156
The main features of sedimentation and diagenesis in lakes of the northern humid zone (L.E. Shterenberg)	167
The main features of structure and neotectonics of the loess formation of the Tajik depression relative to problems of its genesis (A.A. Lazarenko)	186
Bibliography	195

ПРОЦЕССЫ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ЛИТОГЕНЕЗА

Утверждено к печати Ордена Трудового Красного Знамени Геологическим институтом

Редактор издательства И.М. Ерофеева. Художественный редактор И.Ю. Нестерова
Технический редактор Н.М. Бурова

ИБ № 17118

Подписано к печати 03.06.80. Т-08550. Формат 70 × 108 1/16. Бумага офсетная № 1. Печать офсетная
Усл.печ.л. 18,6 + 0,8 вкл. Уч.-изд.л. 22,3. Тираж 1150 экз. Тип. зак. 1168. Цена 3 р. 40 к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

3 р. 40 к.

24-10

П1

Бб1П-350