

Э.Д. ЕРШОВ

КРИОЛИТО- ГЕНЕЗ

Э. Д. Ершов

**криолито-
генез**

4071



МОСКВА
НЕДРА
1982



Рассмотрены основные положения теории криолитогенеза, формирующейся на стыке литологии и геокриологии. Вскрыты отличительные особенности, основные закономерности и общая направленность развития литогенетического процесса в области развития мерзлых пород на стадиях переноса осадочного материала, осадкообразования и преобразования континентальных и бассейновых осадков в породу. Показана роль криогенных процессов в формировании мерзлых осадочных пород и полезных ископаемых криолитозоны. Рассмотрены специфика состава, криогенного строения и свойств мерзлых осадочных образований.

Для геологов, занимающихся изучением мерзлых осадочных пород, мерзлотоведов, литологов и инженеров-геологов.

Табл. 15, ил. 74, список лит. — 50 назв.

Рецензент — чл.-корр. АН СССР П. Ф. Швецов
(ВСЕГИНГЕО)

ПРЕДИСЛОВИЕ

Интенсивное освоение районов Сибири и Крайнего Севера, вызванное решением крупных народнохозяйственных задач, поставленных перед нашей страной XXVI съездом КПСС, требует углубленных теоретических и экспериментальных исследований в области криолитологии.

Криолитология как самостоятельная геологическая дисциплина о мерзлых и бывших в мерзлом состоянии осадочных породах возникла благодаря существенному прогрессу в изучении осадочных образований, достигнутому в литологии и мерзлотоведении. Основой этого нового научного направления является учение о криолитогенезе, выясняющее наиболее общие и существенные геологические закономерности процесса осадочного породообразования в криолитозоне. Теория криолитогенеза при этом в первую очередь выясняет самые общие законы формирования дисперсности и химико-минерального состава, структурно-текстурные особенности и строение мерзлых осадочных пород на основе изучения химических, физико-химических и физико-механических процессов, развивающихся в осадочных породах криолитозоны в ходе их стадийного преобразования. Основываясь на этом, а также на исследовании различных геолого-географических типов и вариантов криолитогенеза, особенностей их размещения на планете и эволюции криолитогенеза в истории Земли, представляется возможным установление закономерностей формирования и распространения полезных ископаемых в осадочных мерзлых (или бывших в мерзлом состоянии) породах.

В настоящее время еще многие вопросы теории криолитогенеза недостаточно исследованы и требуют дальнейшего углубленного изучения. Однако уже четко определились круг основных задач и вопросов криолитологии, научная и практическая значимость ее, объект исследования. Кроме того, разрабатываются собственные методы изучения мерзлых осадочных пород. Поэтому обобщение накопленного фактического материала, теоретических разработок и представление их в виде единых и непротиворечивых основ криолитологии является необходимым и актуальным.

ОБЩИЕ ПОЛОЖЕНИЯ И СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ КРИОЛИТОГЕНЕЗА

ОБЪЕКТ, ЗАДАЧИ И СОСТАВНЫЕ ЧАСТИ КРИОЛИТОЛОГИИ

Объектом исследования криолитологии являются мерзлые или бывшие в мерзлом состоянии осадочные горные породы. Скопления льда и снега также рассматриваются как горные породы, а лед — как специфический минерал. Криолитология в полной мере использует методологические, методические и теоретические разработки, методы и результаты не только литологии и мерзлотоведения, но и целого ряда смежных геологических дисциплин, таких как: стратиграфия, геотектоника, историческая и региональная геология, четвертичная геология, геохимия, минералогия, учение о полезных ископаемых и др.

Весьма существенны взаимосвязи криолитологии с грунтоведением, инженерной геологией и гидрогеологией, поскольку этими дисциплинами накоплены фундаментальные результаты по взаимодействию горных пород с подземными водами, данные по строению и свойствам осадочных пород и по их диагенетическим преобразованиям. В высшей степени важными оказываются также связи криолитологии с фундаментальными науками: физикой, химией, механикой, а также с серией географических и биолого-почвенных наук: гляциологией, океанографией, климатологией, палеогеографией, почвоведением и др. (рис. 1).

Одновременно с этим криолитология обладает уже и своими собственными методами. Это методы мерзлотно-фациального, мерзлотно-формационного и мерзлотно-стадиального анализов. В самом общем представлении целью криолитологии является изучение геологических закономерностей образования и развития состава, строения и свойств осадочных сезонно- и многолетнемерзлых пород. В качестве основных задач, отражающих одновременно и основные направления (составные части) криолитологии, можно выделить следующие:

1) изучение вещественного состава, структурно-текстурных особенностей и физических свойств мерзлых осадочных пород (петрография осадочных мерзлых пород);

2) изучение генетических типов и фаций мерзлых осадочных пород с целью установления генезиса, а также механизма и ландшафтно-геоморфологических условий образования осадка (мерзлотно-фациальный анализ);

3) изучение формаций (комплексов фаций) осадочных мерзлых пород, т. е. географических и геологических условий образования осадков в криолитозоне (мерзлотно-формационный анализ);



Рис. 1. Составные части криолитологии и ее связь с другими естественно-историческими науками

4) изучение истории формирования мерзлой осадочной породы, т. е. особенностей седиментогенеза и преобразования осадка в породе в процессе выветривания, переноса, континентального и бассейнового осадконакопления и последующего диагенеза (мерзлотно-стадиальный анализ);

5) изучение размещения на планете и эволюции криогенного типа литогенеза на современном этапе и в прошлые геологические эпохи (региональная и историческая криолитология).

На базе отмеченных выше пяти направлений формируется еще одно направление в изучении осадочных мерзлых пород, разрабатывающее теоретические основы криолитологии. Оно получило название общей криолитологии, или *учения о криолитогенезе*. Это обобщающий раздел криолитологии, выясняющий наиболее общие и существенные геологические закономерности процесса осадко- и пороодообразования и дающий истолкование этому процессу применительно к различным областям формирования и развития мерзлых пород в современную и прошлые эпохи. В круг непосредственных задач учения или теории криолитогенеза, определяющих соответствующие направления исследования, входят следующие три проблемы.

1. Изучение частных и общих закономерностей формирования дисперсности и химико-минерального состава, структурно-текстурных особенностей, строения и свойств сезонно- и многолетнемерзлых осадочных пород, т. е. установление общих законов развития химических, физико-химических, физико-механических и геолого-географических процессов на всех стадиях криолитогенеза.

2. Выделение типов, видов и разновидностей криолитогенеза, изучение закономерностей их размещения на планете в настоя-

щее время и в древние эпохи и разработка теории эволюции криолитогенеза в истории Земли.

3. Исследование самых общих законов и особенностей формирования и последующего стадийного преобразования в криолитозоне химико-минерального состава различных фаций и формаций осадочных пород в целях выявления закономерностей размещения полезных ископаемых в осадочных горных породах.

В целом образование осадочных пород и их эволюцию можно представить в виде ряда последовательных литогенетических актов, стадий и этапов. Их классифицирование на сегодняшний день еще нельзя считать законченным. Здесь существуют еще нерешенные и спорные вопросы, что объясняется рядом причин. Прежде всего, это еще недостаточная изученность литогенетического процесса как такового и большое разнообразие его проявлений в различных геолого-географических условиях. Однако самым существенным моментом, осложняющим разработку единой и общепризнанной схемы подразделения процесса осадочного породообразования, является отсутствие строгих количественных показателей и критериев выделения каждой стадии и этапа, отражающих их самую существенную сторону или черту. Подразделение же их на качественной (описательной) основе оказывается нередко субъективным и различным у разных авторов. Особенно отчетливо это проявилось при трактовке таких понятий, как сингенез, диагенез, эпигенез, метагенез и др. Применительно к области развития мерзлых пород подразделение хода и последовательности литогенетического процесса на стадии (или этапы) по своему существу не должно претерпевать изменений. Однако для коротких геологических отрезков времени, связанных с существованием мерзлоты, оказывается целесообразным более детальное освещение литогенетических процессов, развивающихся не только в бассейнах, но и на континентальных участках (при менее углубленном изучении метаморфизма осадочных мерзлых пород).

Методологические основы криолитологии (как и любой другой науки) базируются на законах диалектического материализма, конкретное и строгое применение которых к процессу осадочного породообразования в области мерзлоты является главным критерием справедливости построения самых разнообразных научных концепций в криолитологии. Основные методологические положения криолитогенеза при этом служат отправными пунктами для дальнейших углубленных исследований, а в ряде случаев предопределили формирование специальных и самостоятельных научных направлений в криолитологии.

Наиболее общий диалектический закон — об эволюционном характере количественных изменений и скачкообразности перехода (на определенном этапе) количества в качество — по существу и предопределил самое возникновение и развитие науки криолитологии, указав на необходимость выделения в качестве самостоятельного *криогенный тип литогенеза*. Действительно, изменение температуры пород в положительной или отрицательной области

(без перехода через 0°C) приводит только к преобразованиям количественных показателей горных осадочных пород, которые продолжают оставаться в одном и том же классе пород. Совсем иначе обстоит дело при переходе температуры осадочной породы через 0°C , когда происходит фазовое превращение влаги (вода—лед) и переход породы из талого состояния в мерзлое (или наоборот). При этом практически скачкообразно происходит глубокое качественное преобразование породы, которое проявляется прежде всего в существенном отличии состава (фазового состава влаги, химического состава порового раствора и др.), текстуры, структуры и большинства свойств мерзлых осадочных пород от немерзлых или оттаявших. При этом возникают новый минерал (лед) и новые специфические породы (криогенные), т. е. образуется качественно новый геологический объект — *мерзлая горная порода*. Из этого следует вывод о принципиальной необходимости выделения особого и качественно нового типа литогенеза — *криолитогенеза* и предопределяется потребность в развитии криолитологии как составной части литологии и мерзлотоведения.

Вторым важнейшим методологическим аспектом криолитологии является то, что развитие процесса осадочного породообразования в криолитозоне и его поступательное движение должно оцениваться только с диалектических позиций неразрывности единства и борьбы противоположностей. Главной при этом, очевидно, будет борьба противоположностей, определяющая состояние движения, т. е. поступательное развитие мерзлых осадков и осадочных пород и направленное развитие осадочного процесса. Причем такое направленное преобразование (движение) осуществляется в криолитозоне при непрерывной борьбе внешних (окружающая среда) и внутренних (состав, строение и свойства геологического объекта) условий. Другими словами, происходит непрерывное (на каждой литогенетической стадии) приспособление осадочных образований к конкретно существующим геолого-географическим и мерзлотным условиям, т. е. протекает процесс внутреннего уравнивания осадка или породы, существующих в специфической термодинамической и геохимической обстановках криолитозоны. Все это предопределяет необходимость исследования всего хода развития литогенетического процесса в криолитозоне и обязательность разработки метода мерзлотно-стадиального анализа на основе закона о единстве и борьбе противоположностей.

Вышеотмеченный закон однозначно объясняет и тот факт, что результат процесса осадочного породообразования оказывается существенно различным и многообразным в различных географических и мерзлотно-геологических условиях. В зависимости от конкретной формы литогенеза формируются строго определенные комплексы осадочных образований (фашии и формации осадочных пород). Исходя из этого становится понятным и закономерным интенсивное развитие в пределах криолитологии методов мерзлотно-фашиального и мерзлотно-формационного анализов.

Весьма перспективным представляется также широкое и вер-

ное применение в криолитологии закона *отрицания отрицания*. Недооценка значения этого диалектического закона при рассмотрении перехода немерзлых осадков и пород в мерзлое состояние, а затем последующее оттаивание мерзлых пород и переход их в талое состояние может привести к неверным выводам и заключениям. Так, например, нельзя представлять мерзлые осадочные образования после их оттаивания как немерзлые, на состав, строение и свойства которых процесс промерзания практически не повлиял. Если даже не затрагивать вопрос возможного изменения дисперсности и химико-минерального состава пород и растворов при промерзании, то при оттаивании мерзлых пород сохраняется целый ряд структурно-текстурных особенностей и свойств, обусловленных процессами криогенеза. В еще более значительной степени это проявляется при циклическом промерзании — оттаивании осадков и пород и формировании лёссов и покровных образований, которые не представляется возможным считать продуктом обычного гумидного типа литогенеза. Работы в этом направлении В. Н. Конищева, Г. П. Мазурова, Е. М. Сергеева и А. В. Минервина и др. убедительно показали, что формирование таких образований неразрывно связано с процессом сезонного промерзания — оттаивания.

Таким образом, первичное отрицание немерзлой породы заключается не просто в переходе осадочных образований в мерзлое состояние, а в существенном изменении их гранулометрического, микроагрегатного и химико-минерального состава, текстуры, структуры и свойств. Поэтому вторичное отрицание, т. е. возвращение мерзлой породы вновь в немерзлое (талое) состояние (собственно «отрицание отрицания») никогда не приведет эту мерзлую породу к ее первоначальному качеству. Именно этим и определяется право на существование в рамках криолитологии такого научного направления, как историческая криолитология, которая изучает вопросы *палеокриолитогенеза*, т. е. особенностей развития, проявления и размещения на планете криогенного типа литогенеза в древние эпохи.

В своем развитии осадочные образования в криолитозоне претерпевают сложный эволюционный путь, никогда не возвращаясь в исходную позицию. Как отмечает в связи с этим В. А. Кудрявцев, в природе работает закон непрерывного развития криолитосферы, непрерывного поступательного движения по спирали в соответствии с общей историей развития литосферы и всего земного шара. Н. М. Страхов, отмечая определенную периодичность и цикличность развития осадочного процесса, вместе с тем убедительно показал необратимость эволюции или эволюционного (направленно-спиралевидного) развития литогенеза. Вышеотмеченные представления об эволюционном и необратимом развитии литогенеза в истории Земли привели к необходимости использовать в литологии одновременно принцип актуализма и историзма. Именно это и обеспечило развитие сравнительно-исторического метода познания в криолитологии.

Криолитология, как и всякая другая наука, в полной мере использует в своих исследованиях непреложные диалектические законы познания: от частного к общему, от общего через анализ к синтезу, дедуктивный и индуктивный методы исследования и др. На их основе, собственно, и развиваются специальные методики, методы и приемы изучения литогенеза в области развития мерзлых пород. Однако одним из главных аспектов при этом является правильное соотношение теории и практики в процессе познания: от практики — к теории и от теории — опять к практике. Так, например, начало криолитологии было положено практикой, т. е. практическими запросами инженерной деятельности человека в области мерзлоты и в связи с поисками и разработкой месторождений полезных ископаемых в криолитозоне. Рассмотрение практических вопросов неизбежно потребовало временного отвлечения от практики для установления связей и общих законов развития криолитогенеза и криогенного типа литогенеза в истории планеты, т. е. для разработки теоретических основ криолитологии или учения о криолитогенезе. Полученные же теоретические разработки, естественно, находят свой выход в практике, где они проверяются, подтверждаются и получают новые импульсы для последующего развития.

КРИОГЕННЫЙ ЛИТОГЕНЕЗ — САМОСТОЯТЕЛЬНЫЙ ТИП ЛИТОГЕНЕЗА

Формирование осадочных пород осуществляется в результате совокупного действия большого числа факторов и процессов литогенеза, проявление и развитие которых специфично в различных геолого-географических условиях. Строго определенное сочетание факторов, условий и процессов литогенеза предопределяет конкретный облик, состав, строение и свойства осадочных пород. В связи с этим и возникла идея выделения определенных и строго закономерных типов литогенеза.

Типы осадочного процесса, а затем и типы литогенеза, впервые стал выделять Н. М. Страхов, понимая под типом литогенеза своеобразную, специфическую форму течения литогенетического процесса на седиментационной и диагенетической стадиях, приводящую к возникновению существенно различных совокупностей горных пород. В результате им выделены четыре типа современного литогенеза: ледовый, гумидный, аридный, вулканогенно-осадочный. Первые три типа выделяются по климатическим признакам, а точнее, по температуре и влажности воздуха. Четвертый — вулканогенно-осадочный тип — развивается на наиболее подвижных и проницаемых для магмы участках литосферы. Выделенные типы, строго говоря, не отвечают в полной мере приведенной формулировке *типы литогенеза*. Связано это с тем, что климат может в лучшем случае (хотя и далеко не всегда) определять только тип коры выветривания и тип переноса вещества, т. е. только две про-

текающие преимущественно на поверхности стадии литогенеза. Стадии же осадконакопления и диагенеза, конечно, не могут даже в грубом приближении определяться только климатическими факторами. Для этих стадий литогенеза определяющими условиями протекания литогенетического процесса являются геологические условия, т. е. эндогенные факторы и процессы.

Одновременно с этим у Н. М. Страхова нет строгого подхода и единых критериев при выделении типов литогенеза. Так, один из них — вулканогенный тип — незональный, три других — зональные. Ледовый тип литогенеза выделяется по наличию ледяного покрова на поверхности и отрицательной среднегодовой температуре, а гумидный — по интенсивности процессов гумификации. Аридный же тип вообще связан преимущественно с фактором интенсивности испарения влаги. И, наконец, при выделении типов литогенеза Н. М. Страховым не была дана должная оценка роли в осадочном породообразовании мерзлотного фактора, который в области развития мерзлых пород оказывается настолько существенным, что требует выделения особого криогенного типа литогенеза.

Несмотря на отдельные недоработки при практическом (конкретном) выделении типов литогенеза, Н. М. Страховым в целом дано верное и достаточно строго определение типа литогенеза. С некоторыми уточнениями такое определение можно раскрыть в развернутом виде следующим образом. *Типы литогенеза* — это разнообразные и специфические формы развития литогенетического процесса на всех стадиях осадочного породообразования, определяемые: 1) выдержанными в пределах территории конкретными геолого-географическими условиями (как совокупности эндогенных и экзогенных факторов), предопределяющими и придающими своеобразие течению литогенетического процесса; 2) строго определенным сочетанием действующих факторов литогенеза, а также характером и интенсивностью протекания физических, теплофизических, физико-химических, геохимических, механических и других элементарных процессов осадочного породообразования на каждой из стадий; 3) закономерно обусловленной и однозначной для каждого типа совокупностью осадочных горных пород, что предопределено одинаковыми геолого-географическими условиями и процессами в пределах развития каждого типа литогенеза. По существу, выделение типов литогенеза — это сложный процесс познания, включающий выяснение и исследование геологической сущности самых общих закономерностей осадочного породообразования.

Очевидная недооценка при выделении традиционных типов литогенеза мерзлотного процесса, а также специфических факторов и условий криолитозоны, заставила многих исследователей пересматривать и уточнять подразделение литогенеза на типы. Прежде всего это начали делать исследователи-литологи, которые столкнулись в своей деятельности с мерзлотой. Собственно же мерловеды давно пришли к выводу о необходимости выделения в качестве самостоятельного криогенного (мерзлотного) типа ли-

тогенеза. Что же служит основанием для выделения криогенного типа литогенеза в самостоятельный тип?

В соответствии с определением типа литогенеза — это прежде всего особенности проявления в криолитозоне основных условий и факторов литогенетического процесса, отличительные черты его течения и существенное различие в результате литогенеза по сравнению с другими регионами земного шара. Эти особенности в концентрированном виде сводятся к следующему. Криолитозона характеризуется особым радиационным и водно-тепловым балансом, приводящим к преобладанию отрицательных и низких положительных температур пород. Это, в свою очередь, позволяет отнести эти области к термодинамически (энергетически) специфическим территориям с наличием сезонномерзлых или многолетнемерзлых пород. Другими словами, здесь существует режим, который приводит к качественно новому состоянию пород — мерзлому. При этом возникает совершенно новый и весьма эффективный для литогенеза процесс. Это процесс сезонного промерзания (очень важный на стадии выветривания) и многолетнего промерзания (играющий существенную роль в процессах диагенеза и формирования в целом син- и эпигенетических толщ). С промерзанием пород связан целый ряд сугубо специфических теплофизических, физико-химических и механических процессов, что резко изменяет характер протекания и закономерности литогенетического процесса в целом.

Отличительной особенностью породообразования в криолитозоне является наличие и действие таких факторов, как незамерзшая вода и разнообразные виды льда (подземного, наземного, надводного), который можно рассматривать одновременно и в качестве нового минерала, и в качестве новой породы (криолита).

Расклинивающее действие незамерзшей воды и льда в процессе попеременного промерзания — оттаивания породы существенно интенсифицирует в криолитозоне протекание физического и физико-химического выветривания. Обращает внимание и сугубая специфичность геохимической обстановки в криолитозоне, а следовательно, и существенные качественные и количественные отличия в ходе химического и биохимического выветривания.

Такая специфика связана с преобладанием в области вечной мерзлоты преимущественно кислой — нейтральной и восстановительной сред, с повышенным содержанием углекислого газа, растворенной углекислоты и недоокисленных форм гумусовых кислот (фульвокислот), с широким развитием процессов коагуляции — пептизации, обуславливающих распространенность коллоидных и тиксотропных форм вещества, и т. д. Химическое выветривание при этом нередко имеет направленность и результат, противоположные, чем в южных районах. Так, например, на севере более подвижными оказываются соединения Fe, Si, Al, Ti и др.

В пределах криолитозоны наблюдается также ряд специфических мерзлотно-геологических (в том числе и склоновых) процессов, которые вообще не присущи и не развиты в других районах.

Это — термоэрозия, солифлюкция, крип, наледообразование, полигонально-жильное растрескивание, инъекционное и сегрегационное льдообразование, выпучивание каменного материала, термокарст и другие процессы, играющие весьма существенную роль для стадии переноса вещества на водосборных площадях. Изучая осадконакопление в морях и океанах, большинство исследователей отмечает существенное различие в составе и строении осадков северных и южных водоемов. Мерзлота и здесь вносит свою специфику. Осадконакопление в океанах и морях криолитозоны идет в условиях низких и даже отрицательных температур воды, подводного промерзания (на шельфах), айсбергового разноса материала, в условиях пониженной волновой деятельности (за счет перекрытия воды надводным льдом) и т. д.

Таким образом, в пределах криолитозоны на всех стадиях ветривания, переноса, осадкообразования и диагенеза факторы и процессы литогенеза характеризуются существенными отличиями качественного порядка. Причем для области развития мерзлых пород, в отличие от теплых районов земного шара, характерен еще один весьма важный и специфический признак. В целом континентальное и океаническое осадкообразование здесь характеризуется дискретностью во времени и пульсационностью литогенетических процессов, что связано с цикличностью сезонного и многолетнего промерзания.

Наконец, если говорить о результате литогенетических процессов криолитозоны, то прежде всего следует отметить следующие принципиально отличительные стороны продуктов криолитогенеза. Это пылеватость грунтов (как один из важнейших признаков действия криогенных факторов), распространенность алевритового и песчаного материала, а также льдобрекчий и льдоконгломератов (щебня, гальки, дресвы и других обломков пород, прочно сцементированных льдом), характерная и неповторимая криогенная текстура и структура осадочных пород, наличие особого типоморфного комплекса минералов и пород (льда, гидрослюды, монтмориллонита, криолитов, веществ и соединений с закисными формами железа, марганца и других элементов, специфичный комплекс полезных ископаемых и т. д.).

Мерзлотный фактор в широком его понимании присутствует на всех стадиях литогенеза в криолитозоне и придает неповторимую специфику этому типу литогенеза. При этом вполне отчетливо проявляются не только количественные, но и качественные (что имеет уже принципиальное значение) отличия в осадочном породообразовании. В области распространения мерзлых пород на первое место выступает мерзлотный фактор: специфические мерзлотные условия и криогенные процессы. Все это вместе взятое и позволяет выделить особый *мерзлотный*, или *криогенный* тип литогенеза. Выделение его, как было показано выше, соответствует всем критериям особого типа литогенеза, который характеризуется своеобразными факторами и условиями литогенеза, спецификой протекания процессов и особым конечным результатом — совокупностью

строго определенных пород. Однако при строгом определении этого типа, и тем более при выделении его (например, в конкретных современных условиях) сразу же обнаруживается ряд затруднений, обусловленных неясностью и неисследованностью многих аспектов проблемы криолитогенеза. В целом же, резюмируя вышеизложенное, можно принимать, что криогенный тип литогенеза — это особый и самостоятельный тип осадочного породообразования:

— развитый в условиях устойчивого сезонного или многолетнего существования пород в мерзлом, морозном или переохлажденном состоянии;

— характеризующийся существенным преобладанием среди всех процессов, условий и факторов литогенеза (на всех его стадиях) мерзлотного фактора в широком его понимании, обеспечивающего специфическое течение литогенетического процесса;

— отличающийся типоморфным комплексом минералов и мерзлых пород (гидролюда, монтмориллонит, лед, криолиты, льдобрекчии и льдоконгломераты и др.), спецификой их состава и криогенного строения (пылеватостью, обломочностью, преобладанием закисных соединений железа и других элементов, криогенной структурой и криотекстурой и пр.).

ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ И СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ КРИОЛИТОГЕНЕЗА

Криолитология возникла и выделилась в самостоятельное научное направление на стыке двух геологических дисциплин: литологии и мерзлотоведения. Поэтому история ее возникновения и развития должна рассматриваться в нераздельной связи с историей формирования общегеологических, литологических и геокриологических знаний. Литология и мерзлотоведение выделились в самостоятельные науки сравнительно недавно, но их возникновению предшествовал длительный период накопления, систематизации и обобщения фактических данных. В целом историю изучения осадочных пород (в том числе и мерзлых) можно подразделить на пять этапов.

Начальный (первый) этап — наиболее длительный в истории развития литологии и мерзлотоведения. Он включает несколько веков (с XVII до начала XIX в.) и характеризуется осуществлением первых геологических исследований. Исключительно велика при этом роль М. В. Ломоносова, впервые отметившего влияние колебательных движений земной коры на образование осадочных пород и впервые попытавшегося вскрыть природу происхождения и существования вечной мерзлоты.

Второй этап (начало XIX в.— 20-е годы XX в.) характеризуется накоплением общих сведений об осадочных породах и мерзлоте и условиях их образования. Многие крупнейшие зарубежные и русские геологи этого времени внесли существенный вклад в учение об осадочных породах (А. Д. Архангельский, М. Бертран, Н. И. Головкинский, В. В. Докучаев, П. А. Земятченский, Л. Кайе,

Д. И. Соколов и др.). К середине XIX в. наука накопила уже достаточно солидные сведения по условиям осадкообразования, по использованию принципа актуализма и других методов изучения пород и большой материал по разнообразным типам осадочных толщ. Начало XX в. при этом характеризуется созданием ряда монографий по петрографии пород, разработкой новых методов исследования и первых сводных руководств.

Наука о многолетнемерзлых породах развивалась в сравнении с литологией значительно медленнее. Тем не менее, к концу XIX — началу XX столетия было накоплено большое число фактических данных, характеризующих распространение многолетнемерзлых пород и их температурный режим. В это же время закладываются основы инженерного мерзлотоведения, что было обусловлено усилением промышленного освоения Сибири (строительством железных дорог и развитием сельского хозяйства). Интересные геокриологические исследования в этот период были осуществлены Ф. П. Врангелем, П. И. Колосковым, И. А. Лопатыным, В. А. Обручевым, С. А. Подъяконовым, М. И. Сумгиным, Ф. Шергиным, Л. А. Ячевским и др. В результате появляются первые монографические работы по мерзлым породам, почвам и криогенным процессам.

Третий (послереволюционный) этап можно рассматривать как период формирования петрографии осадочных пород и мерзлотоведения (1917—1945 гг.). К основным работам, определившим развитие науки об осадочных породах на данном этапе, при этом относятся: исследования и обобщения имеющихся сведений по современным морским осадкам (К. Андре), первые обобщающие работы по минералогии и петрографии осадочных пород (П. Босвелл, Г. Мильнер), теоретические и практические разработки по геохимии осадкообразовательного процесса (В. И. Вернадский, А. Е. Ферсман и др.), монографические работы по осадочной петрографии и фациальному анализу (А. Н. Заварицкий, Д. В. Наливкин, Ч. Х. Твенгофел, М. С. Швецов и др.).

Интенсивное народнохозяйственное освоение территорий страны, занятых многолетнемерзлыми породами, привело к ускоренному развитию теоретических проблем геокриологии и созданию фундаментальных работ по мерзлотоведению. К ним следует отнести монографию М. И. Сумгина «Вечная мерзлота почвы в пределах СССР», курс «Общее мерзлотоведение», созданный М. И. Сумгиным, С. П. Качуриным, Н. И. Толстихиным и В. Ф. Тумелем, «Почвы Севера» Ю. А. Ливеровского, «Вечная мерзлота и инженерно-геологические условия Анадырского района» П. Ф. Швецова и др.

Четвертый период (1945—1960 гг.) характеризуется перерастанием петрографии осадочных пород в литологию и формированием в пределах мерзлотоведения петрографии мерзлых пород. На этом этапе фактически происходит зарождение криолитологии. Из работ этого периода, прямым образом развивающих литологическую науку, прежде всего следует отметить монографические

труды Н. Б. Вассоевича, Д. В. Наливкина, В. И. Попова, Л. В. Пустовалова, Л. Б. Рухина, Н. М. Страхова, Н. С. Шатского и др. Особое место при этом занимают фундаментальные работы И. И. Гинзбурга, К. И. Лукашева, В. П. Петрова, Б. Б. Польшова и других исследователей по изучению древних и современной кор выветривания.

В этот же период происходит весьма бурное развитие геокриологии. Этому способствует интенсивная и плодотворная работа Института мерзлотоведения АН СССР им. В. А. Обручева и целого ряда других геокриологических ячеек, а также организация кафедры мерзлотоведения на геологическом факультете МГУ. Начинают зарождаться и развиваться такие научные направления, как общее и региональное мерзлотоведение, физико-химия и механика мерзлых пород, инженерное и агробриологическое мерзлотоведение и др.

Большой вклад в разработку этих направлений внесли А. А. Ананян, И. Я. Баранов, В. П. Дадыкин, Б. Н. Достовалов, В. А. Кудрявцев, П. И. Мельников, А. И. Попов, Н. А. Салтыков, Б. А. Савельев, Н. И. Толстихин, Н. А. Цытович, П. Ф. Швецов, П. А. Шумский и многие другие советские ученые. Широкое развитие при этом получают исследования по петрографии и физико-химии мерзлых осадочных пород, по закономерностям формирования их состава, криогенного строения и свойств и по особенностям литогенеза в области вечной мерзлоты (Ф. Г. Бакулин, Г. П. Мазуров, А. И. Попов, В. Н. Сакс, И. А. Тютюнов, П. А. Шумский и др.). Оригинальные криолитологические разработки в этот период осуществляются Н. М. Страховым по ледовому типу литогенеза, С. С. Смирновым и Н. А. Шило по месторождениям полезных ископаемых в области мерзлоты, Н. Н. Лапиной и Н. А. Беловым по осадкообразованию в морях Арктического бассейна, М. А. Глазвской, К. И. Лукашевым, В. П. Петровым, П. Ф. Швецовым и др. по выветриванию пород в криолитозоне, Е. М. Катасоновым, А. И. Поповым, П. А. Шумским и др. по криогенному строению мерзлых пород и особенностям их формирования.

Пятый этап (1960 г.— настоящее время) характеризуется дальнейшим интенсивным развитием литологии и мерзлотоведения и формированием на их стыке новой геологической дисциплины — криолитологии. К основополагающим трудам этого периода в области литологии следует отнести работы Н. М. Страхова, Л. Б. Рухина, Н. Б. Вассоевича, А. В. Сидоренко, Е. М. Сергеева, И. П. Герасимова, Н. А. Лисицына, И. И. Гинзбурга и многих других, разработавших методы исследования и теорию литогенеза. Одновременно с этим, большим коллективом мерзлотоведов осуществляются фундаментальные исследования в области региональной и исторической геокриологии, физико-химии, механики и петрографии мерзлых пород, изучения мерзлотно-геологических процессов и явлений и в ряде других направлений, имеющих весьма важное значение для развития криолитологии.

Впервые термин *криолитология* был предложен Е. М. Катасоновым в 1954 г. Ему же принадлежат многочисленные работы по литологии мерзлых четвертичных отложений и разработке метода мерзлотно-фациального анализа. Вслед за этим следует серия попыток по разработке метода мерзлотно-формационного анализа, а в 1966 г. В. А. Зубаков впервые вводит понятие *криогенная формация* как сообщество форм осадочных пород, возникающее при устойчивом существовании криосферы. В значительной мере этому способствовали фундаментальные работы Н. А. Шило по континентальному литогенезу в области развития мерзлых пород, исследования Ю. А. Лаврушина по сравнению ледниковых, ледниково-морских и аллювиальных отложений в криолитозоне, работы В. А. Усова по изучению криолитогенеза областей шельфов и морских побережий и другие исследования. Весьма существенный вклад в развитие криолитологии внесен работами А. И. Попова и его учеников, развивающих основы криолитогенеза. В 1967 г. выходит монография А. И. Попова, в которой сделана попытка обобщить знания в области криолитологии, а литогенез при этом рассмотрен прежде всего с позиций процесса и результата подземного льдообразования.

Особое значение для объяснения сложных физико-химических и механических процессов, развивающихся на стадии выветривания, осадконакопления и диагенеза, имеют исследования Б. И. Втюрина и Е. А. Втюриной, С. С. Вялова, Э. Д. Ершова, Т. Н. Жестковой, В. Н. Конищева, Г. П. Мазурова, А. М. Пчелинцева, В. О. Таргульяна, И. А. Тютюнова, Н. А. Цытовича, П. Ф. Швецова и др., нашедшие отражение в соответствующих монографиях. В этот же период получают существенное развитие вопросы региональной и исторической криолитологии, в полной мере учитывающие климатические, геоморфологические, тектонические, гидрогеологические и другие условия криолитогенеза. Данное направление разрабатывается и достаточно полно излагается в работах В. В. Баулина, А. И. Попова, В. Т. Трофимова, С. М. Фотиева, А. Г. Черняховского, С. Л. Шварцева и др.

Последнее десятилетие знаменуется попытками обобщить накопленные знания и представить их в виде единых и непротиворечивых основ криолитологии, а точнее — теории криолитогенеза. Наиболее полно такие попытки нашли отражение в работах И. Д. Данилова [9] и Ш. Ш. Гасанова («Главнейшие особенности литогенеза в криогенной зоне»), анализирующих литогенетический процесс в криолитозоне практически на всех стадиях. Большое значение для развития криолитологии в целом сыграли также ежегодно издаваемые в МГУ сборники: «Мерзлотные исследования» и «Проблемы криолитологии», а также серия учебников и монографий по общему, региональному и инженерному мерзлотоведению, по методам и методикам мерзлотных исследований.

Таким образом, к настоящему времени благодаря исследованиям главным образом советских литологов и мерзлотоведов сформировалась новая научная дисциплина — криолитология — и

начался период дальнейшего ее углубления и дифференциации по отдельным направлениям. Четко определился круг задач и вопросов криолитологии, объект исследования, а также оформляются и разрабатываются собственные методы изучения мерзлых осадочных пород.

Очевидно, следует еще кратко остановиться на некоторых вопросах существующей терминологии и принципах выделения криогенного типа литогенеза, которые еще не характеризуются единообразием и, по-видимому, далеки от окончательного решения. Многие исследователи-криолитонологи, являющиеся представителями различных наук и научных школ, выделяя тип литогенеза, развитый в области мерзлоты или в холодных климатических областях, нередко называют его по-разному. Первое такое понятие, как уже отмечалось ранее, было введено Н. М. Страховым, выделившим ледовый тип литогенеза. Однако, учитывая крайне узкое содержание этого понятия, данный термин не получил в последующем широкого признания.

В 60-х годах появляются работы Н. А. Шилов, в которых предлагается выделять перигляциальный тип литогенеза — как тип континентального породообразования в области развития мерзлоты и оледенений. Одновременно с этим проводятся исследования (например, Н. Н. Лапиной), в результате которых авторы выделяют полярный тип литогенеза, включающий территориально только северные острова и часть тундровой зоны. Если не останавливаться на вопросе о выборе самого термина, т. е. насколько удачно он отражает суть дела, то обращают на себя внимание прежде всего определенная недоговоренность и неполнота раскрытия существа нового типа литогенеза. Криолитогенез при этом представляется в несколько обособленном, изолированном виде, критерии его выделения сформулированы нечетко, территориальное его распространение строго не обозначено. Наряду с этим, как правило, не рассматриваются все стадии литогенеза. В одних работах уделяется внимание изучению только континентального, в других — морского литогенеза, в третьих — литогенеза только в областях покровного оледенения. Все это, естественно, вносило определенную путаницу и привело к различному толкованию понятий криолитогенеза (криогенного типа литогенеза).

Весьма оригинальным представляется подход к проблеме криолитогенеза, изложенный В. А. Зубаковым в середине 60-х годов. Непосредственно типами литогенеза он не занимался, но рассмотрел вопросы выделения криогенных формаций. В. А. Зубаков показал, что климатическая зональность на планете устойчивее (по продолжительности), чем тектоническая и орографическая обстановки. Она сохранялась на планете почти по 150—200 млн. лет. Поэтому за первый и главный критерий выделения формаций им приняты физико-географические (климатические) условия, определяющие прежде всего качественное состояние воды в литосфере и атмосфере. Методологически это весьма верный подход, поскольку во главу угла поставлено не количество (например, наличие от-

рицательных температур), а качество (фазовое состояние воды). Поэтому В. А. Зубаков выделил два типа литогенеза (формаций): нормальный (когда вода существует в жидком виде) и криогенный (когда вода находится в виде льда). К сожалению, более дробное деление криогенных формаций и типов литогенеза (на подтипы или классы) проведено им на разнородных принципах и недостаточно строго, что не способствовало широкому распространению этой классификации. Однако несомненной заслугой В. А. Зубакова является то, что он, пожалуй, впервые со строго научных позиций поставил вопрос о необходимости принципиального изменения выделенных Н. М. Страховым типов литогенеза и обязательного выделения в качестве самостоятельного и широко распространенного криогенного типа литогенеза.

Весьма интересными являются представления, разработанные А. И. Поповым (1960—1975) и изложенные им в монографии [30]. Он придерживался термина *криогенный тип литогенеза* и дал ему следующее определение. Это — особый тип литогенеза при отрицательных и низких положительных температурах, которому свойственны явления, обусловленные льдообразованием в земной коре и сопровождающиеся характерными геологическими и геоморфологическими эффектами. А. И. Попов представил схематическую карту распространения криогенного типа литогенеза и попытался дать специальную классификацию криогенных пород.

И. Д. Данилов [9], придерживаясь термина *полярный литогенез* как литогенез в зонах устойчивого охлаждения Земли при активном участии льда (наземного, подземного и поверхностного льда водоемов), предложил схему составных частей полярного литогенеза, которая включает стадии криогипергенеза, седиментогенеза (ледово-морского и ледово-континентального), ледниково-морского и ледниково-континентального), криодиагенеза и криоэпигенеза (преобразование промерзанием уже сформировавшихся пород). Очевидно, не вызывает сомнения необходимость дальнейшей детализации и уточнения стадий литогенеза применительно к различным его типам. Однако не представляется целесообразным добавление приставки «крио» к наименованиям отдельных стадий криолитогенеза. В противном случае можно придти к решению использовать термины: «аридоэпигенез», «гумидогипергенез», «аридоседиментогенез» и т. д.

Определенная роль в обосновании выделения криогенного типа литогенеза, а точнее, специфичности стадии выветривания (почвообразования) в криолитозоне, принадлежит В. В. Добровольскому, В. А. Ковде, Ю. А. Ливеровскому, О. В. Макееву, Б. Б. Польшову, В. Н. Сукачеву, В. О. Таргульяну и др., которые сравнительно давно начали выделять криогенные почвы как особый тип, подразделяя их в последующем на мерзлотные (с многолетней мерзлотой) и холодные (с сезонной мерзлотой в почвенном профиле) почвы.

Используя работы предыдущих исследователей, и прежде всего Н. М. Страхова и А. И. Попова, Ш. Ш. Гасанов (1975—1978 гг.)

значительно конкретизировал и уточнил терминологию и сущность криолитогенеза. Согласно его определению, криолитогенез — это совокупность гипергенных физических и физико-химических процессов осадконакопления от водораздельных пространств до конечных водоемов стока в обстановке положительного баланса влаги и отрицательных среднегодовых температур на уровне нулевых амплитуд их годового колебания. Ш. Ш. Гасанов не приемлет термины ледовый, полярный и перигляциальный литогенез, а также термины эпигенез и сингенез, оставляя их терминами свободного пользования. Среди типов литогенеза он выделяет следующие; аридный, характеризующийся превышением испарения E над осадками z и положительными среднегодовыми температурами t_{cp} на подошве слоя годовых колебаний температур; гумидный, при котором $E < z$ и $t_{cp} > 0$ °C; криогенный, когда $t_{cp} < 0$ °C, $E < z$. Ш. Ш. Гасановым при этом убедительно показано, что в пределах криолитозоны практически все стадии литогенеза, и в особенности стадии выветривания, переноса и аккумуляции вещества, существенно отличаются по характеру проявления от таковых вне области распространения мерзлых пород, и что в целом криолитогенез — это особый и самостоятельный тип литогенеза. Слабой стороной подхода Ш. Ш. Гасанова к типизации литогенеза представляется то, что он исключает из сферы действия криогенеза области сезоннопромерзающих пород и не учитывает возможность существования в пределах криогенного типа литогенеза аридного климата, когда $E > z$.

Несмотря на многообразие терминов и понятий, определяющих специфический тип литогенеза в области развития мерзлых пород, сейчас большинство исследователей-мерзлотоведов приемлет термин *криогенный тип литогенеза*. Понятие *криолитогенез* при этом остается термином свободного пользования. Наиболее часто он используется в понимании совокупности многообразных и специфических процессов осадочного породообразования в области развития мерзлых пород.

Глава II

ОБРАЗОВАНИЕ ОСАДОЧНОГО МАТЕРИАЛА (ВЫВЕТРИВАНИЕ) В КРИОЛИТОЗОНЕ

Стадия образования осадочного материала выветриванием в общей схеме литогенетического процесса представляется наиболее существенной. Именно на этой стадии происходит формирование количества и качества осадочного продукта, который затем частично поступает в конечные водоемы стока или остается на месте, образуя кору выветривания. К настоящему времени еще не существует единой и общей теории выветривания. Ее разработка осуществляется пока по отдельным сторонам и направлениям этого

сложного и многообразного процесса, и прежде всего в плане существа, механизма и закономерностей протекания частных составляющих процесса выветривания (механического, физического, физико-химического, химического, биологического и др.). В общем виде при этом различают физический, химический и биологический виды выветривания.

Физическое выветривание — это необратимое преобразование материнских пород, в основном под воздействием физических факторов, приводящее к раздроблению и диспергации пород и формированию обломочного и песчаного материала. Как правило, оно сопровождается выветриванием за счет сил и процессов физико-химической природы (расклинивающее действие тонких пленок воды и льда, объемно-градиентные напряжения — температурные, усадочные и др.). Однако химического и минерального преобразования в этом случае не происходит.

Химическое выветривание — это преобразование химико-минерального состава, кристаллического строения и качественных показателей свойств материнских пород в результате химических процессов. При этом происходит исчезновение одних минералов и пород и возникновение новых (новообразования минералов и пород), что приводит к качественно новому по химической природе состоянию выветривающейся породы.

Биологическое выветривание также нередко выделяется как самостоятельный вид выветривания, хотя проявляется оно обычно в неразрывном единстве и складывается по существу из элементарных циклов физического и химического выветривания. Оно определяет преобразование состава, строения и свойств горных пород за счет жизнедеятельности организмов.

ФИЗИЧЕСКОЕ И БИОЛОГИЧЕСКОЕ ВЫВЕТРИВАНИЕ

Физико-механическое, физико-химическое и биогеохимическое выветривание материнских пород характеризуется проявлением достаточно большого числа разнообразных механизмов. При этом преобразование скальных пород под действием ветрового, водно-абразионного, водно-эрозионного и других механизмов собственно механического выветривания проявляется значительно слабее и медленнее в сравнении с воздействием температурных колебаний, расклинивающего действия тонких водных пленок, действия замерзающей воды и пр., т. е. в сравнении с механизмами физического выветривания. Наиболее исследованными и признаваемыми по своей значимости механизмами физического выветривания являются: тектоно-механический, температурный, гидратационный и криогидратационный.

Магматические, метаморфические и сцементированные осадочные горные породы еще задолго до выхода в область влияния процессов выветривания характеризуются наличием сложной системы трещин (макро- и микроскопического уровня). Происхождение, конфигурация и протяженность их могут быть связаны как с осо-

бенностями образования горной породы, так и с последующим развитием в ней напряжений, обусловленных горным давлением и силами тектонической природы. Когда эти горные породы оказываются в приповерхностных горизонтах земной коры, происходят разгрузка и снятие напряжений. Это приводит к раскрытию ранее уже существовавших ультра- и микротрещин, увеличению размеров и протяженности существовавших макротрещин и возникновению серии вновь возникающих трещин разгрузки. Формирующаяся в приповерхностной части земной коры зона трещиноватости носит название *зоны предразрушения*. Эта зона имеет мощность от нескольких десятков метров в платформенных областях до сотен метров в тектонически активных зонах. В последующем именно это и предопределяет развитие площадных (на платформах) и линейных (по локальным участкам тектонически активных областей) кор выветривания. Таким образом, еще задолго до взаимодействия пород с агентами выветривания породы как бы подготавливаются к разрушению, что предопределяет ход и характер их дальнейшего гипергенного преобразования. Этот механизм физического выветривания (тектоно-механический), очевидно, свойствен всем типам литогенеза, включая и криогенный тип осадочного породообразования.

По мере приближения материнских пород к дневной поверхности они все более испытывают на себе действие температурного фактора, а точнее, все более активную роль в физическом выветривании начинают играть сезонные и суточные колебания температуры (температурный механизм выветривания). Перепады температур в породе при этом могут достигать сотни градусов, а глубина проникновения годовых колебаний температуры может составлять десятки метров. Все это, естественно, определяется как конкретным составом пород, так и ландшафтно-климатическими условиями района.

Наличие перепада температур по высоте слоя суточных и годовых температурных колебаний приводит к неравномерным и затухающим по глубине деформациям растяжения или сжатия. При этом полному развитию деформаций всякого вышележащего слоя, испытывающего большие температурные деформации, препятствует нижележащий слой в силу меньшей его деформации при соответственно меньшем абсолютном значении температуры. Таким образом возникают в условно выделяемых слоях «недопущенные» деформации, связанные с существованием градиента температур по высоте массива и вызывающие в конечном итоге объемно-градиентные напряжения растяжения P_t^p или сжатия P_t^c (рис. 2). В том случае когда величина этих напряжений превысит локальную прочность породы на разрыв ($P_t^p > P_{p_{сдл}}$), происходит зарождение и развитие преимущественно вертикальных температурных трещин.

Возникновение и развитие температурных трещин преимущественно горизонтального направления могут связываться с одновременным протеканием в слое годовых (суточных) колебаний темпе-

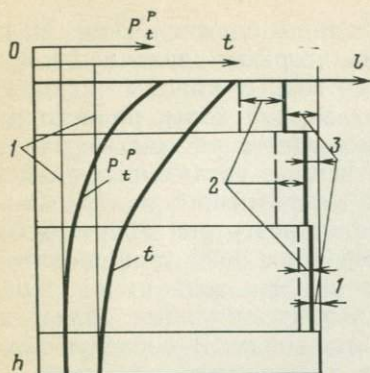


Рис. 2. Изменение по высоте h температуры t , объемно-градиентных напряжений растяжения P_t^p и линейных размеров l массива породы:

1 — граница первоначального размера массива и начальные значения величин t и P_t^p ; 2—3 — температурная деформация породы в условно выделяемых слоях (2 — «недопущенная», 3 — действительная)

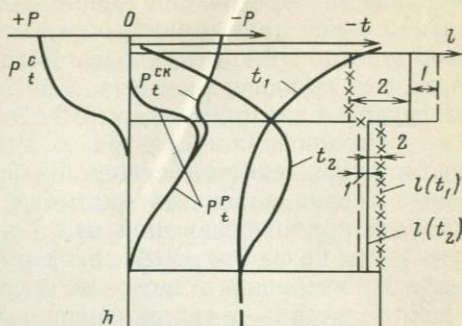


Рис. 3. Распределение по высоте h температур t_1 и t_2 , сжимающих P_t^c , растягивающих P_t^p и скальвающих P_t^{ck} напряжений и изменение линейных размеров массива породы $l(t_1)$ и $l(t_2)$:

1—2 — осредненные по слоям величины температурной деформации пород (1 — «недопущенной», 2 — действительной)

ратуры (в различных его частях) процессов охлаждения и нагревания и, соответственно, деформаций растяжения и сжатия (рис. 3). В этом случае в части массива должны иметь место деформации и объемно-градиентные напряжения сжатия P_t^c , а в другой его части могут развиваться противоположные по знаку деформации и напряжения растяжения P_t^p . Взаимодействие этих напряжений приводит к развитию скальвающих напряжений P_t^{ck} или напряжений сдвига. Причем максимум этих напряжений будет наблюдаться на границе изменения знака температурных деформаций. Его местоположение не остается постоянным, а изменяется вслед за этой подвижной границей массива породы. В том случае когда в зоне этого максимума скальвающие напряжения превысят локальную прочность породы на сдвиг ($P_{сд,сдл}$), т. е. $P_t^{ck} > P_{сд,сдл}$, начнется образование трещин горизонтального (или близкого к горизонтальному) направления. Очевидно, что преодоление сопротивления породы разрушению прежде всего должно проявляться по уже существующим дефектам массива, которыми являются в первую очередь макро-, микро- и «залеченные» трещины тектономеханической природы, сформировавшиеся в зоне предразрушения.

Выше была рассмотрена природа формирования под действием годовых и суточных колебаний температуры трещиноватости в массиве однородных по составу и изотропных по свойствам скальных пород. В неоднородных породах наряду с этими вертикальными, горизонтальными и нестрого ориентированными унаследованными температурными трещинами возникает также сложная сеть температурных трещин, обусловленных различной величиной тем-

пературных деформаций элементов, слагающих породу. Другими словами, наряду с системой генеральных температурных трещин, разбивающих массив на сравнительно крупные блоки и глыбы, четко прослеживаются также более мелкие и менее протяженные трещины (второй генерации), подготавливающие и приводящие в дальнейшем к дроблению породы уже непосредственно внутри блоков и глыб на более мелкие отдельности, вплоть до алевритовой фракции и разрушения отдельных минералов.

Известно, что многие минералы обладают анизотропией температурных деформаций по направлениям. Так, например, кварц характеризуется в два раза большим значением коэффициента температурной деформации по направлению, перпендикулярному к его кристаллооптической оси (α_{\perp}), нежели в направлении, параллельном этой оси (α_{\parallel}). Еще большее различие вследствие анизотропии обнаруживается у кристаллов кальцита, турмалина и др. Следовательно, при изменении температуры анизотропные минералы должны также испытывать «недопущенную» деформацию и, как следствие, характеризоваться развитием в них объемно-градиентных температурных напряжений. Чем более анизотропны минералы и кристаллы, тем больше разнятся значения коэффициентов температурной деформации их в параллельном и перпендикулярном к оптической оси направлениях ($\alpha_{\perp}/\alpha_{\parallel}$) и тем, очевидно, большие напряжения $P_{t\alpha}$ будут возникать при изменении температуры на 1 °C (рис. 4). В том случае, когда эти напряжения превысят локальную прочность минерала ($P_{t\alpha} \times \Delta t > P_{\text{сцл}}$), начнется формирование микротрещин различной ориентации, которая будет определяться расположением и конфигурацией в минерале структурных дефектов. При все возрастающих значениях перепада температуры Δt или многократном повторении циклов нагревания — охлаждения происходит, в конечном итоге, разрушение или дробление минералов, устойчивость которых к температурному выветриванию возрастает при снижении степени анизотропии и увеличении локальной их прочности.

Довольно сложным для анализа представляется выветривание неоднородных по составу скальных пород, представленных уже не одним минералом, а сложным сочетанием различных минералов. Очевидно, что разрушение и дробление таких полиминеральных

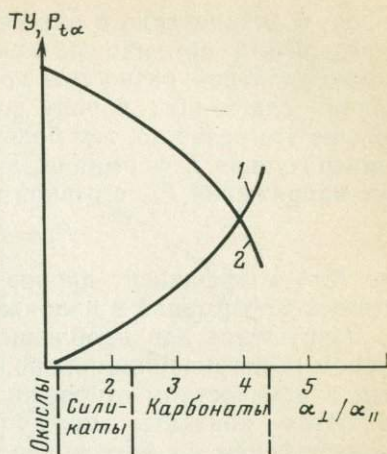


Рис. 4. Зависимость объемно-градиентных напряжений 1 и устойчивости к температурному выветриванию 2 различных групп минералов от коэффициента анизотропии (Tγ — температурная устойчивость)

пород, возникновение в них системы микро- и макротрещин будет определяться объемно-градиентными напряжениями, связанными с максимальной разностью коэффициентов температурной деформации слагающих породу минералов ($\Delta\alpha_{\max} = \alpha_{\max} - \alpha_{\min}$). Чем больше эта разность, тем больше, очевидно, будет «недопущенная» температурная деформация, а следовательно, и объемно-градиентные напряжения $P_{t\alpha}$ в горной породе, т. е.

$$P_t = K_t \cdot \Delta\alpha_{\max} \cdot \Delta t, \quad (2.1)$$

где K_t — коэффициент пропорциональности или перевода недопущенных деформаций в напряжении, Па·°С.

Разрушение или дробление неоднородных пород при температурном выветривании должно, очевидно, происходить по ослабленным в прочностном отношении участкам, которыми прежде всего являются контакты между слагающими породу минералами и микродефекты в самих минералах и по границам минералов в породе, где происходит концентрация (возрастание) объемно-градиентных температурных напряжений. Естественно, что разрушение породы будет происходить не мгновенно, а постепенно, посредством возникновения и последующего развития макротрещин, их слияния и увеличения в результате многократно повторяющегося циклического процесса нагревания — охлаждения.

На рис. 5 показана зависимость объемно-градиентных напряжений и температурной устойчивости (ТУ) от степени различия коэффициентов температурной деформации некоторых пар контактирующих минералов. Можно качественно оценить температурную устойчивость разрушению неоднородных пород, основываясь на анализе степени различия коэффициентов температурной деформации пар при наиболее отличительных (по значению этого коэффициента) минералов ($\Delta\alpha_{\max}$), преобладающих в породе. Наиболее типичный или вероятный ряд устойчивости горных пород к температурному выветриванию, т. е. к дроблению и разрушению их на отдельные минеральные составляющие, представлен на рис. 6.

Таким образом, под действием вышеизложенных механизмов температурного выветривания массив монолитной горной породы распадается на блоки, глыбы и более мелкие отдельные (вплоть до обломков минералов), характеризующиеся наличием большого числа дефектов и макротрещин, что значительно облегчает дальнейшее развитие физико-химического и химического выветривания. Интенсивность процесса температурного выветривания при этом существенным образом зависит от внешних условий среды (климата, орографии, покровов на поверхности массива и пр.), что прежде всего будет проявляться через амплитуду колебания температуры на поверхности пород и внутри массива и число циклов изменения температуры, которым подвергается горная порода в ходе гипергенеза.

Наряду с температурным механизмом, существенное значение в физическом выветривании пород имеет и гидратационный меха-

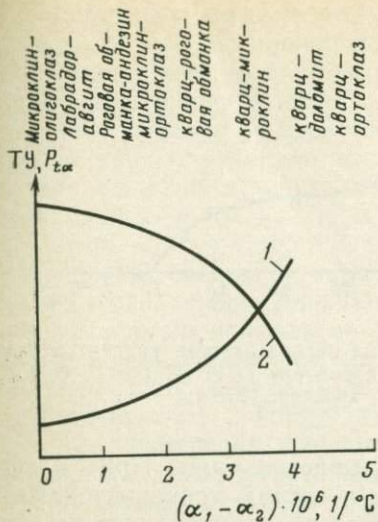


Рис. 5. Зависимость объемно-градиентных напряжений (1) и температурной устойчивости (2) различных пар минералов от степени различия их коэффициентов температурной деформации

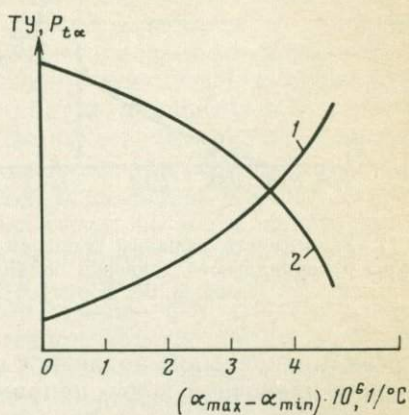


Рис. 6. Изменение объемно-градиентных напряжений (1) и температурной устойчивости (2) различных групп магматических пород

низм разрушения пород, обусловленный расклинивающим действием тонких пленок воды. Действительно, все микро- и ультратрещины горной породы в естественных условиях обычно оказываются заполненными тончайшими пленками связанной воды, сформировавшимися в результате гидратации или адсорбции водяных паров. Толщина этих пленок, определяющаяся свободной поверхностной энергией минеральной подложки, не постоянна во времени и существенным образом зависит от колебания температуры и относительной влажности воздуха или парциального давления водяных паров в пустотах горной породы (рис. 7). Таким образом, наличие в горных породах пленочной влаги (да еще и пульсация толщины этих пленок) обеспечивает формирование расклинивающего давления связанной воды, которое реализуется прежде всего по ослабленным в прочностном отношении участкам (дефектам, ультратрещинам и в острие открытых трещин).

Расклинивающее действие пленочной воды вызвано связыванием ее минеральной поверхностью и определяется по своей природе неизрасходованной свободной энергией поверхности. С термодинамических позиций возникновение расклинивающего давления объясняется наличием градиента термодинамического потенциала связанной воды $P_p^{пл} = f(\text{grad } \mu)$, который определяет перемещение воды в область, где она оказывается энергетически более связанной, т. е. где неизрасходованная (на связь с водой) поверхностная

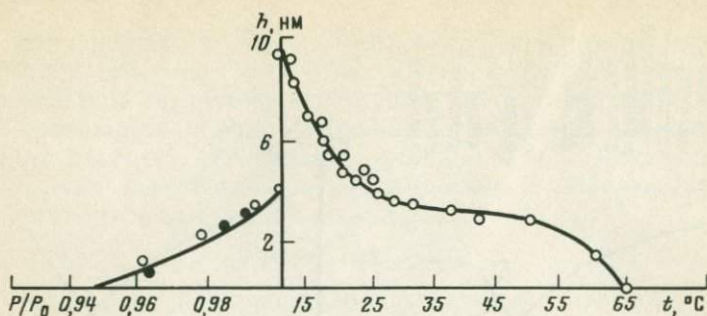


Рис. 7. Зависимость толщины α -пленки воды на поверхности кварца от температуры и парциального давления водяных паров при $t=27^\circ\text{C}$ (по Г. Ф. Ершовой, З. М. Зорину, Н. В. Чураеву, 1975 г.)

энергия минеральной подложки оказывается выше. Причем перемещение пленочной воды, например, к острию трещины окажется возможным только в том случае, когда расклинивающее действие пленки превысит локальное сопротивление породы на разрыв, т. е. $P_{p.пл.} > P_{p.ц.л.}$. Этим будет создано то необходимое пространство, которое заполнит мигрирующая вода. Это же условие, очевидно, одновременно является и условием гидратационного разрушения породы при ее выветривании.

Величина расклинивающего давления пленочной влаги, принимаемая обычно обратно пропорциональной квадрату толщины пленки, оценивается при $h_{пл.} \approx 1$ мкм тысячными долями МПа, а при $h_{пл.} = 0,005$ мкм (что соответствует примерно 10—20 слоям молекул воды) — единицами МПа. Следовательно, при толщине пленок в несколько слоев молекул воды в ультрамикротрещинах может развиваться расклинивающее действие порядка 10 МПа и более. Такие цифры уже вполне сопоставимы, а в ряде случаев существенно превышают локальное сопротивление выветривающихся материнских пород разрушению.

Характерно, что при суточных и сезонных колебаниях температуры происходит процесс динамического гидратационного выветривания, обусловленный пульсационным характером изменения размеров трещин вследствие температурных деформаций. При этом возникает циклическое выдавливание воды из микротрещин, а затем обратное ее поступление. Это способствует ослаблению («расшатыванию») структурных связей в породе, расширению и углублению трещин. Постепенно расширяющаяся и углубляющаяся микротрещина в конечном итоге оказывается способной вмещать и определенное количество свободной (объемной) воды. В этом случае вступает в силу качественно новый механизм физического выветривания, связанный с фазовым переходом этой воды в лед — так называемый криогидратационный механизм выветривания. При переходе свободной воды в лед происходит увеличение ее объема на 9%, за счет чего возникает избыточное давление,

расклинивающее давление льда $P_r^л$. В закрытой системе (без возможности объемного расширения) давление, вызванное замерзающей водой, может достигать нескольких тысяч мегапаскалей. В природных условиях предполагается возможность развития этих давлений до значений порядка десятков мегапаскалей. Условием развития криогидратационных трещин при этом является преобладание расклинивающего действия льда над локальной прочностью грунта: $P_r^л > P_{снл}$. При многократном повторении процесса замерзания — таяния воды в породе будет иметь место непрерывное раскрытие трещин и углубление ее острия. При этом криогидратационное разрушение горных пород, естественно, связано не только с фазовыми переходами воды в лед, но и с сопутствующим этому явлению изменением толщины пленки связанной (незамерзшей) воды. Если же учесть, что эти процессы происходят на фоне продолжающегося действия температурного фактора, то следует говорить о совместном и одновременном проявлении вышеперечисленных механизмов выветривания в преобразовании горных пород в криолитозоне. Условие совместного действия температурного, гидратационного и криогидратационного механизмов разрушения пород имеет следующий вид:

$$P_t + P_p^{пл} + P_r^л > P_{снл}. \quad (2.2)$$

Очевидно, что роль и доля каждого из этих механизмов разрушения в общем физическом выветривании горных пород нуждается еще в экспериментальном подтверждении и уточнении. Но поскольку в условиях криолитозоны физическое выветривание протекает явно более интенсивно, следует предполагать, что криогидратационный механизм вносит наиболее существенную и весомую долю, а главное, резко интенсифицирует собственно гидратационный механизм выветривания. Убедительным подтверждением этого служат экспериментальные исследования В. Л. Суходровского, показавшего, что обломки базальтов и долеритов разрушаются в процессе циклического воздействия отрицательных и положительных температур в присутствии воды в 160 раз быстрее, чем без воды. В частности, при 100 циклах охлаждения и нагревания (при изменении температуры от -25 до $+20$ °С) базальтовых обломков, погруженных в воду, образовалось 6 мг мелкозема на 1 см^2 площади образца. Для сухих обломков эта величина равнялась 0,035 мг.

В природных условиях криолитозоны 100 циклов замерзания — оттаивания поверхностной части пород (100 переходов через 0 °С) могут реализоваться даже в течение одного года. Следовательно, в многолетнем плане такая разница в действии различных механизмов разрушения горных пород скажется весьма существенно. Так, например, вне криолитозоны 1 см элювия формируется за несколько сотен лет, тогда как в области интенсивного проявления криогенного фактора — всего за несколько лет. Таким образом, физическое выветривание в области развития мерзлых пород, являясь по существу комплексным процессом, включающим ряд ме-

ханизмов разрушения горных пород, резко интенсифицируется за счет криогидратационного механизма, что и обеспечивает большую скорость протекания и результативность выветривания здесь по сравнению с другими типами литогенеза.

Наряду с физическим и физико-химическим преобразованием и разрушением горных пород весьма существенным фактором выветривания на его начальной стадии, когда формируются «примитивные» почвы, является биологический фактор, приводящий к специфическому виду биогеохимического выветривания. Отчетливо и наиболее обоснованно на существенную роль микроорганизмов на первичной стадии выветривания впервые указал Б. Б. Польшов, много времени уделивший «фрагментарным почвам начальной стадии развития» или «эмбриональной стадии почвообразования». Впоследствии это направление успешно развивалось М. А. Глазовской, Е. И. Парфеновой, Е. А. Яриловой и другими исследователями, проанализировавшими начальную стадию выветривания магматических пород в криолитозоне. Было установлено, что развитие и протекание биологического выветривания осуществляется в виде ряда последовательных стадий. Для первой стадии характерна деятельность накипных и листовых лишайников, зеленых, диатомовых, жгутиковых и бурых водорослей, различных бактерий и грибов, которые закрепляются в самом приповерхностном слое породы. На второй стадии лишайники и корни растений проникают уже не только в поверхностный слой, но и глубоко в породу, на десятки и сотни сантиметров, расщепляют ее и дробят. На поверхности при этом обычно уже формируется прерывистый (разорванный) слой дернины, мощность которого достигает 10 см. На третьей стадии происходит интенсивная биохимическая переработка материнских пород. Участие биомассы в преобразовании горных пород проявляется в генерации кислорода, накоплении в живых организмах разнообразных химических элементов, ускорении развития химических процессов, когда биологические объекты выступают в роли катализаторов реакций, формировании гумуса и органических кислот и образовании органогенных отложений.

В области развития мерзлых пород содержание органического вещества (от общего содержания всех растворенных веществ в воде) составляет 15—30 % для вод дренируемых почв и 40—80 % для вод глеевых и болотных почв. Такое высокое содержание органики обуславливает резкое возрастание миграционной подвижности ряда химических элементов (Fe, Co, V, Pb, Al, Mn, Cu и др.) за счет образования комплексных органо-минеральных соединений, таких как: оксалаты и ацетаты, образующиеся под воздействием щавелевой и уксусной кислот; фульваты и в меньшей мере гуматы, представляющие собой соединения гумусовых веществ (гуминовых и фульвокислот) с катионами щелочных и щелочноземельных металлов; хелаты — комплексные соединения преимущественно с Fe, Al, Mn, Cu; адсорбированные на глинистых минералах гумусовые вещества, нередко формирующие пептизационно-ин-

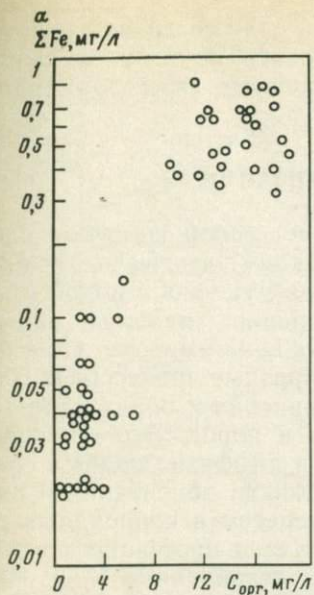
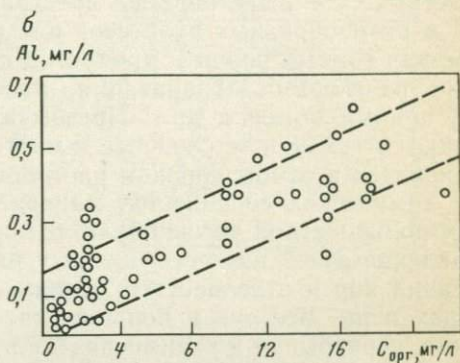


Рис. 8. Корреляционное поле содержаний железа и органики (а) и алюминия и органики (б) в водах северо-таежных мерзлотных ландшафтов Алданского нагорья (по [26])



фильтрационные и коллоидно-инфильтрационные иллювиальные горизонты. В почвенных водах мерзлотных ландшафтов при повышении содержания органики отмечается резкое увеличение содержания железа и алюминия (рис. 8). По данным И. Б. Никитиной [26], в области развития мерзлых пород содержание фульвокислот в почвенных водах может в 5—6 раз и более превышать содержание гуминовых кислот. Фульвокислоты при этом отличаются от гуминовых более светлой окраской, относительно низким содержанием углерода и характеризуются большей подвижностью и растворимостью в кислых и нейтральных средах, а также высокой емкостью обмена (до 700 ммоль/100 г). По существу, они являются менее «зрелыми» (неразложенными) формами в грунте гумусовых веществ. Причем гуминовые кислоты разлагают в основном силикаты, приводя к образованию кремнекислот. Фульвокислотам же принадлежит более активная роль в разложении разнообразных пород и минералов. Легко разлагаются при этом амфиболы, мусковит, эпидот, наиболее устойчивы рутил, турмалин и кварц.

Гумусовые вещества имеют не менее важное значение в формировании структуры почв и рыхлых горных пород, поскольку образование глинистых макроагрегатов происходит в результате склеивающего действия гумуса и органоминеральных соединений. В криолитозоне (при преобладании фульвокислот) склеивание проявляется в пространстве сравнительно равномерно вследствие высокой подвижности и равномерной пропитки всей массы почвы фульвокислотами. Поэтому порода приобретает монолитный вид, что характерно для северных широт. Гуминовые же кислоты обыч-

но распределены в почве неравномерно в силу своей меньшей подвижности и способности легко коагулировать, поэтому способствуют формированию преимущественно пористых агрегатов (например, в черноземах).

ХИМИЧЕСКОЕ ВЫВЕТРИВАНИЕ

Химическое выветривание представляет собой комплекс сложных и разнообразных процессов или реакций химического взаимодействия горных пород и продуктов их разрушения с водой и водными растворами (гидратация, растворение, гидролиз, замещение, ионный обмен и др.). Чрезвычайно важными при этом оказываются также и те сложные и многообразные процессы, которые происходят в самом поровом растворе, приводя к образованию новых химических соединений, минералов и пород. Это — процессы электролитической диссоциации, осмоса и диффузии ионов и солей, выпадение солей из пересыщенных растворов, цементация и кольматация пор и отдельностей породы, процессы в коллоидных растворах и пр. Все они в большинстве случаев протекают одновременно, неразрывно и взаимосвязанно. Исследованиями К. Д. Глинки, А. Е. Ферсмана, И. И. Гинзбурга и многих других было убедительно показано, что химическое выветривание минералов носит отчетливо стадийный характер, когда при переходе какого-либо химического соединения в другое (более устойчивое в данных условиях) вначале образуется не конечная стабильная форма, а ближайшая к исходному состоянию, т. е. переход осуществляется постепенно с минимальным энергетическим эффектом. Очевидно, что при этом возникают какие-то промежуточные равновесные состояния в системе «раствор — новообразованный минерал» и работает, по существу, принцип частичного равновесия [17]. Ярким подтверждением этому могут служить результаты экспериментов Х. К. Хельгесона (1971 г.) по растворению калиевого полевого шпата в буферных растворах при рН, равном соответственно 4, 6, 8 и 10. В природных условиях по мере проникновения кислых и почвенных растворов вниз происходит обычно формирование слабощелочной и щелочной сред. Следовательно, рассматриваемые ниже четыре эксперимента могут быть интерпретированы как последовательное течение одной химической реакции гидролиза с постепенным возрастанием рН раствора. Анализ результатов осуществлялся на основе оценки изменения концентрации кремнезема во времени ($m_{\text{SiO}_2} = f(\tau^{\frac{1}{2}})$).

Х. К. Хельгесон приходит к выводу о взаимосвязи между резкими скачками молярности SiO_2 с определенными этапами гидролиза полевого шпата (рис. 9), отражающими возникновение последовательного ряда промежуточных продуктов реакции (минералов). Отрезок кривой *AB* соответствует моменту начального взаимодействия между полевым шпатом и раствором. Точка *B* соответствует появлению первой, промежуточной фазы — гиббсита

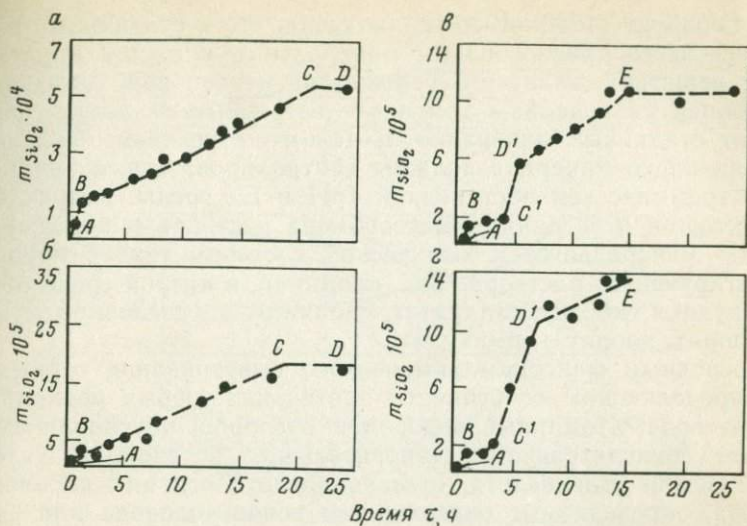


Рис. 9. Изменение во времени концентрации кремнезема при гидролизе калиевого полевого шпата в растворах с различной величиной рН (по Хельгесону, 1971 г.):

а — рН 4; б — рН 6; в — рН 8; г — рН 10

($\text{Al}(\text{OH})_3$). На отрезках BC и BC' сохраняется равновесие новообразованного гиббсита с раствором. Перегиб кривой в точках C и C' соответствует формированию нового минерала — каолинита (в результате продолжающейся реакции гиббсита и калиевого полевого шпата с раствором). Причем в кислой и близкой к нейтральной средах (рН 4 и 6) дальнейшее течение реакции гидролиза практически прекращается. Отрезки кривых CD и $C'D'$ при этом характеризуются равновесием каолинита с раствором и полевым шпатом. В точках D и D' гиббсит полностью исчезает и начинается формирование в щелочных средах (рН 8 и 10) гидрослюда или монтмориллонитов в результате взаимодействия полевого шпата и новообразованного каолинита с раствором (отрезки $D'E$).

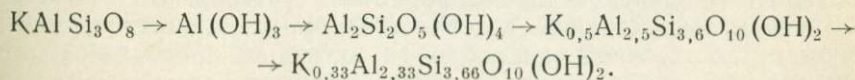
Таким образом, данная интерпретация результатов эксперимента позволяет судить о скачкообразном во времени новообразовании промежуточных (стадийных) минералов в реакциях гидролиза:

рН 4 — 6

рН 8 — 10

калиевый

полевой → гиббсит → каолинит → гидрослюда → монтмориллонит шпат



Рассматривая проблему стадийного превращения минералов для процессов окисления, гидратации, замещения и гидролиза,

И. И. Гинзбург (1940—1946 гг.) показал, что к стадийному распаду более всего приспособлены минералы со слоистой кристаллической решеткой, а затем — с решеткой цепочечной. Минералы с плотнейшей упаковкой, в том числе островные силикаты, обычно не дают стадийных минералов. В целом же условия образования того или иного минерала должны контролироваться, с одной стороны, геохимической обстановкой (рН и Eh среды, направленностью реакции и условиями массообмена раствора и породы), а с другой — минеральным и химическим составом горной породы и контактирующего раствора. Так, например, в кислой среде обычно формируются гиббсит, галлуазит, каолинит, а в щелочной — монтмориллонит, хлорит, вермикулит.

К основным факторам химического выветривания горных пород, определяющим особенности протекания любых реакций, относятся: вода, атомарный водород и кислород, обуславливающие значение окислительно-восстановительного потенциала, углекислый газ или уголекислота, степень кислотности или щелочности раствора, определяемые содержанием ионов водорода или гидроксила и др. Криолитозона при этом характеризуется отчетливо выраженной специфичностью в проявлении и роли ряда агентов химического выветривания. Так, свободная вода в преобразовании многолетнемерзлых пород вообще не участвует. Только в теплый период года она оказывает существенное влияние на сезонномерзлые породы. Основная же роль при этом принадлежит связанной (незамерзшей) воде, находящейся во взаимодействии и динамическом равновесии со льдом и горной породой.

Грунтовые воды, как правило, характеризуются повышенным содержанием уголекислоты. Это объясняется, с одной стороны, тем, что с понижением температуры резко возрастает растворимость газов (в том числе и CO_2) в водных растворах, а с другой — повышенным содержанием органического вещества. В качестве примера можно указать, что в почвах Большеземельской тундры содержание свободной H_2CO_3 достигает 186 мг/л, а иона HCO_3^- 650 мг/л. Поэтому концентрация водородных ионов в почвенных водах криолитозоны, насыщенных легко диссоциирующей уголекислотой, возрастает в несколько сотен раз. Это, по-видимому, несмотря на пониженную диссоциацию воды при низких положительных и отрицательных температурах, и определяет кислую реакцию среды, что хорошо иллюстрируется графиком изменения рН почв при движении с юга на север (рис. 10).

В криолитозоне поверхность многолетнемерзлых пород служит водоупором, а воды, фильтрующиеся в сезонноталом слое, реагируют с породами по глубине только до кровли мерзлоты. На склонах по этому водоупору происходит вынос растворенного вещества. Причем зона аэрации, которая в обычных условиях характеризуется достаточной мощностью и активным преобразованием горных пород, в большинстве случаев выражена здесь слабо.

Состав и свойства почвенных растворов практически целиком предопределяют характер геохимической среды, т. е. интенсив-

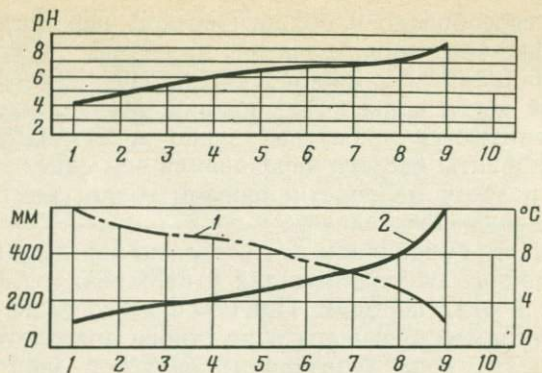


Рис. 10. pH верхнего слоя почв и климатические условия основных типов и подтипов (цифры 1—10 по оси абсцисс) в пределах СССР (по классификации И. В. Тюрина, 1934 г.):

1 — количество осадков; 2 — средняя температура

ность, направленность и результат химического выветривания пород в приповерхностной зоне гипергенеза. В качестве примера можно привести результаты исследований И. Б. Никитиной [26] по сравнению состава кислых почвенных вод неглеевого (при наличии дренажа) и глеевого типов в пределах Алданского нагорья. Так, для вод кислого неглеевого типа характерны окислительные условия, для глеевого — восстановительные. Соотношение содержания органического вещества и суммарного количества всех растворенных веществ в этих водах различно. Воды первого типа отличаются сравнительно малым содержанием органики (10—25 % от суммы всех растворенных веществ), но высокой растворяющей способностью (30—80 мг/л) по сравнению с водами второго типа (органика 40—70 %, суммарное количество растворенных веществ 15—25 мг/л). Органоминеральный коэффициент, определяемый отношением содержания органики к сумме растворенных веществ, равен для этих вод, соответственно, 0,02—0,4 и 0,5—2,5. Воды неглеевого типа содержат меньше углекислоты (3—6 мг/л), чем глеевого (до 28 мг/л), но больше кислорода (близко к предельному насыщению — 10—12 мг/л). В глеевом типе вод характерно содержание кислорода до 6 мг/л. Данные условия определяют, в конечном итоге, реакцию среды: для первого типа вод pH 6,2—6,7, а для второго — pH 4—4,5. В более кислых водах оказывается повышенной концентрация железа и алюминия. Резко отличается и интенсивность миграции химических элементов. Коэффициенты миграции различных элементов определяются следующими цифрами: для неглеевых вод — $K_{Fe}=0,2-0,3$, $K_{Al}=0,1$, $K_{Mn}=0,2$; для глеевых — $K_{Fe}=0,8-1,8$, $K_{Al}=0,4-0,5$, $K_{Mn}=0,8-1,1$. Таким образом, в водах первого типа Fe, Al и Mn малоподвижны, что весьма типично для немерзлотных условий. В водах второго типа они попадают в группу легко подвижных элементов.

Не менее своеобразно в области вечной мерзлоты развиваются окислительно-восстановительные процессы. Устойчивая зона окисления, по-видимому, может существовать лишь в пределах самой верхней части коры выветривания. Многолетнемерзлые породы характеризуются преимущественно восстановительными условиями, хотя факты частого чередования зон окисления и восстановления по разрезу многолетнемерзлой толщи неоднократно обнаруживались исследователями.

Отсутствие объемной воды в многолетнемерзлых породах долгое время являлось основанием для утверждения о полном химическом покое в этих породах. Причиной этого была явная недооценка роли незамерзшей воды и не строго доказанный постулат, что незамерзшая вода (связанная) является «нерастворяющим объемом».

В настоящее время работами большого числа исследователей доказано наличие существенных реакций катионного обмена между породой и связанной водой, установлена возможность обмена катионов непосредственно между смоченными твердыми частицами грунта через адсорбированные пленки воды, обнаружено значительное превышение концентрации веществ в пленочной воде по сравнению с поровой жидкостью. Причем специальными экспериментами было показано [41], что интенсивность реакций обмена катионов слабо зависит от температуры породы и раствора в диапазоне от $+20$ до -8 °С, а в ряде случаев она даже несколько возрастает при отрицательной температуре (табл. 1).

Следовательно, в мерзлых породах могут идти и идут сложные и разнообразные химические реакции, скорость течения которых может быть сопоставима с таковой для немерзлых пород, хотя закономерности их протекания, по-видимому, существенно отличны. Прежде всего при этом необходимо учитывать, что в мерзлых породах в связи с малым объемом реагирующих поровых растворов химическое равновесие наступает быстрее, чем в талых, и процесс быстро затухает.

Действительно, в талых грунтах взаимодействие поровой влаги с породой происходит по схеме: объемная фаза → связанная вода → порода. При этом инфильтрация объемной воды приводит к уменьшению концентрации вещества в связанной форме, чем поддерживается определенный градиент концентрации в системах: «порода — связанная вода» и «связанная вода — объемная вода».

В мерзлых же породах в связи с отсутствием объемной фазы отвода химических компонентов из незамерзшей воды, казалось бы, не должно происходить. Однако такой отвод все же имеет место. Это связано с тем, что в незамерзшей воде происходит диффузия ионов и, таким образом, может происходить выравнивание концентрации растворенных веществ. Наряду с этим в мерзлых породах наблюдается миграция незамерзшей воды под действием градиентов температуры, давления, электрического и других потенциалов, что также обеспечивает перенос ионов и растворимых веществ совместно с мигрирующей водой.

Таблица 1

Количество Са-иона, вытесняемого Na-ионом при взаимодействии породы с раствором NaCl [41]

Температура, °С		Концентрация раствора, %	Количество вытесненного Са-иона, ммоль/100 г породы
породы	раствора		
20	20	0,06	0,5
-0,3	0	0,06	0,6
20	20	0,3	1,3
-0,3	-0,2	0,3	1,3
20	20	2,0	2,4
-1,5	-1,0	2,0	2,5
20	20	8,0	3,0
-4,1	-4,1	8,0	3,2
20	20	14,0	3,2
-7,9	-7,8	14,0	3,7

Примечание. Порода имела влажность 19%. Взаимодействие породы с раствором протекало в течение 5 мин.

И, наконец, весьма существенной особенностью поведения системы «мерзлая порода — незамерзшая вода» является процесс подплавления льда при возрастании концентрации ионов, выведенных из породы в незамерзшую воду. Это связано с тем, что с повышением концентрации раствора нарушается равновесие в системе «незамерзшая вода — лед» и происходит увеличение содержания незамерзшей воды за счет подплавления льда и перехода молекул воды из структуры льда в структуру связанной воды. Благодаря этому может постоянно осуществляться выравнивание концентрации солей в незамерзшей воде и снижение ее до первоначального уровня (принцип смещения равновесия Ле Шателье — Брауна — Цытовича).

Все вышеизложенное показывает, что химические реакции в многолетнемерзлых породах не затухают вообще, а характеризуются в течение всего времени небольшой, но все же отличной от нуля скоростью течения. Для более определенного суждения необходимы специальные экспериментальные исследования.

В отличие от многолетнемерзлых пород химические реакции в сезонномерзлых породах протекают значительно интенсивнее и характеризуются явной периодичностью. В пределах теплого и холодного полупериодов могут изменяться как количественные, так и качественные закономерности хода реакций. Суммарный результат такой периодичности в итоге должен быть отличен от преобразования чисто талых и чисто мерзлых горных пород. Подобный пульсационный характер взаимодействия породы с водой (связанной и свободной), а главное, фазовые переходы воды в лед и обратно должны, очевидно, приводить к резкой интенсификации процесса химического выветривания сезонномерзлых пород. Однако, несмотря на признание большинством современных исследова-

телей интенсивного химического преобразования сезонномерзлых пород, суждения о степени развитости этих процессов и видах протекающих при этом химических реакций существенно расходятся.

Так, например, Н. А. Шило [48] и К. И. Лукашев [25] считают, что гидролитическое разложение пород в криолитозоне замедлено и не является главным процессом химического преобразования пород. На первое место они ставят гидратацию минералов, т. е. растворяющее и окислительно-восстановительное действие почвенных растворов с низкой величиной рН. Подтверждением этого служит повышенное содержание в промерзающих породах гидратов и кристаллогидратов.

В. Н. Разумова [31] несколько уточняет эти представления. Она полагает, что в северных широтах благодаря низким температурам и слабой диссоциации воды гидролизу подвергаются главным образом минералы листоватой структуры (биотит, мусковит, хлорит, серицит и т. д.). Процесс гидролиза в данном случае ограничивается выносом лишь части катионов без разрушения решетки минералов. По этой причине в северных широтах, отмечает В. Н. Разумова, глинистые и охристые продукты выщелачивания не получают существенного развития.

Данные же М. А. Глазовской, Е. И. Парфеновой, Е. А. Яриловой и ряда других исследователей, напротив, доказывают, что химические процессы в криолитозоне идут достаточно глубоко, приводя к существенному преобразованию минералов (в том числе и за счет реакций гидролиза). В этих же работах отмечается, что в суровых климатических условиях объем химически преобразованных материнских пород невелик ввиду преобладания большого количества крупнообломочного материала. Однако скорость выноса перешедших в раствор соединений оказывается весьма значительной. А поскольку в раствор переходят в первую очередь Na-, Ca- и K-ионы, то процессы выщелачивания в северных широтах протекают с большой интенсивностью. В результате этого вниз по разрезу могут возникать иллювиальные карбонатные горизонты. Причем в разрезе слоя сезонномерзлых пород можно выделить горизонты, отличающиеся видом химического преобразования исходного продукта. Так, в верхней части этого слоя происходит выщелачивание, окисление и ожелезнение пород, а в восстановительных условиях нижнего горизонта идет процесс карбонатизации, оглеения и заиливания.

В качестве примера можно привести результаты исследования М. А. Глазовской [7], выполненные в крайне жестких мерзлотных условиях Антарктиды, где процессу химического преобразования подвергаются породы 10—15-сантиметрового слоя. Верхняя поверхность десквамационных корок (корок шелушения) оказывается покрыта тончайшим лакированным слоем пустынного загара (коричневого или красновато-коричневого цвета). Здесь при хорошем доступе кислорода идут окислительные процессы и накапливаются окислы MnO и Fe₂O₃, которые и определяют окраску поверхности пород. Между обломками породы, на боковых стен-

ках и нижней поверхности десквамационных пластин обнаруживаются охристо-ржавые или оранжево-красные пятна железистых и марганцовистых выделений, образовавшихся в результате миграции Fe_2O_3 и MnO с растворами и осадения их при испарении воды. Ниже по слою встречаются уже продукты вымывания и наблюдается эффект карбонатизации. Это желтоватые или мучнистые налеты, бурно вскипающие при действии соляной кислоты. Здесь аккумулируются более подвижные продукты выветривания: углекислый кальций и кальций, не вскипающий с HCl (возможно, гипс или фосфорит кальция). Исследование поверхностных корочек выветривания под микроскопом позволило установить этапность разложения первичных минералов. Вначале исчезает хлорит, затем роговая обманка и биотит, т. е. в первую очередь разлагаются ленточные и слоистые силикаты. Полевые шпаты покрываются желтовато-бурыми мелкоземистыми агрегатами — вторичными глинистыми минералами.

Подобные процессы химического преобразования сезонномерзлых пород оказываются присущими и другим регионам с менее жесткими климатическими условиями. Так, исследования М. А. Глазовской [6], Е. И. Парфеновой [27] и др. в высокогорных районах Тянь-Шаня и Северного Кавказа показали, что физическое выветривание проявляется здесь слабее, а химическое сильнее, чем в Антарктиде. Граниты при этом оказались покрыты железистой коркой, под которой отчетливо виден осветленный слой, где интенсивно накапливаются вторичные гидрослюда и минералы группы иллита, иногда целиком замещающие зерна полевых шпатов. В Антарктиде эти минеральные преобразования проявляются явно слабее.

Весьма типичным процессом для области распространения мерзлых пород является также коагуляция золь и образование коллоидных соединений. Это предопределено уже самим процессом фазового перехода воды в породе (замерзанием — таянием), вызывающим дегидратацию породы и, как следствие, коагуляцию (при достижении порога коагуляции) органо-минеральных соединений. Причем коагуляция протекает более медленно и не до полного иссушения коллоидов, что обеспечивает метастабильное состояние коллоидных соединений.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ЭЛЮВИАЛЬНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ КРИОЛИТОЗОНЫ

Состав элювиальных образований криолитозоны неразрывным образом связан и определяется комплексом физических и химических преобразований первичных (материнских) горных пород в коре выветривания. Обычно выделяют площадные и локальные коры выветривания. Последние образуются в результате проникновения по тектоническим и другим отдельным трещинам воды и растворов и характеризуются мощностью до нескольких сотен метров.

В криолитозоне аналогом таких кор выветривания могут служить таликовые зоны, где вследствие фильтрации вод происходит более интенсивное химическое преобразование горных пород по сравнению с окружающими многолетнемерзлыми породами. В целом же необходимо дифференцировать глубины проникновения разных видов выветривания (физического, биологического, химического и др.). Принимается, что химическое выветривание достигает глубины уровня застойных вод, а физическое выветривание контролируется в основном глубиной проникновения годовых колебаний температуры.

П. Ф. Швецовым, а вслед за ним А. И. Поповым, Ш. Ш. Гасановым и другими криолитологами в разрезе многолетнемерзлой толщи выделяется обычно три-четыре горизонта или яруса.

Первый (от поверхности) горизонт включает слой сезонного оттаивания и промерзания и характеризуется наличием интенсивных фазовых переходов влаги, обычно неплохим промывным режимом в летний период и одновременным интенсивным развитием как физического и биогеохимического, так и химического выветривания. В этом горизонте совершается более $2/3$ годового теплооборота и почти весь внутриземной (почвенно-грунтовый) влагооборот на протяжении года.

Второй горизонт охватывает слой от границы сезонного оттаивания пород до глубины проникновения годовых колебаний температуры. Мощность его может варьировать от первых единиц до первых десятков метров. Он характеризуется незначительным влагооборотом и примерно $1/3$ частью годового теплооборота. Причем в верхней части слоя годовых колебаний температуры имеет место слабоинтенсивное развитие фазовых переходов: незамерзшая вода — лед.

Третий горизонт коры выветривания в криолитозоне характеризуется, по-видимому, явным преобладанием процессов физического выветривания, развивающегося преимущественно за счет многолетних (4—6- и 11-летних) колебаний температуры.

Известно, что формирование кор выветривания и состава слагающих их пород зависит от тектонических, климатических и гидрогеологических условий, состава материнских пород и целого ряда других геолого-географических факторов. Так, например, полиминеральные и крупнозернистые породы разрушаются легче вследствие расшатывания связей между отдельными минеральными зернами. Ультраосновные и основные породы, выветривающиеся быстрее кислых пород, характеризуются обычно более мощной корой выветривания.

Можно, очевидно, полагать, что скорость выветривания определяется структурными связями породы, а форма образующихся отдельностей предопределена ее текстурными особенностями. Причем степень преобразования и изменения состава и свойств пород в профиле коры выветривания должна быть тем больше, чем сильнее была степень метаморфизации пород или чем сильнее условия

формирования породы отличались от современных условий гипергенеза.

Наряду с этим можно отметить, что на водоразделах мощность кор выветривания обычно больше, чем на склонах, а среди последних максимальная мощность наблюдается на обнаженных склонах южной и восточной экспозиций, чему способствуют большие перепады температур и меньшая увлажненность пород. При этом климат субполярных широт накладывает отчетливый отпечаток на интенсивность и направленность выветривания. Физическое выветривание здесь явно преобладает над химическим.

При достаточной продолжительности формирования коры выветривания она последовательно проходит обломочную, обызвесткованного элювия, сиалитную и латеритную стадии и в ней должен вырабатываться строго закономерный зональный профиль. Это связано с тем, что кислые почвенные растворы, просачиваясь вниз, постепенно переходят в слабощелочные и щелочные растворы, т. е. с глубиной увеличивается рН реагирующих вод и, в конечном итоге, они достигают рН выщелачивания свежей породы. Интенсивность процессов разложения пород с глубиной ослабляется в результате увеличения рН, изменения концентрации солей и ослабления кислородной активности.

И. И. Гинзбург [5] по преобладающим геохимическим процессам выделяет в профиле коры выветривания (снизу вверх) четыре зоны: 1) гидратации силикатов и начала выщелачивания; 2) конечной гидратации силикатов, развития выщелачивания и начала окисления; 3) конечного выщелачивания, развития гидролиза и слабого окисления; 4) интенсивного окисления и конечного гидролиза.

В нижней части коры выветривания в условиях щелочной среды при этом идет формирование гидрослюд. Выше, по мере увеличения кислотности раствора, располагаются новообразования монтмориллонита, а в кислой среде верхних горизонтов коры выветривания формируются каолинит и гиббсит. Помимо новообразования минералов, в профиле коры наблюдаются также и значительные преобразования структуры, текстуры, цвета и физического состояния первичной породы, что предопределило подразделение коры выветривания на следующие четыре зоны (снизу — вверх): монокристаллическая, глыбовая, зернистая или мелкообломочная и зона тонкого дробления.

В профиле площадных кор выветривания криолитозоны, характеризующихся сравнительно малой мощностью, выделяют обычно несколько горизонтов или зон (рис. 11). Зона I обычно представлена слабодифференцированной смесью грубообломочного материала (так называемый «бронирующий слой»). Наличие у поверхности грубообломочного материала объясняется его выпучиванием снизу и вымыванием в нижние горизонты тонкодисперсного материала в пределах криолитозоны. Такие породы принято называть структурными грунтами. Текстурирующим в них является гольцовый лед. Зона II характеризуется несортированной

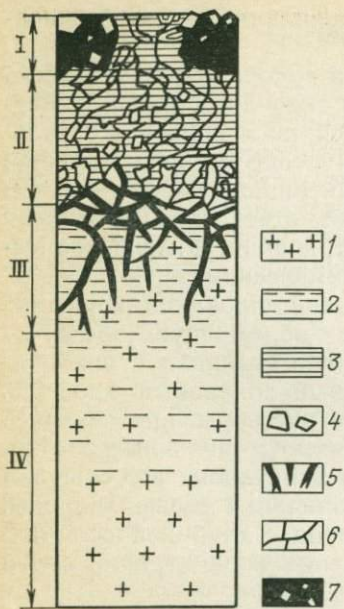


Рис. 11. Профиль криогенной коры выветривания (по Ш. Ш. Гасанову, 1975 г.):

1 — свежая порода; 2 — трещины освобождения от нагрузки; 3 — тонкодисперсный материал с глинистыми минералами монтмориллонитово-гидрослюдистого состава; 4 — обломки слабоцементированных коренных пород; 5 — жильный лед в трещинах коренных пород, переходящий вверх по разрезу в цементный; 6 — текстуробразующий сегрегационный лед; 7 — гольцевый или текстуробразующий цементный лед

смесью тонкозернистого материала (дресвы, щебня, камней). В глинистой фракции присутствуют монтмориллонит и гидрослюда. В этой зоне наблюдается концентрация калия, магния, закисных соединений железа, а на кровле мерзлоты отмечается повышенное содержание легкорастворимых минералов хлористого состава (CaCl_2 , NaCl , MgCl_2 и др.). В роли текстуробразующего льда здесь выступает сегрегационный лед. Зона III, представленная горизонтом слабо сцементированных глыб с малым содержанием мелкозема, постепенно переходит в зону начального разрушения коренных пород (IV зона), выраженную отчетливо до глубины нулевых годовых колебаний температуры. Последние две зоны располагаются обычно уже ниже слоя сезонного оттаивания и характеризуются присутствием жильного льда по трещинам коренных пород. Общей чертой выделенных зон является присутствие льда как нового и специфического для криолитозоны минерального образования. В то же время каждая из этих зон профиля выветривания должна характеризоваться типоморфным комплексом гипергенных минералов.

Основываясь на вышеизложенном, Ш. Ш. Гасанов [4] вслед за А. И. Поповым и другими советскими криоли-

тологами выделяет особый — *криогенный тип* выветривания, а в профиле коры, наряду с обломочной зоной, включает еще и гидрослюдисто-монтмориллонитово-бейделлитовую зону. Очевидно, что в зависимости от тектонического и гидрогеологического режима, континентальности климата и других конкретных природных условий возможно видоизменение приведенного профиля криогенной коры выветривания (его усложнение или, напротив, упрощение — потеря той или иной зоны).

Так, если рассмотреть более детально первую и вторую зоны в профиле коры выветривания, т. е. собственно слой сезонного оттаивания, то в случае небольшой мощности этого слоя можно в его пределах выделить по крайней мере три горизонта. Первый (верхний) горизонт, мощностью приблизительно 10 см, формируется обычно под действием суточных колебаний температуры и в весенний и осенний периоды может подвергаться многократному

промерзанию и оттаиванию. По данным В. Г. Чигира, например на Северной Земле, только на июль—август в верхнем 10-сантиметровом слое обычно отмечается до 70 случаев перехода температуры через 0 °С. При этом фиксировались довольно высокие градиенты температуры (до 2 °С/см). Все это вызывает резкое усиление дезинтеграции пород в данном горизонте. Второй горизонт занимает промежуточное положение и является переходным от первого к третьему. Третий горизонт в течение теплого периода года может также подвергаться неоднократному подмерзанию снизу (со стороны мерзлой толщи). Так, при глубине оттаивания порядка 40 см на Северной Земле в этом горизонте фиксировалось до 10 циклов промерзания — оттаивания. Причем влияние циклического промерзания — оттаивания при этом оказывается даже более существенным, чем в первом горизонте. Этому способствует повышенная влажность пород третьего горизонта, что приводит к резкому усилению дезинтеграции обломков пород и минералов в результате действия криогидратационного механизма разрушения.

Таким образом, в профиле слоя сезонного оттаивания (в верхней и нижней его частях) должны выделяться два более дисперсных горизонта, хотя такая закономерность может существенно нарушаться как вследствие морозного выпучивания на поверхность обломочного материала, так и в результате вымывания вниз и выноса более тонкодисперсного материала.

Специфике развития кор выветривания, их строению и химико-минеральному составу пород в зависимости от различных геолого-географических условий, определяющих вид геохимической обстановки, большое внимание уделяли И. И. Гинзбург, В. А. Ковда, К. И. Лукашев, А. И. Перельман, В. Н. Разумова и многие другие исследователи, что позволило вплотную подойти к выделению зональных геохимических типов коры выветривания. Эти типы характеризуются обычно условиями и показателями выветривания применительно к различным ландшафтно-климатическим зонам, которые в обобщенном виде (но без учета состава материнских пород) представлены на рис. 12.

К. И. Лукашев [25] по условиям выветривания, геохимии процессов и комплексам типоморфных элементов, соединений и минералов выделил пять геохимических типов кор выветривания. Краткая характеристика трех из них (наиболее интересующих криолитологов) сводится к следующему.

1. Литогенная (обломочная) кора выветривания тундры. Характеризуется преобладанием механического выветривания над химическим. Количество осадков 400 мм/год, испарение мало. Среднегодовая температура отрицательна, глубина сезонного оттаивания составляет 0,2—2 м. Растительность слабая, гумус представлен фульвокислотами. Вследствие малых глубин оттаивания воды застойные, $pH < 5$. Верхние горизонты ожелезнены. В целом характерно оглеение, присутствие продуктов восстановительных реакций (вивианит, закись железа, сидерит и др.). Первому этапу выветривания свойственно высокое содержание гидрослюд.

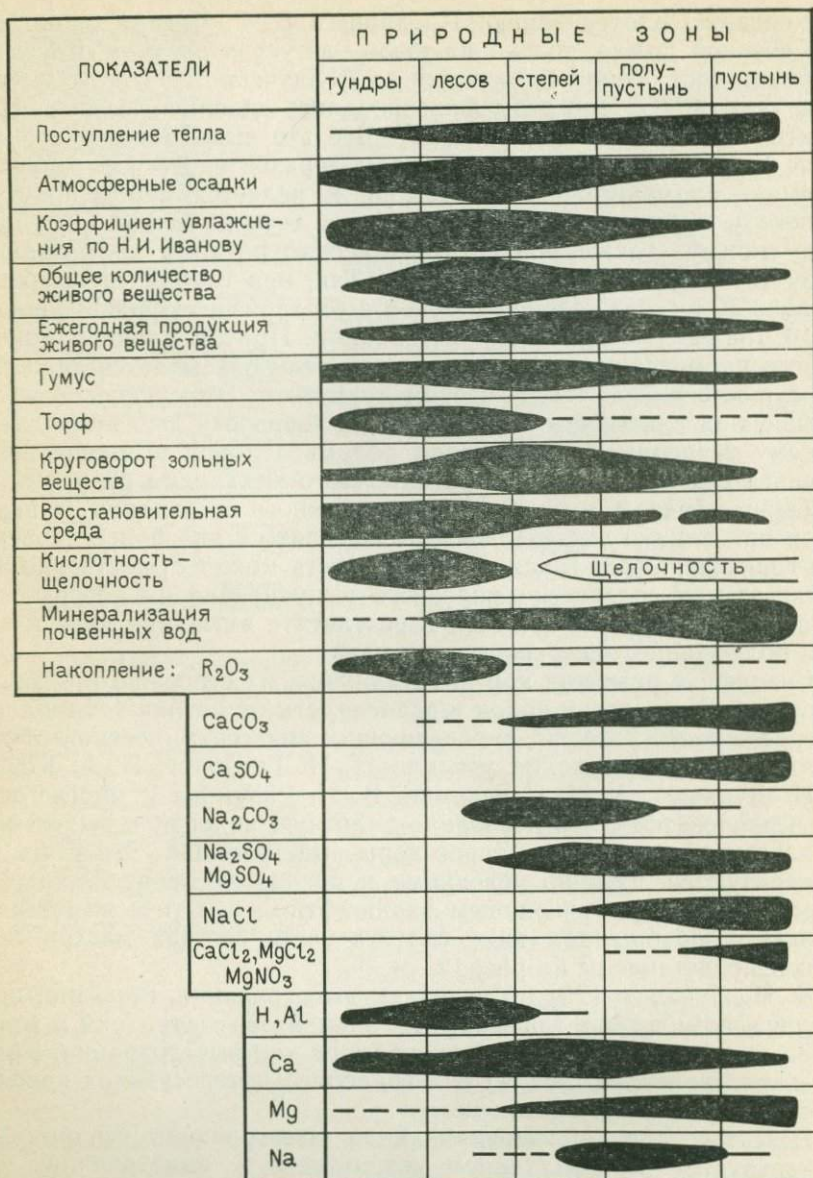


Рис. 12. Геохимические особенности ландшафтов на континенте (по В. А. Ковда и А. И. Перельману, с уточнениями К. И. Лукашева, 1956 г.)

2. Силитно-глинистая кора выветривания тяготеет к зоне тайги. Она также может развиваться на многолетнемерзлых породах. В этом случае характерны большие глубины сезонного оттаивания и промерзания (а отсюда условия — ближе к окислитель-

ным, $pH < 6$), а также более промывной водный режим пород. В условиях второго типа коры выветривания происходит накопление кремнезема и глинозема, т. е. образование подзолистых горизонтов. Характерно присутствие гидрослюд и монтмориллонита. Гумус представлен подвижными фульвокислотами, вместе с которыми выносятся Al, Fe, щелочные и щелочноземельные металлы. При этом образуются иллювиально-гумусовые горизонты.

3. Силитно-карбонатная кора выветривания развита вне зоны многолетнемерзлых пород в условиях степной зоны. Для нее характерны малые глубины сезонного промерзания, хороший дренаж при малом количестве осадков; среда щелочная (pH 7—8). На таких корах выветривания развивается черноземный почвенный комплекс.

Поскольку мощность кор выветривания определяется скоростью их формирования, вопросы интенсивности преобразования коренных пород в зоне гипергенеза приобретают весьма важное значение. Строго обоснованных данных в этом отношении чрезвычайно мало, особенно применительно к криолитозоне. Но даже имеющиеся сведения являются весьма неконкретными и недифференцированными по отношению к процессам физического и химического выветривания. В среднем скорость современного выветривания (почвообразования) сравнительно мала и варьирует в пределах 0,1—1 мм/год. В. И. Смирнов [34] принимает, что кора выветривания в 100 м на кристаллических породах может образовываться за 1—10 млн. лет. Причем скорость выветривания составляет, мм/год: никелевых руд Урала 0,01—0,02, кварцитов 0,005, известняков 0,1—0,5, глин 1—5. Эти цифры получены на основе анализа древних кор выветривания и учитывают совместное участие в формировании таких кор как физического и биогеохимического, так и химического видов выветривания.

Скорость физического выветривания оценивается обычно по мощности элювия или по разрушению (отступанию) различного рода коренных выходов, уступов, обрывов, береговой линии и т. д. Для криолитозоны величины этой скорости колеблются в весьма широком интервале. Так, например, максимальная скорость выветривания составляет, мм/год: уступа базальтового обрыва Земли Франца-Иосифа 0,05, известняков и сланцев Скандинавии 0,04—0,15, а известняковых уступов острова Шпицберген — до 5 [38]. Характерно, что учитывая, по-видимому, большую интенсивность физического выветривания в криолитозоне, отдельные исследователи (А. И. Попов, А. Г. Черняховский) указывают на возможность формирования 1 см криоэлювия всего за несколько лет (> 1 мм/год), тогда как вне области развития мерзлоты 1 см элювия формируется за 250—300 лет ($\sim 0,03$ мм/год).

В целом коре выветривания криолитозоны свойственно интенсивное развитие процессов дробления пород, свободная миграция всех химических элементов по профилю при наличии промывного режима, слабое развитие корневой системы растений и малый прирост биомассы, что предопределяет развитость здесь обломочных

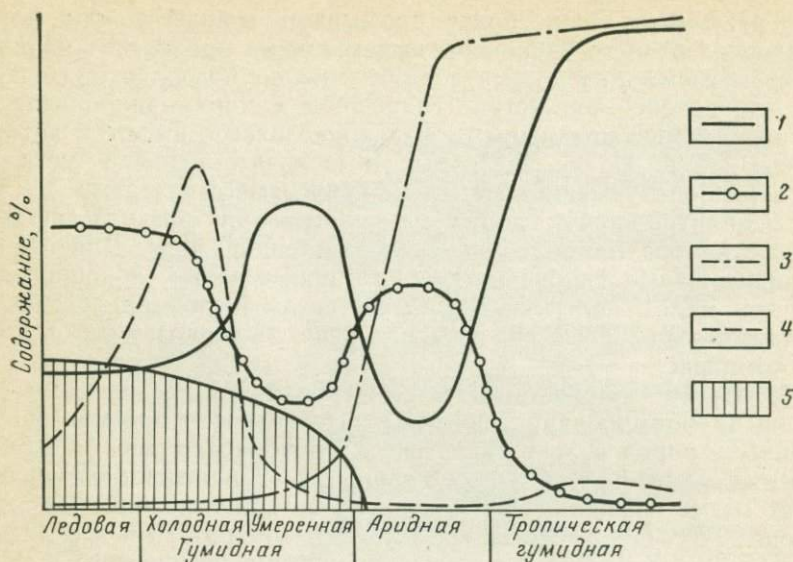


Рис. 13. Зависимость гранулометрического состава терригенного и биогенного материала от климатической зоны (по [24]):

1 — выход пелитовой фракции из коры выветривания; 2 — то же песчано-алевритовой; 3 — поступление пелитоморфного CaCO_3 в глубоководные осадки; 4 — то же, опалового материала алевритовой разности; 5 — грубообломочный ледовый и водорослевый материал

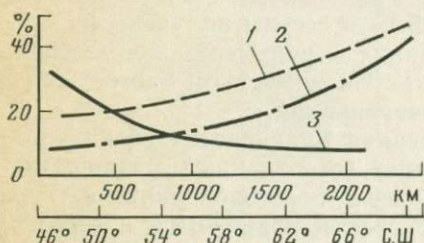


Рис. 14. Эмпирические кривые изменения содержания частиц различной крупности во взвесах рек Сахалина, Камчатки и Северо-Востока по мере приближения к высоким широтам (по [49]):

1 — 0,5—0,1 мм; 2 — 0,01—0,005 мм; 3 — 0,005—0,001 мм

и песчаных фракций, слабое глинообразование и малую мощность слоя, охваченного почвообразованием. Все это достаточно убедительно подтверждается зависимостью гранулометрического состава элювиальных пород от климатической зональности (рис. 13). При движении на север во взвесах рек Сахалина, Камчатки и Северо-Востока, как правило, существенно возрастает содержание фракций среднего и мелкого песка и уменьшается содержание фракции иловатой пыли (рис. 14). Одновременно с этим элювий криолитозоны характеризуется резким возрастанием фракций крупной и мелкой пыли (рис. 15), что объясняется дроблением песчаных частиц и коагуляцией первичных глинистых частиц под действием циклического промерзания—оттаивания.

Если же рассматривать гранулометрический состав элювия криолитозоны в целом, то более 50 % в нем составляет грубая

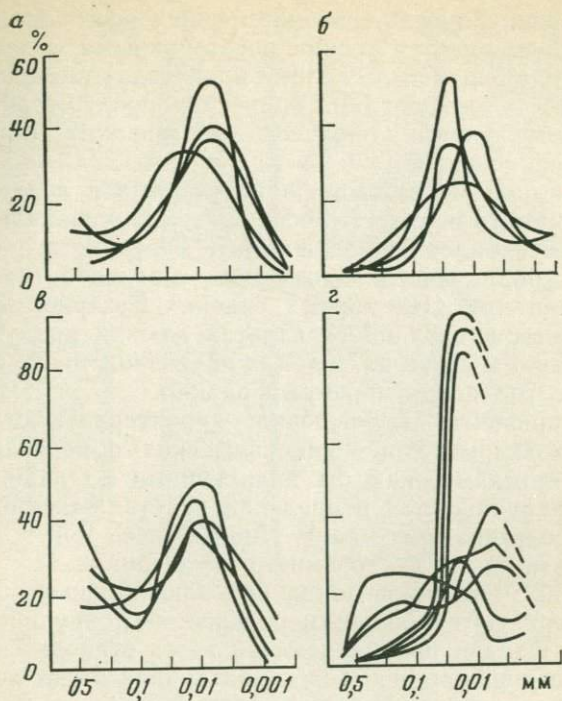


Рис. 15. Характерные кривые содержания частиц во фракции менее 1 мм в высоких широтах (по [49]):
 а — элювий Кольского п-ова; б — элювий Большеземельской тундры; в — элювий бассейна р. Колымы; г — взвеси в воде рек Северо-Востока в моменты паводков (несколько кривых на одном графике соответствуют разным районам)

фракция (размером 10—30 мм и более), представленная хрящом, щебнем и глыбами. Содержание песчаной и алевритовой фракции может достигать 40 %. Пелитовая и глинистая фракции обычно редко превышают 15 %. Такая специфичность состава элювиальных образований (явное преобладание грубых фракций и малое содержание глинистых частиц) позволила отнести эти образования к особому типу элювия — *криоэлювию*. Н. А. Шило и Ю. В. Шумилов [49] в связи с этим отмечают даже существование на пути диспергации материала в криолитозоне «алевритового барьера».

Имея в целом четко выраженный специфический облик, криоэлювий характеризуется и рядом отличительных особенностей в пределах тайги, тундры, высокогорных и высокоширотных районов. Для высокогорных и полярных ландшафтов, где преобладает температурное выветривание, характерно образование крупноглыбового, глыбово-щебенчатого и щебенчато-мелкозернистого элювия, скапливающегося в виде мощных осыпей, курумов и других форм обломочного материала.

Эти образования, располагающиеся чаще всего на наклонных поверхностях, оказываются весьма неустойчивыми и мобильными. В результате их смещения по склону происходит постоянное обнажение «свежей» поверхности материнских пород, что и вызывает развитие незатухающего процесса выветривания и накопление мощных толщ криоэлювия.

Активный вынос мелкозема фильтрующимися водами обычно приводит к тому, что верхние горизонты таких элювиальных образований лишаются алеврито-пылеватого и глинистого материала и приобретают облик чисто обломочного горизонта (без мелкоземистого заполнителя). На крутых склонах Северной Земли, например, мелкозем в верхних горизонтах элювия практически целиком отсутствует и лишь на склонах крутизной менее 5° возможно присутствие пылевато-глинистой фракции.

Нижние горизонты криоэлювия характеризуются наличием криогенных конгломератов — специфических образований, представленных обломками, как бы плавающими во льду. Наиболее часто это обнаруживается в пределах переувлажненных нижних частей сезоннооттаивающего слоя. Иногда здесь могут наблюдаться горизонты вмывания мелкоземистого материала.

В тундровой и таежной зонах криоэлювиальные образования также характеризуются большим содержанием крупнообломочного материала. Однако преобладающей здесь становится щебенчатая фракция, содержание глыбового материала имеет подчиненное значение. Содержание пелитовой и глинистой фракций может достигать 25%. Мощность активной части коры выветривания обычно невелика и контролируется глубинами сезонного оттаивания пород. Вниз по разрезу, как правило, наблюдается достаточно быстрое увеличение содержания крупнообломочного материала. Причем в зоне тайги отмечается большее, нежели в тундре, содержание пылеватых и глинистых частиц и меньшее содержание песчаных частиц, а также более плавное уменьшение вниз по разрезу содержания мелкозема (рис. 16).

Химический состав пород коры выветривания в криолитозоне исследован сравнительно слабо. Имеющиеся в этом отношении данные получены в основном для почв, среди которых преобладают неглеевые (подбуры, подзолистые Al-Fe-гумусовые) мерзлотные почвы. Гораздо реже встречаются глеевые слабодренированные почвы. Химические элементы в неглеевых почвах по миграционной способности располагаются в следующий ряд: $Si > Fe > Ti > Al$ [39].

Силикатные формы, образующиеся в результате реакций гидролиза, оказываются сравнительно подвижными в кислой среде и выносятся из почвенного профиля. Поэтому содержание в речных водах кремнекислоты обычно на один—два порядка выше, чем содержание элементов Fe.

Железо, титан и алюминий в кислой среде оказываются слабо-растворимы, поэтому они обычно остаются в почвенном профиле в виде окислов (Fe_2O_3 , TiO_2 , Al_2O_3) и гидроокислов ($Al(OH)_3$,

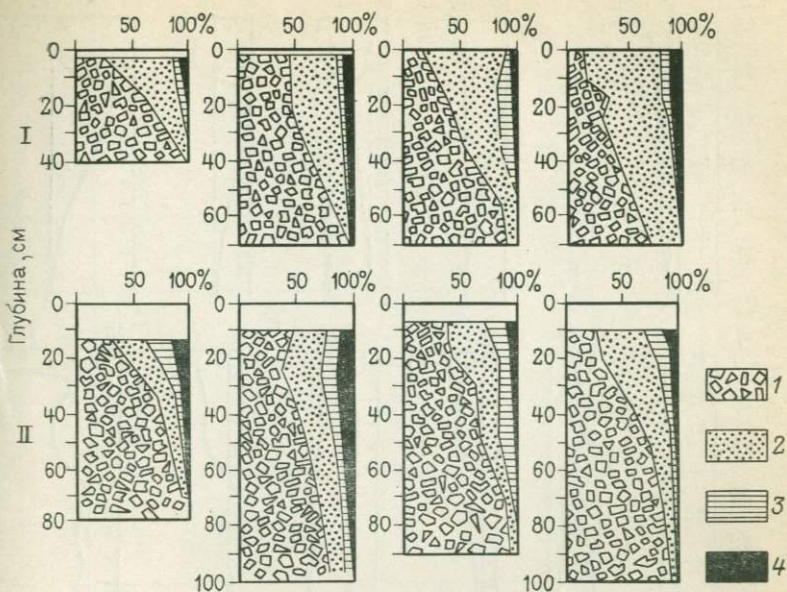


Рис. 16. Механический состав ортоэлювиальной коры выветривания (почвоэлювия) в тундре (I) и в северной тайге (II) (по [39]):
 1 — фракция > 1 мм (хрящ, щебень, глыбы); 2 — фракция 1—0,01 мм; 3 — фракция 0,01—0,001 мм; 4 — фракция < 0,001 мм

HFeO_2). Причем поскольку в криолитозоне в ходе гумификации образуется одна из наиболее агрессивных и подвижных форм гумуса — фульвокислота, то она (при движении вниз с почвенным раствором) разрушает гидроокислы и минералы силикатов, образуя различного рода органоминеральные соединения (оксалаты, хелаты, фульваты и адсорбционные органоминеральные соединения).

Фульваты и оксалаты как более подвижные соединения выносятся из почвенного профиля, а хелаты и адсорбированные органоминеральные соединения быстро теряют свою подвижность и задерживаются в иллювиальном горизонте. При этом образуются окрашенные в коричневые тона Al-Fe-гумусовые пылевато-глинистые горизонты. Одновременно с этим могут образовываться, конечно, и собственно гумусовые горизонты, и Al-Fe-гумусовые с соединениями титана горизонты. В этих иллювиальных горизонтах, таким образом, происходит накопление соединений железа, алюминия, титана (Fe, Al, Ti) и гумуса, т. е. осуществляется характерный для почвообразования в криолитозоне процесс *тиальферризации* [39].

Горизонт вымывания A_2 , естественно, оказывается обеднен гидроокислами и окислами Fe и Al, поэтому здесь отмечается относительно (а не абсолютно) повышенное содержание SiO_2 и наблюдается осветление этого горизонта в связи с разложением и выносом

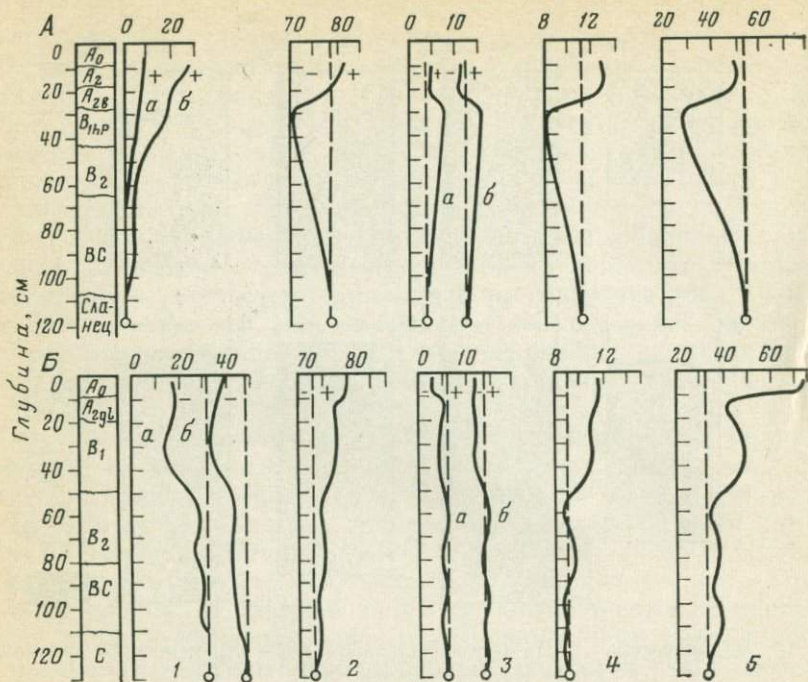


Рис. 17. Распределение в профилях подзолистой Al-Fe-гумусовой (А) и глеево-подзолистой (Б) почв мелкозема и химических соединений (по [39]):

1 — содержание фракций ($a < 0,001$ мм, $b < 0,01$ мм); 2 — валовое содержание SiO_2 , % на абсолютно сухую навеску; 3 — валовое содержание: (a — Fe_2O_3 , b — Al_2O_3 , % на абсолютно сухую навеску); 4 — молекулярные отношения SiO_2 к Al_2O_3 ; 5 — то же, SiO_2 к Fe_2O_3 (пунктиром показано исходное содержание в породе)

темноцветных соединений и минералов. Другими словами, образуется типично подзолистый горизонт, характеризующийся преобладанием SiO_2 и других светлых минералов. Все это достаточно убедительно иллюстрируется обобщенными результатами натуральных исследований (рис. 17).

Таким образом, для хорошо дренируемых неглеевых почв криолитозоны оказываются весьма типичными и характерными процессы подзолообразования, тиальферилизации и иллювиального гумусирования на общем фоне достаточно грубообломочных пород коры выветривания.

Рассмотренная выше специфика состава химических элементов и соединений в почвах присуща не только тундровой и таежной зонам, но и высокогорным и полярным районам, что было убедительно показано специальными исследованиями на эмбриональных почвах и корах выветривания Антарктиды, Северного Кавказа, Тянь-Шаня и Забайкалья [6, 7, 27, 35]. Общим при этом оставался факт незначительного выноса из почвенного профиля SiO_2 (либо относительного увеличения содержания этого компонента), су-

Химический состав элювиальных корок выветривания гранитов в нивальных условиях Центрального Тянь-Шаня [6]

Место отбора	Порода	П.п.п. %	Содержание, %									
			SiO ₂	R ₂ O ₃ +P ₂ O ₅	Fe ₂ O ₃	P ₂ O ₅	Al ₂ O ₃	MnO	SO ₃	CaO	MgO	K ₂ O
Ледник Берга	Гранит Светлая корка выветри- вания	1,2	69,9	21,5	1,8	0,07	19,03	0,14	0,65	1,22	0,17	2,0
		3,6	68,27	22,25	1,6	0,75	19,9	0,14	0,34	2,0	0,46	2,4
Ледник Ашутер	Гранит Выветрелый гранит Светлая корка выветри- вания	0,5	74,84	16,83	2,0	0,61	14,22	0,27	0,37	1,11	0,18	2,92
		0,4	74,51	18,1	1,9	0,75	15,45	0,40	0,27	1,0	0,10	2,24
		2,0	73,94	18,54	2,2	0,78	15,56	0,07	0,35	1,22	2,2	3,0
Ледник Комарова	Гранито-порфир вывет- релый Светлая корка выветри- вания	1,0	73,57	18,52	2,4	0,19	15,9	0,27	0,17	1,21	0,27	2,24
		4,8	67,34	22,75	2,45	0,19	20,1	0,20	0,25	2,4	0,26	2,29

Таблица 3

Химический состав примитивной горно-луговой почвы на диоритах Северного Кавказа [27]

Порода	П.п.п., %	Содер- жание гумуса, %	Содержание, %											SiO ₂ Al ₂ O ₃	SiO ₂ Fe ₂ O ₃	pH
			SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃			
Диорит Почвенный мелкозем	3,41	—	52,8	19,78	8,76	0,71	0,14	8,7	3,4	2,65	3,07	0,31	0,61	4,54	16,01	
	33,96	26,22	45,89	22,82	14,78	1,61	0,39	5,81	4,09	2,13	1,58	1,09	0,12	3,41	8,3	5,1

Химический состав горно-подзолистой почвы (по горизонтам)
на гранитах Восточного Забайкалья [35]

Почвенные горизонты	Глубина, м	Размер фракции, мм	Содержание, %			
			SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO
A ₀	0—10	0,001				
A ₂	10—20	0,001	64,2	24,6	6,25	1,72
B	20—30	0,001	53,3	26,2	15,44	2,33
B ₁	40—50	0,001	50,26	28,5	15,3	2,63

ществленного накопления элементов: Al, Fe, Mg, P, Ti и обогащения зарождающихся кор выветривания окислами железа, алюминия и титана (табл. 2, 3, 4). Все это позволяет говорить о достаточно четкой тенденции и выдержанной направленности изменения химического состава элювиальных пород в криолитозоне.

Научно обоснованное рассмотрение особенностей состава элювиальных образований возможно только на основе анализа устойчивости минералов в зоне гипергенеза. Проблема устойчивости к выветриванию минералов достаточно подробно освещена в ряде фундаментальных работ [14, 18, 32, 36, 37 и др.]. Однако количественная оценка и достаточно строгие критерии установления такой устойчивости разработаны еще в недостаточной степени и нуждаются в дальнейшем углубленном исследовании.

Существует острая необходимость в комплексном подходе к решению данной проблемы, что позволило бы одновременно учитывать как кристаллохимическую структуру минералов и их физические свойства, так и степень неравновесности этих минералов в различных по геолого-географическим особенностям условиям гипергенеза, а также специфику парагенезиса минералов и степень устойчивости их совместного существования в различных породах. Следует, по-видимому, различать также разную устойчивость минералов к физическому, химическому и биогеохимическому выветриванию. Очевидно, что в зависимости от конкретного сочетания всех этих факторов и условий может существовать не один, а несколько дифференцированных рядов устойчивости минералов к выветриванию.

Учитывая слабую разработанность проблемы устойчивости минералов в зоне выветривания, специфику минерального состава элювиальных образований, в настоящее время используют тщательный анализ и обобщение статистических данных по распространности и количественному содержанию минералов в этих образованиях. В качестве примера можно использовать результаты исследований минерального состава почв, развитых на различных по составу материнских породах в резко отличных ландшафтно-климатических условиях криолитозоны [6, 27, 35, 39 и др.].

Минеральный состав элювиальных корок выветривания гранитов в нивальных условиях Центрального Тянь-Шаня [6]

Порода (глубина отбора, см)	Содержание, %													
	SiO ₂	полевой шпат		мусковит	биотит	роговая обманка	магнетит	эпидот	апатит	циркон	кальцит	глинистые минералы	бурые агрегаты	опал
		свежий	выветрелый											
Гранит (5—15) Выветрелая корка (0,1)	27	36	30	1,5	1,5	0,5	1,0	0,5	0,2	0,05	0,1	—	—	—
	34	—	33	2,0	0,5	0,1	—	1,2	0,4	0,1	4,5	17,0	3,5	0,1
Гранит (5—10) Выветрелый гранит (3—5) Выветрелая корка (0—1)	29,5	55	11,0	0,3	1,2	0,6	0,8	0,3	0,1	0,02	0,1	—	—	—
	30,1	45	16,5	0,8	1,3	0,7	0,2	0,3	0,2	0,02	0,5	3,0	0,2	—
	33	20	20,5	1,6	1,0	0,5	0,1	0,5	0,10	0,08	1,3	8,9	3,0	1,0
Гранит-порфир (3—5) Выветрелая корка (0—1)	28,4	27	34,5	0,3	0,4	0,3	0,1	0,8	0,2	0,04	0,8	5,5	1,5	—
	30,3	—	36	2,1	0,5	0,2	—	1,9	0,2	0,06	5,4	16,5	5,3	0,8

Таблица 6

Минеральный состав горноподзолистой почвы (фракция >0,005 мм) на гранитах Восточного Забайкалья [35]

Глубина, см	Содержание, в % от массы фракции							
	кварц	ортоклаз микроклаз	альбит	олигоклаз	роговая обманка	биотит	мусковит гидрослюда	обломки пород
10—20	23,3	18,2	13,8	13,8	1,4	1,3	1,9	3,1
20—30	13,8	11,2	13,9	13,9	2,4	7,3	3,3	3,1
40—50	10,4	13,4	8,8	8,8	3,0	9,3	4,3	1,2

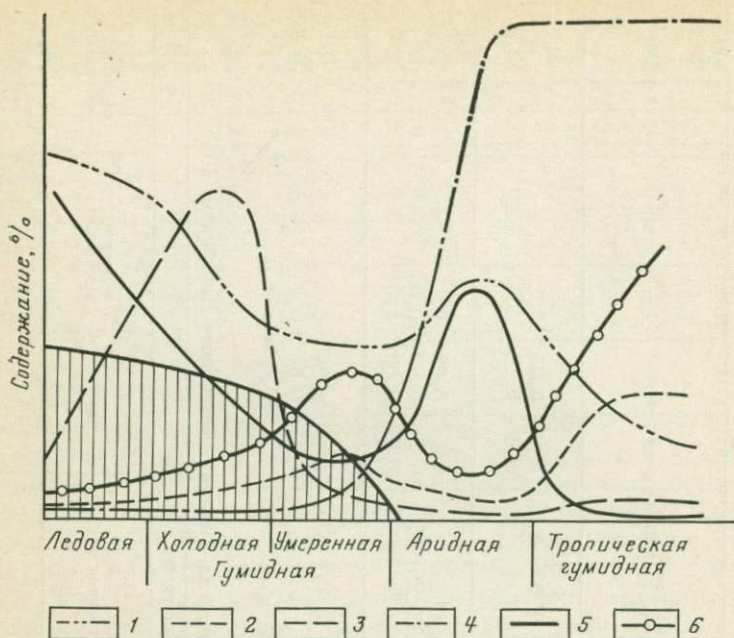


Рис. 18. Зависимость минерального состава песчаной и алевритовой фракций от климатической зоны (по [24]):

1 — изменение набора минералов в комплексах тяжелой и легкой фракций; содержание: 2 — устойчивых минералов тяжелой подфракции; 3 — аутигенного опала; 4 — аутигенного CaCO_3 ; 5 — полевых шпатов; 6 — кварца

Все эти исследования показали, что в слабокислых условиях разрушаются и преобразуются прежде всего слоистые и ленточные силикаты (хлорит, биотит, мусковит, амфиболы и др.), полевые шпаты (плагноклазы). При этом возникают вторичные минералы — новообразования гидрослюда, глинистых алюмосиликатов (нонtronит, бейделлит, монтмориллонит и др.), аморфного кварца. Происходит накопление кальцита, глинистых минералов, выветрелого мусковита. Наиболее устойчивыми минералами являются кварц, рутил, сфен, эпидот и др. (табл. 5, 6).

Для общей оценки наиболее характерных черт минерального состава элювиальных образований криолитозоны в первом приближении может быть использована обобщенная схема А. П. Лисицына [24], составленная отдельно для песчано-алевритовой и пелитовой фракций (рис. 18, 19). Преобладающими минералами в песках и алевритах криолитозоны являются полевые шпаты, обломки пород и отчасти опал, а в пелитах — полевые шпаты, гидрослюда, опал. В глинистой фракции, как было отмечено ранее, преобладающим должен стать гидрослюдисто-монтмориллонитово-бейделлитовый состав минералов.

Достаточно интересным представляется факт новообразования монтмориллонита, который, с одной стороны, является «запрещен-

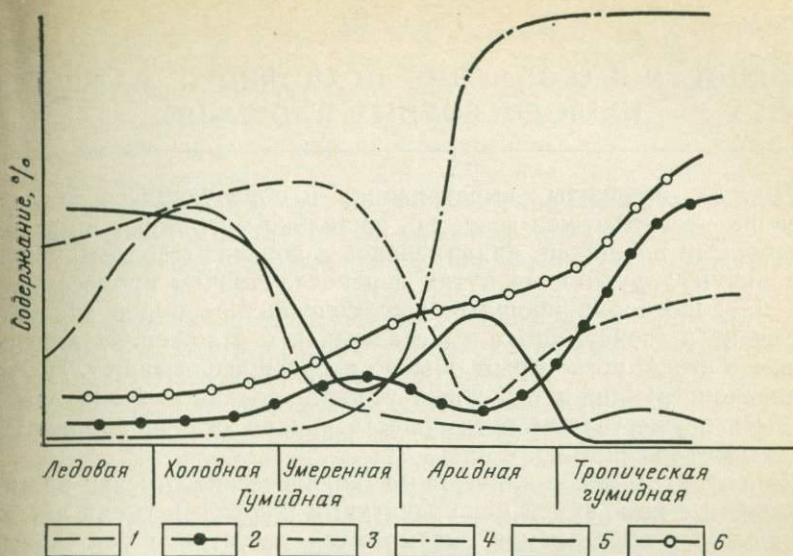


Рис. 19. Зависимость минерального состава пелитовой фракции от климатической зоны (по [24]):

1 — аутигенный опал; 2 — аутигенный CaCO_3 ; 3 — гидрослюды; 4 — каолинит; 5 — обломочные полевые шпаты; 6 — обломочный кварц

ным» минералом в кислой среде, а с другой — весьма типичным для криолитозоны. Объяснение этого может быть представлено в двух аспектах. Во-первых, можно допускать, что монтмориллонит является промежуточным продуктом в стадийном преобразовании минералов. Во-вторых, учитывая, что при переходе пород из талого состояния в мерзлое среда изменяется в направлении от кислой к щелочной, можно предполагать, что в многолетнемерзлых породах вполне закономерным будет новообразование минералов группы монтмориллонита. В таком случае формирование монтмориллонита представляется сугубо специфическим процессом для пород, находящихся в мерзлом состоянии. Возможно, именно с этим связано широкое развитие в криолитозоне, наряду с монтмориллонитом, и гидрослюд.

Для сезонномерзлых пород следует учитывать, что продолжительность зимнего периода в области вечной мерзлоты оказывается большей (в 1,3—2 раза) продолжительности летнего периода. Это в суммарном результате и обеспечивает превалирование процесса монтмориллонитизации над каолинитизацией, которая возможна в летнее время при инфильтрации в породу кислых почвенных растворов.

ПЕРЕНОС И НАКОПЛЕНИЕ ОСАДОЧНОГО МАТЕРИАЛА НА ВОДОСБОРНЫХ ПЛОЩАДЯХ

Рыхлые продукты выветривания и образующиеся в элювии растворы вещества, как известно, не только мигрируют в пределах водосборных площадей, накапливаясь в конечных водоемах стока, но и аккумулируются на путях переноса. Причем процессы переноса на водосборах прошлых геологических периодов запечатлеваются не в свойственных им осадках, а в отложениях конечных водоемов стока, по которым обычно их расшифровывают. Поэтому палеорекострукции мерзлотных условий докайнозойской эры могут быть осуществлены преимущественно на основе анализа бассейновых отложений.

Напротив, за менее длительные геологические отрезки времени, исчисляемые по крайней мере десятками и сотнями тысяч лет, континентальные образования оказываются достаточно устойчивыми, характеризуются высокой сохранностью и почти повсеместной распространенностью на водосборах. Мощность их в большинстве случаев превышает таковую для бассейновых отложений. Это позволяет широко использовать континентальные отложения в построении различного рода геолого-географических и мерзлотных палеорекострукций четвертичного периода.

Для рассматриваемой стадии литогенеза в области развития мерзлых пород характерно не простое отличие от некриогенных областей в количественных показателях процессов переноса и аккумуляции осадков, а глубокое качественное различие. Проявляется оно как в возникновении в пределах криолитозоны принципиально новых видов переноса, обусловленных различного рода мерзлотными процессами, так и в формировании целого ряда глубоко специфических по химико-минеральному составу и криогенному строению генетических типов континентальных образований, промерзавших по сингенетическому или эпигенетическому способам.

ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИЙ АКТ ОСАДОЧНОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ ВЕЩЕСТВА НА ВОДОСБОРНЫХ ПЛОЩАДЯХ

Вещества, мобилизованные в ходе выветривания, переносятся на значительные расстояния, вплоть до конечных водоемов стока, в виде истинных и коллоидных растворов, механических взвесей крупнообломочного материала, селевых потоков и других форм перемещения. В процессе такого перемещения на водосборных площадях происходит дифференциация продуктов выветривания, т. е. отделение друг от друга составных частей осадочного материала. При этом следует рассматривать по крайней мере три аспекта дифференциации вещества: а) отделение целого ряда хи-

мических элементов и соединений, содержащихся в истинных и коллоидных растворах, от материала механической денудации, т. е. дифференциация продуктов выветривания на механические и химические составляющие; б) разделение продуктов выветривания по составу и содержанию химических элементов и соединений в ходе перемещения их к конечным водоемам стока (химическая дифференциация); в) разделение продуктов выветривания по дисперсности и составу минералов в гранулометрическом спектре отложений водосборных площадей (механическая дифференциация).

Начальный акт разделения вещества приурочен к склонам и подножию положительных форм рельефа водосборных площадей: гор, возвышенностей, холмов, террас и др. В области развития многолетнемерзлых пород такая дифференциация осуществляется практически только в пределах слоя сезонного оттаивания. При этом обращает на себя внимание несопоставимо замедленная скорость перемещения в пределах водосборных площадей дисперсного кластического материала в сравнении со скоростью миграции поровых растворов и стекающих вод, содержащих химически растворенные и механически взвешенные вещества. Благодаря этому и происходит отделение грубообломочного материала от растворенного в путях переноса. Основная масса обломочных образований остается в пределах склона и его подножий, постепенно подвергаясь переработке реками, озерами, морями и океанами. Весь же растворенный и механически взвешенный материал уносится в реки и водоемы. Именно с этим связаны обломочная (механическая) природа делювия, аллювия, пролювия и формирование преимущественно химико-биогенных отложений в конечных водоемах стока. Если же рассматривать только речной перенос, то окажется, что в него ежегодно вовлекается лишь часть массы кластического материала, смещающегося по склонам. Однако несмотря на это, в настоящее время по соотношению в речном переносе влекомого кластического, взвешенного и растворенного материала представляется возможным приблизительно оценить интенсивность механической и химической денудации в районе.

Механическая и химическая денудация контролируются как климатической зональностью, так и структурно-тектоническими и геоморфологическими особенностями территории. Причем при переходе от горных рек к равнинным меняется соотношение механической и химической денудации: в горных реках преобладает механическая денудация, в равнинных — химическая.

Анализ соотношения между этими видами денудации в реках Евразийского материка, выполненный И. Д. Даниловым [9], показал преобладающее значение растворенных веществ над твердым стоком как в транзитных сибирских реках, так и в реках арктической, субарктической и северной умеренной зон. Закономерное исключение из этого составляют лишь реки, связанные с горными хребтами Черского, Верхоянского и др.

Преобладание растворенных веществ над взвешенными наносами в равнинных реках обусловлено малыми уклонами местности, морозящим характером выпадающих летом осадков и наличием густого и повсеместного дернового покрова, что, естественно, приводит к замедлению механической денудации в условиях тундровых ландшафтов. Однако в целом интенсивность и механической, и химической денудации в криолитозоне оказывается почти на порядок меньше, чем в районах теплого климата.

На стадии переноса одновременно с разделением продуктов выветривания на механические и химические составляющие происходит разделение кластического материала по механическому и минеральному составу или дифференциация продуктов выветривания по дисперсности и составу минералов в гранулометрическом спектре. Она зависит от дальности перемещения материала и географических условий его разделения в путях переноса.

Начальный этап дифференциации осуществляется в пределах водосборных площадей и проявляется в формировании разнообразных типов склоновых отложений, в которых еще в значительной мере беспорядочно смешаны крупные обломки (размерности гравия и выше) с грубым и мелким песком, алевритовыми и даже пелитовыми частицами. Только в самых общих чертах прослеживается отделение грубого песчано-щебнистого материала от более тонкого алеврито-глинистого при переходе от верхних частей склонов к нижним под действием ряда мерзлотно-физико-геологических процессов. В верхней части склона интенсивно развиваются процессы гравитационной денудации (осыпание и обваливание), постепенно сменяющиеся движением каменно-глыбового материала за счет раздвигания и выталкивания обломков замерзающей водой и смещения их вниз по склону при вытаивании цементирующего льда.

Так возникает широко развитый в области развития мерзлых пород курумный пояс, представленный каменными и щебневыми потоками и полями. По периферии этого пояса образуются конусы выноса мелкозема. Ниже по склону по мере увеличения в составе поверхностных пород тонкодисперсного материала начинает интенсивно развиваться качественно новый и один из ведущих в криолитозоне процессов — *солифлюкция*, приводящий к формированию зоны солифлюкционных образований. Поскольку солифлюкционное движение пород развивается уже при уклонах в 2—3°, то очевидно, что такая форма перемещения отложений будет прослеживаться до самой подошвы склона, сопровождаясь дальнейшим разделением этих отложений по дисперсности.

В пределах речной долины кластический материал сортируется уже в двух направлениях: в поперечном и продольном. Дифференциация материала перпендикулярно к речной долине характеризуется образованием в русле реки обломочных и грубозернистых отложений, в прирусловой отмели — более дисперсных пород и на пойме — алевритов и алевропелитов. Гранулометрическая сортировка материала в продольном направлении речной долины

выражена сравнительно слабо в пойменных отложениях и достаточно отчетливо в самом русле водотока. Русловый аллювий оказывается более грубозернистым в верховьях, чем в низовьях и особенно в дельте. Применительно к области распространения мерзлых пород эти вопросы наиболее полно проработаны для равнинных рек Ю. А. Лаврушиным [22], а для горных — И. П. Карташевым [15].

Весьма отличительной особенностью процесса дифференциации кластического материала по дисперсности в горных районах в области развития мерзлых пород является то, что материал становится все более неоднородным и несортированным (полидисперсным) при переходе осадка из одного генетического типа в другой (в ряду элювий → делювий → аллювий).

Этот эффект был вскрыт в пределах северо-восточного Приколымья и позднее наблюдался на большей части Северо-Востока СССР Н. А. Шило и Ю. В. Шумиловым [49]. Этими исследованиями было показано, что элювий Приколымья представлен весьма узким диапазоном фракций (10—30 мм) при практическом отсутствии в верхней части разреза мелкозема и появлении в нижней песка и крупной пыли (рис. 20). В делювии максимум также приходится на фракции 10—30 мм, но в отложениях появляется много тонких песчаных и пылеватых фракций. Сортировка делювия по сравнению с элювием ухудшается, а материал становится гетерогенным. В аллювиальных отложениях максимум, приходящийся на фракцию 10—30 мм, резко уменьшается и смещается в диапазон 5—20 мм. Резко возрастает содержание песка и пыли. Кривая гранулометрического состава характеризуется уже наличием не одной моды (как это было в элювии), а трех, т. е. коэффициент сортированности еще более уменьшается, а механическая неоднородность породы резко возрастает.

Таким образом, при миграции продуктов выветривания от водоразделов к склонам и речным водотокам в горных областях криолитозоны, наряду с увеличением дисперсности и уменьшением содержания грубозернистого кластического материала, отчетливо проявляется эффект ухудшения сортированности дисперсных пород и возрастание полидисперсности тонкозернистого материала. Причина появления такого эффекта, очевидно, может быть обусловлена рядом причин.

Одна из них заключается в интенсивной аккумуляции и задержке курумообразованием большой массы крупнообломочного материала в верхних частях склонов и достаточно активном выносе тонкодисперсного материала фильтрующимися водами в нижние части склонов. Этим обеспечивается формирование менее сортированных гравийно-песчаных пород делювия в сравнении с крупнообломочным составом элювиальных образований.

Другая не менее значительная причина формирования гранулометрической неоднородности пород связана с действием морозного дробления материала (физического выветривания), наиболее активно протекающего в зоне постоянного увлажнения и пе-

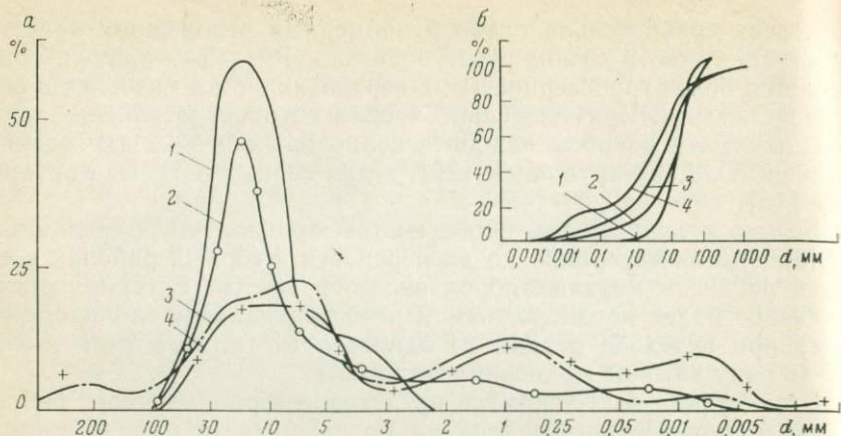


Рис. 20. Распределение фракций обломочного материала разных генетических типов осадков (а) и кумулятивные кривые для этих типов осадков (б) по Ю. В. Шумилу, 1971 г.):

1 — элювий поверхностный; 2 — делювий; 3 — перстративный аллювий; 4 — инстративный аллювий

риодического промерзания — оттаивания. Это приводит к интенсивному образованию в пределах криолитозоны как гравийного так и песчано-алевритового материала, т. е. обеспечивает увеличение дисперсности за счет крупных фракций. Этот процесс достаточно ярко проявляется в горных районах, очевидно, не только при формировании элювиальных и склоновых образований, но и как было показано Н. А. Шило [47], при образовании аллювиальных отложений за счет усиления интенсивности криогенного дробления материала в зоне периодически промерзающего зимой русла реки. Подтверждением этого служит весьма слабая окатанность материала в малых и средних водотоках Северо-Востока СССР. Материал элювия часто выглядит более окатанным по сравнению с аллювием. Постепенное ухудшение сортированности отложений вниз по склону оказывается весьма важным для россыпеобразований, наиболее широко проявляющихся, как известно, в областях холодного климата.

В отличие от горных районов, для равнинных территорий эффект ухудшения сортированности и окатанности материала в ряду элювий → делювий → аллювий прослеживается весьма слабо, поскольку в гранулометрическом спектре этих дисперсных пород практически отсутствует крупнообломочный материал, в основном обеспечивающий четко выраженную полидисперсность делювиальных и элювиальных отложений. Если же анализировать только мелкодисперсную часть гранулометрического спектра (<1 мм) отложений горных территорий, то для них так же, как и для мелкодисперсных отложений равнинных территорий, характерно отчетливое преобладание алевритовой фракции. Однако это обусловлено не механической дифференциацией вещества в путях пе-

переноса, а исключительно спецификой процесса криогенного выветривания пород, что было уже показано ранее.

Одновременно с гранулометрической сортировкой (дифференциацией) обломочного материала в путях переноса имеет место и некоторое разделение слагающих его частиц по минеральному составу. Причем минеральный состав делювиальных, пролювиальных и горных осыпей предопределяется в основном составом выветривающихся на водоразделах пород. Поскольку гранулометрическая сортировка материала оказывается весьма слабой, то отличающиеся друг от друга петрографические разности осадков чрезвычайно пестры и не имеют закономерных отличий по минеральному составу. Более отчетливо закономерное распределение минералов в гранулометрическом спектре прослеживается лишь в продуктах водной или воздушной дифференциации элювия.

Так, гранулометрическая дифференциация аллювиальных отложений сопровождается явными изменениями состава терригенных минералов. Наиболее грубозернистые осадки русла реки слагаются обломками пород эродируемой части водосбора. В песках резко преобладают обломочные зерна кварца, полевых шпатов и минералов тяжелой фракции. С переходом к алевропелитам все минералы практически нацело замещаются глинистыми минералами (гидрослюдами, монтмориллонитом, бейделлитом и др.) Характерно, что в ряду элювий→аллювий отмечается увеличение относительного весового количества тяжелых минералов во фракции 0,05—0,01 мм по сравнению с фракцией 0,1—0,05 мм [18].

Наряду с дифференциацией продуктов выветривания по дисперсности и составу минералов в ходе перемещения их к конечным водоемам стока наблюдается и существенная химическая дифференциация. Отдельные химические элементы оказываются при этом более подвижными и интенсивно выносятся подземным и поверхностным стоком, другие, напротив, остаются практически неподвижными и, задерживаясь в пределах водоразделов и склонов, повышают в относительном выражении свою концентрацию.

Рассматриваемый вопрос имеет большое значение для решения проблемы формирования и поиска седиментогенных месторождений полезных ископаемых. Однако многие аспекты химической дифференциации продуктов выветривания в процессе их транспортировки на водосборных площадях проработаны еще весьма слабо. Для решения этих вопросов необходимо прежде всего установить большое число частных (региональных) рядов по миграционной способности химических элементов и выявить закономерности поведения этих элементов в различных геолого-географических условиях.

Так, для области распространения многолетнемерзлых пород (Алданское нагорье) И. Б. Никитиной [26] были установлены ряды миграции химических элементов отдельно для грунтово-трещинных, почвенно-грунтовых вод и ручьев. Было показано, что в области криолитозоны в условиях как восстановительной, так и окислительной обстановок, существенно увеличивается подвиж-

Коэффициент водной миграции K_x										
$n \times 10$	10	1			0,1			0,01		
	<i>a</i>	<i>б</i>			<i>в</i>			<i>г</i>		
		<i>в</i>	<i>б</i>	<i>4</i>	<i>0,8</i>	<i>0,6</i>	<i>0,4</i>	<i>0,08</i>	<i>0,06</i>	<i>0,04</i>
<i>I</i>	Cl S	FCa	MgNa		K	FeSi				
<i>II</i>	Cl S	CaF	MgNa		K	Si				Fe

Рис. 21. Общая миграционная способность элементов (по [39]):

I — территория с преобладанием на водоразделах глеевых почв (восстановительная обстановка); *II* — то же, неглеевых почв (окислительная обстановка); *a* — очень подвижные; *б* — легко подвижные; *в* — подвижные; *г* — слабо подвижные

ность F, Fe, Ti, Cu, Ni, Zr, Ag, Mo и ряда других элементов, по сравнению с их подвижностью в некриогенных областях. Достаточно близкие ряды подвижности основных химических элементов для глеевых и неглеевых почв сезоннооттаивающего и сезоннопромерзающего слоев применительно к холодным гумидным областям вообще (тундра, северная тайга) даны В. О. Таргульяном (рис. 21).

Миграционные ряды химических элементов устанавливаются обычно опытным путем на основе большого числа полевых наблюдений и для их объяснения требуются детальные исследования особенностей поведения конкретных химических элементов в природных условиях криолитозоны. Так, например, натрий, калий, кальций, магний, сульфат- и хлор-ионы оказываются в пределах криолитозоны весьма высокоподвижными и мигрируют во всех водах в истинно растворенных формах. Силикатная форма кремния мигрирует преимущественно в виде моно- и поликремниевых кислот, которые выносятся в растворенном состоянии почвенными водами. Некоторое количество кремниевых кислот (до 40 %) может переноситься в гелеобразной и коллоидной формах в комплексе с органическим веществом. Несиликатная форма кремния SiO_2 в области криолитозоны характеризуется практической неподвижностью, что иллюстрируется интенсивным образованием подзолистых почвенных горизонтов. Столь слабая подвижность кремнезема объясняется при этом чрезвычайно малой растворимостью SiO_2 в сильно кислой среде, характерной для тундровых и таежных почв. Растворимость и миграционная способность SiO_2 резко возрастает лишь при более высокой щелочности, а также в присутствии углекислоты (рис. 22).

Формы алюминия и железа характеризуются хорошей растворимостью в особо кислых и щелочных средах, т. е. при $\text{pH} < 4$ и $\text{pH} > 9$. Следовательно, алюминий может мигрировать в больших количествах в водах почв и торфяных болот, кислотно-щелочной показатель которых может снижаться до 3, а также в водах с резко щелочной реакцией. По данным И. Б. Никитиной [26] и

В. О. Таргульяна [39], в пределах криолитозоны до 90% алюминия мигрирует в коллоидной форме и в форме комплексных соединений с гумусовыми кислотами.

Железо (Fe^{2+} и Fe^{3+}) вне области криолитозоны характеризуется весьма слабой подвижностью, поскольку при $pH > 3$ выпадает в осадок трехвалентное железо в виде гётита $HFeO_2$, а при $pH > 7$ — и двухвалентное в виде гидроокисла $Fe(OH)_2$ или углекислого железа $FeCO_3$ при больших концентрациях CO_2 . Для холодных гумидных условий, характеризующихся малыми значениями pH и восстановительной обстановкой, резко повышается подвижность железа. Это связано с интенсивным переводом трехвалентного железа в двухвалентное (в восстановительной среде) и с повышенной миграцией соединений двухвалентного железа в кислых тундровых и таежных почвах сезонномерзлого слоя. Причем 90—98% от общего содержания железа мигрирует в коллоидных формах, представляющих собой высокомолекулярные органоминеральные комплексные соединения типа хелатов, обладающие высокой подвижностью.

В северных условиях значительно более подвижными становятся также и некоторые микрокомпоненты (Ti, Zr, Cu, Ni и др.), которые переносятся обычно не в виде простых ионов, а в коллоидной форме или в форме комплексных ионов с большим радиусом, образующихся при участии высокомолекулярных органических веществ. Отмечаемый при этом многими исследователями факт повышенной миграции титана, очевидно, связан с интенсивной адсорбцией титана и его соединений глинистыми минералами.

ПЕРЕМЕЩЕНИЕ И ОТЛОЖЕНИЕ ОСАДОЧНОГО МАТЕРИАЛА ПОВЕРХНОСТНЫМИ ВОДАМИ, ЛЕДНИКАМИ И ДРУГИМИ ФИЗИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКИМИ ПРОЦЕССАМИ

Роль текучих вод в переносе и аккумуляции осадочного материала трудно переоценить. Среди них отчетливо выделяются деятельность временных и постоянных водотоков и плоскостной смыв материала талыми и дождевыми водами. Деятельность временных русловых потоков, а также талых и дождевых вод характеризуется переносом огромного количества осадочного материала

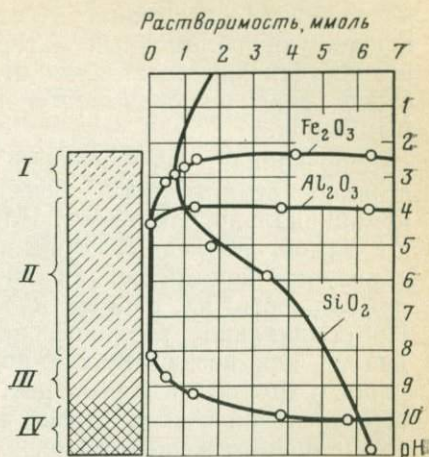


Рис. 22. Растворимость окисного железа, кремнезема и глинозема в зависимости от pH раствора в коре выветривания (по [34]):

I—III — зоны выветривания (I — остаточная, II — незавершенного выветривания, III — полуразложженных коренных пород); IV — коренные породы

на короткие расстояния. Постоянно действующие водотоки концентрируют обломочный материал с большой площади, перенося его на далекие расстояния от места образования. Поэтому этот способ переноса оказывается основным при образовании осадочных пород.

Эрозионная, переносная и аккумулятивная деятельность постоянно действующих ручьев и небольших рек в криолитозоне принципиально одинакова. Подрусловые отложения их промерзают зимой, подледный сток практически прекращается, нередко образуется донный лед. Различие для ручьев и малых рек лишь в длительности их работы и масштабах переработки материала. Принципиальное различие, проявляющееся в существовании таликов или псевдоталиков под крупными реками, наблюдается лишь у крупных и малых рек. Последние сохраняют круглогодичный русловой и подрусловой сток, не промерзают до дна и имеют талые породы в своем ложе.

По характеру и специфике деятельности крупные реки криолитозоны занимают как бы промежуточное положение между ручьями и мелкими реками высоких широт и всеми постоянными водотоками, располагающимися вне области развития вечной мерзлоты.

В пределах криолитозоны практически все реки характеризуются одним низким (меженным) и двумя высокими (паводковыми) уровнями. В зимний минимум температуры подледный сток либо несет весьма мало твердого материала (в основном растворенные вещества), либо вообще отсутствует. За зимний период объем стока составляет не более 10 % от общей суммы годового стока вследствие промерзания основной части речных притоков и самих рек.

В теплый период года северные реки, в отличие от южных, характеризуются не одним, а двумя пиками половодья, получившими название «белая вода» и «черная вода». Под «белой водой» понимают весенне-летнее половодье, вызываемое таянием снежников. Маломощные потоки талых вод, скатывающиеся по еще мерзлым, слабоабразивным породам склонов, содержат небольшое количество взвешенных твердых частиц, поэтому в реки поступают относительно светлые потоки воды. Это и придает речной воде прозрачность.

«Черная вода» характерна для летне-осеннего пика половодья, который наблюдается уже в период практически полного оттаивания сезонномерзлого слоя, интенсивного развития солифлюкции, термоэрозии и термоабразии и наступления осенних дождей. Все это способствует достаточно интенсивному выносу в реки со склонов механически взвешенного вещества и даже крупнообломочного материала и обуславливает повышенную мутность речных вод.

Причем в период как «белой воды», так и «черной воды», реками криолитозоны переносится повышенное содержание песчано-алевритовых частиц и пониженное — пелитовых и глинистых по

сравнению с южными реками. Однако если перенос северными реками пелитового материала осуществляется на протяжении практически всего времени действия реки с максимумом в летне-осеннее половодье, то для более крупных фракций наблюдается четко выраженная сезонность или пульсационность перемещения. В весенне-летний период отмечается перемещение реками крупнообломочного и другого грубого материала, накопленного в зимний и осенний периоды в результате действия склоновых процессов. Песчано-алевритовый материал поставляется реками преимущественно в летне-осенний период.

В целом количество влекомых ко дну крупных обломков и грубых разностей пород составляет 1—10 % (от стока взвешенных частиц) для равнинных рек Севера и до 30 % — для горных рек.

В качестве примера можно отметить, что реки бассейна Берингова моря поставляют в среднем материала: взвешенного 55—60 %, влекомого 5—7 % и растворенного 33—40 % [24].

По минеральному составу твердый сток рек Севера характеризуется полимиктовостью в горных районах, мезо- и олигомиктовостью в пределах равнинных территорий, в целом хорошо согласуясь с петрографическим составом пород и характером выветривания в питающих провинциях.

Для области криолитозоны характерна в целом слабая минерализация речных вод. Химический состав их преимущественно гидрокарбонатно-кальциевый с высоким содержанием органического вещества и кремнезема, а нередко и закисного железа, когда реки пересекают или вытекают из заболоченной местности. Содержание растворенных веществ в речных водах Аляски и Забайкалья приведено на рис. 23 и соответствует пульсационному характеру и режиму водного стока рек криолитозоны.

Деятельность постоянных водотоков, естественно, не ограничивается только транспортировкой материала. На своем пути реки и ручьи производят большую эрозионно-аккумулятивную работу. В образовании речных долин преобладающая роль принадлежит донной и боковой эрозии. Причем в криолитозоне процессы боковой эрозии преобладают над глубинной не только на равнинных, но и на горных реках, что предопределяет меандрирование рек и формирование стариц — весьма специфичный процесс для равнинных территорий Севера [15, 22].

Такому соотношению благоприятствует ряд причин. Мерзлое состояние берегов и высокая льдистость (до 80 %) слагающих их пород способствуют интенсификации процесса боковой эрозии за счет термомеханического воздействия на мерзлые породы водного потока и солнечной радиации. Проявлением этого воздействия является смещение в реки оттаявших на береговых склонах пород, а также формирование многочисленных термоабразионных и термоэрозионных ниш в берегах вследствие подмыва льдистых пород водотоками или волнами.

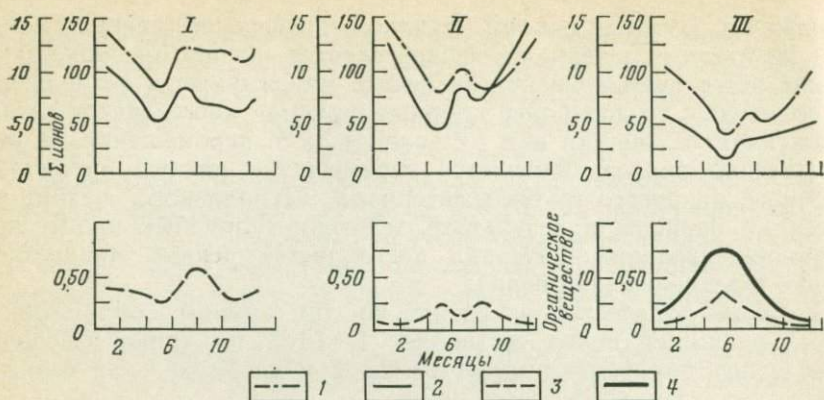


Рис. 23. Динамика содержания растворенных веществ в речных водах, мг/л (по [39]):

I — Аляска (заболоченная равнинная северная тайга, преобладают глеевые почвы); II — Аляска (горная тундра и тайга, преобладают неглеевые почвы); III — Восточный Саян, Забайкалье (горная тундра и тайга, преобладают неглеевые почвы). Содержание: 1 — кремнезема; 2 — суммы ионов (Ca, Mg, K, Na, SO₄, Cl); 3 — общего железа; 4 — органического вещества

В то же время глубинной эрозии (по сравнению с боковой) препятствует интенсивное поступление в долины водотоков делювиально-солифлюкционного материала со склонов, который перегружает русло реки, заставляя водоток мигрировать в стороны и подрезать берега. Мелкие водные потоки могут быть вообще занесены этим материалом. Они временно прекращают свое существование, формируя так называемый «ложковый аллювий», состоящий из слабопереработанных текучей водой и плохо сортированных склоновых отложений [9]. И, наконец, проявлению глубинной эрозии в криолитозоне могут весьма эффективно препятствовать процессы донного льдообразования в неглубоких водотоках. В связи с этим Н. А. Шило [48] отмечает, что деятельность речной сети криолитозоны в огромной степени контролируется физико-географической обстановкой. Такая специфика проявляется в дополнительном дроблении и дифференциации пород, в ярко выраженной аградации иногда даже больших речных долин, в которых накапливаются повышенной мощности отложения склонового фациального комплекса, в широком распространении на севере аккумулятивных аллювиальных равнин.

Обращает также на себя внимание присутствие в пойменных фациях грубообломочных отложений и даже валунов. Это связано с поздним вскрытием рек, когда уже интенсивно развиваются склоновые делювиально-солифлюкционные процессы, приводящие к образованию на поверхности льда шлейфов и конусов выноса обломочного материала, крупных глыб и валунов. Такие отложения могут переноситься вместе со льдом на значительные расстояния и формировать специфические аккумулятивные формы рельефа по берегам рек, сложенные валунами, галькой, гравием.

Сравнительное изучение аллювия в теплых гумидных областях и в криолитозоне обнаруживает существенное качественное различие аллювия северных рек, проявляющееся в его полидисперсности и гетерогенности (щебнисто-глыбовые и галечниковые отложения сцементированы глинисто-льдыстым материалом), в повышенной концентрации тяжелой фракции минерального вещества (пирит, арсенопирит, золото и др.), нередко в двучленном строении слоя аллювия, засоленности пойменных отложений и др. За счет этого, а также благодаря последующему криогенному преобразованию речных осадков они приобретают типоморфные и не свойственные другим зонам особенности состава и строения. Именно это и послужило основой для выделения Е. М. Катасоновым, Ю. А. Лаврушиным и другими исследователями самостоятельного географического варианта аллювия.

Плоскостной смыв мелкозема в криолитозоне обладает рядом специфических особенностей и обусловлен переносной деятельностью дождевых вод и вод тающих снежников. Делювиальному сносу тонких частиц по склонам способствуют морозящий характер выпадающих летом осадков и медленное таяние снежного покрова.

Интенсивность этого процесса определяется целым рядом физико-географических и геологических условий, и прежде всего крутизной склона, степенью его задернованности, составом грунтов, их льдистостью и т. д. Причем делювиальный смыв с поверхности супесчано-суглинистых пород существенно возрастает при их повышенной льдистости и наличии в них шлировых криогенных текстур, что обуславливает резко пониженную структурную прочность оттаивающих пород.

На склонах с крупнообломочными отложениями плоскостной смыв мелкозема обычно переходит в его суффозию (преимущественно на крутых склонах) или в иллювиальные отложения (на относительно пологих склонах и в западинах). Процессы делювиального смыва и вымыва могут приводить к формированию довольно мощных толщ отложений у подножий склонов и на их пологих участках, известных под названиями *делювиальные шлейфы*, *перлювий*, *делли* и др.

Весьма существенной в области развития мерзлых пород оказывается деятельность временных русловых потоков, т. е. действия зарегулированного стока дождевых и снеговых вод. Этот процесс линейной эрозии, получивший название *термоэрозии*, в значительной мере усиливает, наряду с плоскостным смывом, формирование делювиальных наносов и играет важную роль в транспортировке продуктов выветривания по склонам.

Основная специфика проявления термоэрозии временных водотоков в криолитозоне заключается в сочетании механического (размывающего) действия воды с термическим воздействием. Механизм денудации связывается с опережающим оттаиванием мерзлых пород и последующим их размывом.

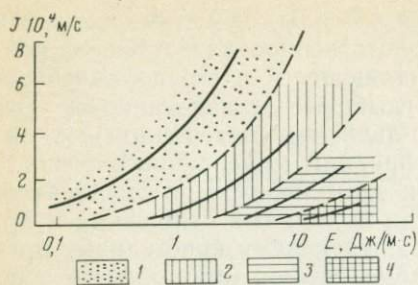


Рис. 24. Обобщенные зависимости интенсивности размыва мерзлых пород от энергии водного потока:

1 — песчаные породы; 2—4 — глинистые породы криогенной текстуры (2 — сетчатой с $R=0,0025-0,001$, 3 — неполносетчатой с $R=0,01-0,03$, 4 — массивной с $R > 0,03$, где R — предельное напряжение сдвигу, МПа)

размыва теперь уже будет целиком контролироваться скоростью оттаивания.

Отсюда вытекают следующие особенности термоэрозии, связанные с размываемостью мерзлых пород. Размываемость мерзлых пород определяется, с одной стороны, структурной прочностью оттаивающих грунтов, с другой — теплофизическими параметрами мерзлых грунтов, обуславливающими скорость их оттаивания при фиксированной температуре воды. Повышение температуры водного потока при этом, естественно, вызывает увеличение интенсивности размыва мерзлой породы.

Экспериментальные исследования как в полевых, так и в лабораторных условиях показали существование достаточно тесной зависимости размываемости талых и оттаивающих пород от их структурной прочности, определяемой составом породы, ее льдистостью и криогенным строением при фиксированных параметрах водного потока (рис. 24).

Очевидно, что противоэрозионная стойкость пород массивной криогенной текстуры будет понижаться в ряду: скальные и сцементированные породы → тяжелые глины → супеси → пески. Возрастание льдистости приводит к увеличению интенсивности размыва. Причем поскольку размыву подвергается уже оттаявшая порода, то весьма существенным оказывается тип криогенной текстуры мерзлой породы и характер структуры ее после оттаивания. Экспериментальными исследованиями размываемости мерзлых пород установлено, что дисперсные грунты с сетчатой криогенной текстурой размываются на порядок интенсивнее, чем с массивной. Это связано прежде всего с нарушением льдоцементационной связи между отдельностями грунта после оттаивания ледяных шпиров и блоковым выносом.

Таким образом, при анализе этого процесса следует учитывать противоэрозионную стойкость породы, соотношение скоростей ее размыва и скорости оттаивания подстилающей мерзлой породы и размывающую энергию водного потока. Очевидно, что если под водотоком, текущим в мерзлых грунтах, существует оттаявший слой некоторой величины, то с увеличением механической энергии потока фронт размыва будет неминуемо догонять фронт оттаивания. В итоге наступит момент, когда фронт эрозии догонит фронт оттаивания. Дальнейшее увеличение энергии потока уже не приведет к увеличению интенсивности размыва, так как процесс

Размываемость пород является одним из определяющих, но не единственным фактором термоэрозии. Прежде всего на термоэрозию влияют климатические факторы, такие, как интенсивность снеготаяния, количество и продолжительность выпадения осадков, температура водных потоков, темпы оттаивания пород и др. Основной спецификой термоэрозии является зависимость ее от интенсивности поступления солнечной радиации, в частности, количества солнечных дней. Это определяет таяние мерзлых пород, слагающих уступы террас, берегов и т. д., и способствует поступлению в водотоки значительного объема воды. Вторая существенная особенность развития термоэрозии связана с континентальностью климата, которая обуславливает процессы трещинообразования. Последнее является сильнейшим стимулирующим фактором естественного процесса оврагообразования.

Хозяйственная деятельность человека приводит в районах Крайнего Севера, как правило, к катастрофическому росту термоэрозионных промоин. Поводом для этого служат нарушение почвенно-растительного покрова, зарегулирование стока и др. Причина катастрофического развития термоэрозии заключается в наличии подземных льдов и сильнольдистых пород, приобретающих после оттаивания текучее состояние. В развитии термоэрозии в области распространения мерзлых пород отчетливо проявляется широтная зональность этого процесса, выражающаяся в увеличении заовраженности к северу. Это, по-видимому, обусловлено увеличением с юга на север содержания как текстурообразующего, так и полигонально-жильного льда в мерзлых породах. Повышенное содержание льда в породах на севере приводит к большему объему размыва пород (по сравнению с югом) при одной и той же транспортирующей способности потока.

Роль ледникового переноса материала в пределах водосборных площадей наиболее грандиозно проявляется в эпохи оледенений. В настоящее время доля этого вида переноса выражена слабее, оставаясь значительной лишь в пределах горных стран.

Ежегодно Антарктический ледяной щит, например, сносит до 0,05 мм материала условного поверхностного слоя, в то время как в Восточной Европе снос в результате эрозии составляет не более 0,02 мм/год. Различается деятельность горных и покровных ледников. Дальность транспортировки продуктов выветривания горными ледниками обычно невелика (100—200 км). Зоной питания их служат склоны гор, а зоной аккумуляции — отрицательные формы рельефа. Покровные ледники, спускаясь с гор на равнины, перекрывают обычно любой равнинный рельеф. Мощность льда может достигать 3 км. Область аккумуляции покровных льдов оказывается сопоставимой или больше области денудации.

В геологической деятельности ледника выделяется несколько стадий [48]. В первую стадию происходит постепенное более или менее полное удаление рыхлого покрова. Ледник при этом лишь удаляет или цементирует скапливающийся в краевой зоне обломочный материал. Ледниковые же трюги, по мнению Н. А. Шило,

нельзя связывать с прямым механическим воздействием льда на ложе долины. Они формируются под действием морозного выветривания (термоденудации), которое проявляется на гипсометрических уровнях, соответствующих поверхности ледника.

Вторая стадия развития ледника отличается равновесием между аккумуляцией твердого вещества (снег, град и т. д.) и абляцией. Для этой стадии характерно формирование системы плеч трога.

Третья стадия развития ледника связывается с частичной деградацией или аградацией ледника и сопровождается интенсивной денудацией свободных ото льда склонов. На них образуются конуса выноса обломочного материала, иногда полностью перекрывающие поверхность ледника от края до края.

Конечная стадия развития ледника сопровождается интенсивным развитием процессов, стремящихся привести склоны в соответствие с новыми физико-географическими условиями. При этом активизируется флювиальная деятельность, формируются зандровые поля, озы и боковые валы. В случае длительного периода стационарного положения края ледника образуются конечные морены, а при стаивании ледника — основные морены.

Деятельность снежников связана с довольно разнообразными процессами, объединяемыми под общим названием — *нивация*. Этот термин подразумевает совокупность процессов, генетически обусловленных особыми условиями, образующимися вблизи снежников. При этом действуют две группы процессов. Первая группа обеспечивает подготовку (мобилизацию) вещества для транспортировки снежником, т. е. формирует продукты выветривания. Такой подготовке в значительной мере способствуют существование отрицательных температур под снежником, практически полное отсутствие растительности и наличие сильной обводненности пород за счет вод оттаивающего снежника. Вторая группа процессов связана с транспортировкой и аккумуляцией продуктов выветривания.

Среди нивальных отложений выделяются: нивально-гравитационные, нивально-эоловые, нивально-элювиальные, нивально-солифлюкционные и собственно нивальные образования. В их распределении существует геоморфологическая поясность: ниже снежника развиты нивально-солифлюкционные отложения, по периферии — нивально-гравитационные, на снежнике — нивально-гравитационные и нивально-эоловые, а само тело снежника представляет собой собственно нивальные отложения.

Развитие снежных лавин (вне области поверхностных оледенений) характерно для мест, где возможно накопление в течение зимы снежных масс, например в верхних частях эрозионных врезов. Лавины сносят материал вниз, часто на лед побережья, а льдины с обломками породы могут быть удалены от берегов на 20—30 км. На склонах хребтов Терского Алатау, например, в среднем за год лавинами сносится столько же обломочного материала, сколько обычными камнепадами [38].

Снежно-ледяные сели представляют собой кратковременные бурные потоки, состоящие из воды, снега, льда и грязекаменного материала. Средой, переносящей твердую часть селя, является вода, движущаяся по руслу временных водотоков. Условия возникновения снежно-ледяных селей те же, что и для обычных селей: скопление большого количества рыхлого материала, поступление воды, уклоны склона. Транспортирующая способность селей очень велика. Селевой поток переносит гигантские глыбы, что обусловлено физико-механическими свойствами селевой массы, а именно, ее плотностью и вязкостью. В связанном селе грубообломочные частицы, объемная масса которых значительно превосходит объемную массу самого селя, могут находиться во взвешенном состоянии.

В полярных и резкоконтинентальных условиях широко развит также ветровой перенос мелкозема. Осуществляется он как зимой, так и летом. Особенно интенсивно тонкодисперсный материал выносится сильными зимними ветрами на тех участках, где нарушен или отсутствует растительный покров, а мерзлые породы за счет сублимации льда теряют свою связность (льдоцементационное сцепление). Следовательно, количество переносимого зимой материала зависит от скорости ветра, интенсивности и глубины сублимации. Транспортирующая способность ветра в 300 раз слабее воды, поэтому ветер может переносить лишь песчаные и более мелкие частицы. Однако содержание пылеватых частиц при этом составляет первые единицы, реже десятки процентов, а содержание глинистых частиц вообще незначительно. Видимо, этот факт можно объяснить следующим образом. В песчаных грунтах сублимация льда приводит к полной потере связности между частицами, которые могут быть свободно унесены ветром. В мерзлых глинистых породах, напротив, связность частиц после сублимации льда не только не уменьшается, а даже увеличивается [12].

ПЕРЕНОС И АККУМУЛЯЦИЯ ОСАДОЧНОГО МАТЕРИАЛА НА СКЛОНАХ

Склоновый перенос осадочного материала осуществляется собственно гравитационными процессами (обвалы, осыпи, оползни и др.) и процессами вязко-пластического перемещения дисперсного материала (курумообразование, солифлюкция, быстрый спływ и т. д.). Собственно гравитационные процессы развиты преимущественно на крутых склонах и связаны с обваливанием и осыпанием обломков и глыб каменного материала, подготавливаемых процессом выветривания. Скорость перемещения материала достаточно высокая, вплоть до скорости свободного падения обломков.

Подготовка осадочного материала в области криолитозоны при этом связана не только с температурным и криогидратационным выветриванием скальных (магматических, метаморфических и сцементированных) пород, но и с собственно мерзлотными процес-

сами, разбивающими мерзлые дисперсные породы на отдельности. К таким мерзлотным процессам относятся: морозобойное растрескивание, термоабразия, вытаивание текстурообразующих и клиновидножилых льдов и др. Наиболее распространенными аккумулятивными формами собственно гравитационных процессов являются осыпи и скопления у подножий склонов крупнообломочного материала. Мощность этих образований может достигать нескольких десятков метров. Широким распространением они пользуются, например, в пределах горных районов Северо-Востока СССР и включают большие массы конжеляционных льдов, образующихся в результате фильтрации и замерзания воды. Для равнинных и низменных территорий криолитозоны роль этого вида склонового переноса незначительна.

Перемещение продуктов выветривания на склонах оползнями в области вечной мерзлоты не имеет существенного значения. Это связано с наличием многолетнемерзлых пород и существованием сравнительно маломощного сезонноталого слоя пород. Возникающие оползни в большинстве своем характеризуются небольшой мощностью и неразрывно связаны с процессом оттаивания пород.

В отдельных случаях возможно оползание мерзлых массивов грунта, что предопределяется развитием байджерачных форм рельефа, локальным вытаиванием сильнольдистых пород, ледяных жил и текстурообразующих льдов, залегающих ниже подошвы слоя сезонного оттаивания, или со скольжением массивов мерзлых пород по наклонно располагающимся прослоям льда. Оползание же отложений сезоннооттаивающего слоя предопределяется прежде всего возникновением посткриогенной структуры и текстуры. По местам вытаявших ледяных шпиров возникают ослабленные зоны, а грунтовые агрегаты сохраняются как структурные отдельности. В результате коэффициента фильтрации сезоннопротаивающих суглинков, например, возрастает в сотни раз. Причем в наиболее теплые годы, когда глубина сезонного оттаивания увеличивается на 10—20 %, наиболее льдистая (нижняя) часть сезоннооттаивающего слоя становится и наиболее слабой в отношении фильтрации. Это обуславливает возможность существования надмерзлотных вод даже в тяжелых суглинках и резко повышает вероятность сплыва целых блоков грунта.

Курумы — весьма распространенные в области вечной мерзлоты современные склоновые образования — сложены древесно-щебнисто-глыбовым материалом скальных пород. Их плотность среди склоновых образований и роль в перемещении продуктов выветривания на склонах достаточно велика. Приурочены курумы к склонам крутизной от 40 до 3°. Размеры их, форма и расположение на местности весьма многообразны. Они могут располагаться на обширных каменистых склонах, образовывать *каменные потоки* и *нагорные террасы*, заполнять узкие ложбины, слагать большие по площади *каменные поля* и др. [38]. Многообразными оказываются и процессы, приводящие к образованию грубообломочного материала, его смещению и аккумуляции в пределах водо-

сборных площадей. Основным и постоянно действующим механизмом перемещения курумов является термогенная и криогенная десерпция.

Термогенная десерпция обусловлена периодическим (суточным и сезонным) колебанием температуры, приводящим к циклическому расширению и сокращению размера обломков пород и пульсационному смещению грубообломочного материала вниз по склону.

Криогенная десерпция связана с поднятием обломков в направлении, перпендикулярном к склону (за счет образования линз и прослоев льда в теле курума), а затем с последующим опусканием по вертикали обломков вместе с заполнителем в результате вытаивания льда. Неоднократное повторение этого циклического процесса приводит к смещению вниз по склону курумных образований. При этом могут развиваться сопутствующие процессы: пластично-вязкое течение тонкодисперсного заполнителя, сползание обломочных пород сезонноталого слоя по переувлажненному или льдистому основанию и др.

Скорость транспортировки крупнообломочного материала в курумах составляет сантиметры в год. Причем в пределах курума эта скорость оказывается непостоянной не только во времени, но и в разных частях его тела. Нередко курумы выделяются в особый генетический тип склоновых образований горных районов Сибири — горная или курумная десерпция.

Процессы вязкого и вязко-пластического смещения дисперсного материала в пределах криолитозоны широко развиты и на задернованных склонах, и в пределах почти ровных аккумулятивных поверхностей. Наиболее распространен среди них процесс солифлюкции, или вязко-пластического (медленного) течения рыхлых отложений на склонах, происходящий под действием составляющей собственного веса, направленной по падению склона и вызывающей в грунте пластические деформации.

Солифлюкция развивается обычно в пылеватых суглинках и супесях, нередко с высоким содержанием грубообломочного материала. Интенсивность ее зависит от крутизны склона, глубины оттаивания пород, состава отложений, прочности дернового покрова, характера рельефа и т. д.

Проявлением вязко-пластического смещения пород на склонах являются характерные слоистые отложения, в которых слои льдистых суглинков и супесей чередуются с торфяными и гумусовыми прослоями. Мощность этих формирующихся по сингенетическому способу отложений максимальна в нижних и минимальна в верхних частях склонов. Выделяют обычно два вида медленной солифлюкции — покровную и дифференциальную.

Покровная солифлюкция — это движение грунтов, осуществляемое более или менее равномерно и достаточно медленно. Натечные формы на склоне при этом отсутствуют. Этот вид солифлюкции характеризуется скоростями 2—10 см/год и проявляется на склонах крутизной до 15°. Основной особенностью покровной

солифлюкции является то, что движение материала происходит без существенного изменения внутренней структуры грунта. Влажность отложений не превышает предела текучести. В верхней части солифлюкционного слоя существует слой формосохраняемости, мощность которого составляет обычно 25—30 % от общей мощности грунтового потока, но при малых скоростях может достигать 90 %. Медленная солифлюкция сопровождается сортировкой материала. Особенно отчетливо она проявляется в виде чередующихся полос крупнообломочного материала и мелкозема.

Дифференциальная солифлюкция, в отличие от покровной, ярко проявляется на местности в виде характерных форм микро- и мезорельефа (солифлюкционные языки, террасы, полосы и пр.). Причиной образования этих форм является дифференциация скоростей смещения как по всему склону, так и в пределах одного солифлюкционного потока. Разные скорости прежде всего, по-видимому, предопределяются неодинаковой увлажненностью (льди-стостью) пород на различных участках склона.

В пределах криолитозоны, наряду с рассмотренной медленной солифлюкцией, широким развитием пользуется также и так называемая быстрая солифлюкция, или вязкое течение оттаивающих дисперсных пород на склонах. Нередко этот вид склонового переноса именуется еще спływом. Вязкое течение развивается на склонах крутизной 15—25° при сильном переувлажнении пород слоя сезонного оттаивания. Оно сопровождается нарушением внутренних связей грунта, а также разрывами дернового покрова. Влажность отложений превышает предел текучести. Вязкое течение развивается в периоды интенсивного таяния или при обильных осадках. Слой формосохраняемости при этом отсутствует. Весьма часто спльвы наблюдаются по откосам выемок, при разработке которых происходит обнажение и оттаивание многолетнемерзлых льдистых пород. Скорости смещения пород при спльвах довольно велики и могут достигать нескольких метров в минуту.

В заключение данного раздела необходимо отметить следующее. Оценка роли и конкретной доли каждого из рассмотренных выше мерзлотно-геологических процессов в переносе и аккумуляции вещества на водосборных площадях представляется в настоящее время довольно сложной задачей ввиду недостаточной изученности этих процессов в количественном отношении. Однако уже сейчас очевидно, что при оценке этой роли необходим выбор показателей сравнения. В качестве таких показателей могут быть использованы: площадь развития в криолитозоне или в регионе данного мерзлотно-геологического процесса, объем материала и расстояние переноса этим процессом, скорость перемещения, интенсивность проявления форм аккумуляции и др. В зависимости от того, по какому показателю будет осуществлено сравнение, одни и те же комплексы мерзлотно-геологических процессов могут располагаться по значимости в различной последовательности.

Так, например, в пределах горных областей с развитым оледенением ледниковый перенос практически подавляет все другие ви-

ды переноса. Наиболее широко развит на всей территории криолитозоны склоновый перенос, и прежде всего процессы солифлюкции, курумообразования и термоэрозии. По расстоянию перемещения материала доминирующая роль принадлежит речному и эоловому видам переноса. Наибольшей скоростью перемещения характеризуется эоловый вид переноса, а также сели, сплывы и речной перенос. Причем в пределах склонов и речных долин криолитозоны происходит более интенсивное накопление осадочного материала, нежели в теплых гумидных областях. Такое нарушение баланса массы при переносе продуктов выветривания с водосборных площадей приводит к более интенсивному выполаживанию рельефа и более быстрой выработке равновесного профиля склонов. Все это, по-видимому, должно приводить к формированию в пределах криолитозоны более пологих и плавных форм макро- и мезорельефа и к меньшему перепаду относительных отметок местности.

Глава IV

ОСАДКООБРАЗОВАНИЕ В КОНЕЧНЫХ ВОДОЕМАХ СТОКА

ОСОБЕННОСТИ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА В МОРЯХ АРКТИЧЕСКОГО БАССЕЙНА

Поступающий в конечные водоемы стока осадочный материал включает растворенные и коллоидные вещества, механические смеси (взвеси) и обломочный материал. В результате его смешения с морскими и озерными водами происходят осаждение коллоидов, садка труднорастворимых солей, разнос кластического материала и взвесей и другие процессы и явления. Итогом этих процессов и является образование осадков водоемов, или бассейновых осадков, характеризующихся строго определенным химико-минеральным и гранулометрическим составом, строением, свойствами и закономерными рудными концентрациями. Конечный продукт определяется как особенностями поступающего с суши осадочного дифференцированного материала, так и спецификой режима и условий седиментогенеза в водоемах. Так, температурный режим вод Арктического бассейна характеризуется низкой положительной и даже иногда отрицательной температурой, которая существенно изменяется по глубине. До глубины приблизительно 100 м она снижается, затем растет, достигая максимума на глубине 200—600 м, а далее вновь понижается, приближаясь на глубинах 700—900 м к 0 °С. Средняя температура за год при этом близка к 0 °С. Самая низкая температура вод северных мо-

рей наблюдается обычно в феврале и составляет от -1 до $-1,8$ °С.

Специфика гидрологического режима Арктического бассейна и водоемов, расположенных в области вечной мерзлоты, определяется прежде всего существованием почти круглогодичного (или большую часть года) ледяного покрова на их поверхности, что препятствует волнению, вертикальному перемешиванию и циркуляции воды. Такой режим обеспечивает осаждение тонкодисперсного материала даже на мелководных участках. Наряду с этим наличие плавучего льда и айсбергов на поверхности водоемов криолитозоны способствует разносу крупнообломочного материала на больших площадях и спорадическому его осаждению (даже на глубоководных участках), что обуславливает неоднородность и характерную несортированность бассейновых отложений по разрезу.

Специфичность гидрохимического и гидробиологического режимов конечных водоемов стока криолитозоны проявляется в большом накоплении углекислоты в придонных водах, в слабом доступе кислорода и других газов к донным осадкам, в преимущественно нейтральном и слабощелочном характере водной среды и т. д.

Соленость воды в Северном Ледовитом океане достигает 35%, уменьшаясь с запада на восток, где за счет опреснения водами сибирских рек понижается до 20%. Воды озер слабо минерализованы, пресные.

В бассейновом осадкообразовании химическое осаждение превалирует над биогенным. Отступлением от этого являются Антарктический бассейн, Берингово и Охотское моря. В Антарктическом бассейне в связи с особыми условиями сноса материала (только льдом) химическое осаждение почти отсутствует, и в составе осадков преобладает биогенный материал. Воды Берингова и Охотского морей, характеризующиеся более высокими температурами (обычно выше $1-5$ °С), хорошо аэрированы, отличаются высоким содержанием фосфора и кремнекислоты и богатым кремниевым фитопланктоном (диатомеи). На мелководных участках распространены бентос и кремневые губки.

Отмеченные выше особенности условий седиментогенеза влияют на ход образования осадочного материала через геохимическую и биогеохимическую обстановки осадконакопления (рН и Eh водной среды, ее температура, соленость и т. д.), а также через выраженность химического или физического выветривания и состав поступающего с суши материала. Характер же и скорость осадконакопления, мощность и условия залегания осадочных образований существенным образом определяются особенностями тектонического режима территории, что достаточно полно освещено в литературе.

Однако оценить скорость накопления осадков в современных водоемах стока весьма сложно из-за трудности определения переывов в осадконакоплении. Максимальное ее значение может до-

стигать десятков миллиметров в год. Так, в Онежском озере скорость накопления осадков составляет 2—5 мм/год. Современные глубоководные илы накапливаются в среднем со скоростью 0,02—0,06 мм/год. Для древних геосинклиналей средние скорости накопления осадочных толщ составляли сотые и десятые доли миллиметра в год, а для древних платформ — сотые и тысячные доли миллиметра в год.

Анализ данных Н. А. Белова и Н. Н. Лапиной, В. Н. Сакса, Н. М. Страхова и др. показывает, что скорость современного осадконакопления в Северном Ледовитом океане и в северных частях Атлантического океана оказывается в 5—10 раз больше, нежели в значительно более теплых Тихом и Индийском океанах. Одновременно с этим осадконакопление в морях Арктического бассейна и в озерах криолитозоны происходит в 10—50 раз медленнее, чем в теплых внутриконтинентальных Черном и Каспийском морях (табл. 7).

Осадочный материал, поступающий в конечные водоемы стока, доставляется с суши реками, ледниками, айсбергами, ветром, а также в результате термоабразии берегов, действия морских течений, переноса пеплового материала и ряда других процессов. Причем на дне Берингова, Баренцева, Карского и других морей, бухты Провидения, залива Креста и других северных акваторий отмечается накопление моренного материала, весьма сходного с материалом континентальных морен. Для него характерны грубозернистые осадки, высокая концентрация валунного материала, локальное распространение, однообразие петрографического состава.

Одновременно с этим осаджению крупнообломочного материала на всей площади морских водоемов Арктического бассейна в значительной мере способствует транспортировка обломочного

Таблица 7

Скорости осадконакопления в современных водоемах

Бассейн	Скорость образования осадка, см за 1000 лет
Атлантический океан	0,9—1,8
Северная часть Атлантического океана	1,5—10
Тихий океан	0,25—0,6
Индийский океан	0,4—0,8
Северный Ледовитый океан	1—5
Черное море	4—40
Каспийское море	50—100
Гренландское море	1,5
Баренцево море	1—4
Карское море	6
Озеро Байкал	4,5

материала айсберговыми льдами. Концентрация его и характер распределения по акватории определяются ледовитостью бассейна, активностью дрейфа и таяния айсбергов, рельефом дна, строением берегов и т. д.

Установлено, что концентрация крупнообломочного материала при этом резко возрастает на участках повышенной температуры поверхностных морских вод, что связано с интенсивным таянием льдов. В таких условиях могут образовываться даже сплошные горизонты грубых осадков. Так, например, на участке от Гренландии до Шпицбергена образуются слои осадков с весьма высоким содержанием каменного материала, который характеризуется линейноориентированным рассредоточением.

Айсберги могут поставлять значительное количество терригенного осадочного материала в морские осадки. Особенно отчетливо роль айсбергов возрастала в периоды плейстоценовых оледенений. В настоящее время ледники Гренландии продуцируют до 15 тыс. айсбергов ежегодно. По данным В. А. Зубакова [13], площадь айсбергового разноса материала в 4 раза превышает площадь современного наземного оледенения (65 и 16 млн. км²). Айсберги могут плавать 10—15 лет и переносить обломочный материал на расстояния до 3000 км. Этот перенос не уступает по эффекту деятельности рек. Плавающий лед характеризуется высокими транспортными свойствами. Каждый 1 м³ льда может переносить до 200 кг осадочного материала.

Различают гигантские обломки глетчерных льдов — пирамидальные айсберги и обломки шельфовых ледников — столовые айсберги, а также обломки лагунных ледников, развитых в пределах замкнутых и полузамкнутых морских бассейнов, где сгружается лед материкового оледенения. Значительное количество обломочного материала в северные моря поставляется припайными (береговыми) и паковыми льдами, которые также «замусоривают» морские отложения грубыми прибрежными осадками: галькой, гравием, песком и т. д. Поставляемый прибрежным льдом осадочный материал включает: крупные обломки, гальку, гравий и песок, захватываемые с берегов ледяным припаем; взвешенные в воде тонкие частицы, захваченные при льдообразовании, и организмы планктона и бентоса, вмержшие в лед в период его образования.

Механизм захвата и переноса обломочного материала льдами характеризуется, очевидно, значительным разнообразием [3, 9, 13 и др.]. Так, во время торошения прибрежных льдов обломки донных пород выжимаются вверх по возникающим во льду трещинам. Подтверждением этого служит то, что скопления обломочного материала на поверхности льдов приурочены, как правило, к полосе трещин и существенных деформаций. Ширина полосы припая, где прослеживается большое скопление обломочного материала, варьирует в достаточно широких пределах: от 5—15 м до сотен метров. Максимальные размеры обломков и глыб, выжимаемых льдом на поверхность, достигают 2 м в поперечнике.

Вблизи крутых разрушаемых берегов обломочный материал,ступающий с берегов, скапливается на поверхности припая и замерзает в него. Достаточно большое количество материала поступает также за счет солифлюкционных потоков, оползней и других склоновых процессов. В весенний период весь этот материал уносится вместе со льдом в море. При этом обломки пород на морских льдах размером до 1 м и более нередко обнаруживаются в 20—30 км от берега.

Большое значение в поставке для донных отложений осадочного материала с суши принадлежит процессу термоабразии берегов. Количество наносов, поступающих за счет разрушения берегов, составляет приблизительно 20% от объема материала, выносимого реками Арктики [3]. Этот материал практически весь оседает в акватории окраинных морей, приводя к формированию новых аккумулятивных форм берегового рельефа, увеличению кос, отмелей, островов. В океан выносится лишь тонкий взмученный осадок.

Если приведенные цифры рассматривать не в целом и среднем, а конкретно и локально, то оказывается, что с 1 м побережья (при высоте берега, например, 10 м, отступающего под действием термоабразии со скоростью 20 м/год) может выноситься до 200 м³, или до 400 т грунта в год. Это, естественно, значительно превышает годовые значения твердого речного стока.

По результатам исследований большинства авторов (Ф. Э. Арэ, Н. А. Белов, Н. Н. Лапина, И. Ф. Григорьев, А. П. Лисицын, В. К. Рябчун, С. В. Томирдиаро и др.) скорость отступления берегов озер, морей и водохранилищ в криолитозоне оценивается величинами порядка единиц и первых десятков метров в год. Так, низменные берега на северной окраине дельты р. Яны отступают со скоростью 16—20 м/год. На побережье моря Лаптевых эта величина обычно не превышает 6 м/год. Скорость таяния льдистых берегов озер в Центральной Якутии достигает 7—10 м, а термокарстовые озера в Анадырской тундре перемещаются со скоростью порядка 10 м/год. Преобладающие же средние величины отступления берегов материков и больших островов колеблются в пределах от 2 до 6 м/год. Берега водоемов, сложенные немерзлыми породами, отступают со скоростью от 3 до 10 м/год.

Таким образом, годовые величины отступления мерзлых и немерзлых берегов близки между собой. Это позволяет предположить, что скорость термоабразии берегов, сложенных сильнольдистыми тонкодисперсными породами, в сопоставимых условиях за теплый период года в 3—4 раза превосходит скорость абразии берегов, сложенных аналогичными по составу немерзлыми породами. Однако поскольку арктические моря в сравнении с южными большую часть года покрыты льдом, что исключает развитие в этот период процесса термоабразии, то суммарный годовой эффект в отступании берегов оказывается близок в обоих случаях.

Термоабразионное разрушение берегов обычно происходит за счет размыва подводного берегового склона и формирования ниш

размыва, нередко именуемых волноприбойными. Углубление нищ приводит к обрушениям берегов, что на какое-то время защищает береговой уступ от дальнейшего размыва. После оттаивания обвалившихся глыб мерзлой породы водой и уноса материала в море начинается формирование новой ниши. В определенных условиях образование нищ и глыбовое обрушение берега может не наблюдаться, а фиксируется незначительный и равномерный размыв пород, в основном за счет теплового влияния водных масс.

Как отмечает Ф. Э. Арэ [1], размыв подводного берегового склона, сложенного мерзлыми породами, характеризуется тремя важными особенностями, отличающими его от размыва в обычных условиях. Первая заключается в том, что интенсивность размыва мерзлых пород зависит от температуры, вторая — в том, что при размыве льдистых просадочных пород объем наносов, поступающих на подводный склон, меньше размываемого объема мерзлых пород. Третья особенность характеризуется тем, что осадка мерзлых пород при оттаивании углубляет водоем, чем способствует дальнейшему развитию термоабразии. Причем в переработке берегов неразрывно участвуют, как правило, два взаимосвязанных процесса: собственно термоабразия — действие механической и тепловой энергии движущейся воды (волн) и термоденудация — действие тепловой энергии солнца и воздуха в сочетании с термоэрозией, солифлюкцией и другими склоновыми процессами. В результате термоабразии происходит разрушение и отступление берега, а термоденудации — выполаживание береговых уступов.

Роль теплового фактора в термоабразии определяется количеством льда, содержащегося в мерзлых породах. Так, если берега сложены породами без льда, то при этом тепловой фактор вообще не работает. Берег будет отступать до формирования предельного профиля равновесия подводного берегового склона. Если же берега сложены одним только льдом, то доля теплового фактора в термоабразии составляет практически 100%. При этом берег будет отступать беспредельно.

Поскольку при разрушении мерзлых пород термоабразией оттаивание пород в большинстве случаев опережает размыв, то максимальная скорость термоабразии на больших водоемах лимитируется в основном не тепловыми процессами, а размывом талых продуктов разрушения береговой зоны. Термоабразионные берега малых водоемов с уровнем воды выше критического, незначительной энергией волнения и слабыми течениями отстают вследствие теплового разрушения.

Поступающий с суши в конечные водоемы стока (в результате действия большого числа процессов и факторов) осадочный дисперсный материал подвергается существенному перемещению и разносу за счет ветровых волнений, приливо-отливных течений, постоянных океанических и морских течений, рассмотренных уже выше, айсберговых, береговых и паковых льдов и др. Распределение осадков по механическому составу в океанах и северных морях подчиняется в целом схеме Н. М. Страхова [36] и харак-

теризуется сменой терригенного (песчано-алевритового) материала в прибрежной области химико-биогебно-карбонатным и кремнистым — в пелагической.

Осаждение вещества из растворов определяется их растворимостью. Растворимость в воде различных соединений повышается в ряду $Al-Fe-Mn-SiO_2-P_2O_5-CaCO_3-CaSO_4-NaCl-MgCl_2$. Очевидно, что в том же ряду снижается способность этих соединений к выпадению в осадок, а потому данный ряд по существу представляет собой схему последовательности отложения различных соединений и минералов по мере удаления от области сноса. Естественно, что химическая дифференциация зависит от изменения свойств водной среды, наиболее отчетливо проявляющегося по мере перехода от рек в область соленого морского бассейна. При этом снижается подвижность водной среды, возрастает концентрация солей, изменяется реакция водной среды от слабокислой до щелочной и резко снижаются окислительные свойства среды отложения. Поведение истинных и коллоидных растворов при этом резко разнится.

Плохо растворимые в воде соединения перемещаются в виде коллоидных растворов и осаждаются при их коагуляции. Причем интенсивность коагуляции замедляется с понижением температуры (почти в 6 раз при изменении температуры от 26 до 7 °C). Поэтому в северных морях вероятность коагуляции коллоидов меньше, чем в южных. Легкорастворимые соединения осаждаются исключительно из истинных растворов и практически не образуют коллоидных систем.

В современных условиях концентрация химических элементов в растворах морей и океанов сравнительно невелика, поэтому химическая садка соединений в целом характеризуется пониженной результативностью. Для примера рассмотрим поведение некоторых элементов в водах Арктического бассейна. Так, кремнекислота в морских водах присутствует преимущественно в истинно растворенном состоянии (70%). В коллоидной форме находится лишь 15—20 % H_2SiO_3 . Многочисленные данные (как по северным, так и по южным морским бассейнам) свидетельствуют о том, что современные воды океанов не насыщены кремнекислотой и, следовательно, химическим путем кремнезем осаждаться не может. Не обнаружены и гелевые скопления SiO_2 в чистом виде. Осаждается SiO_2 почти исключительно органогенным путем. Биогебнная садка аморфного кремнезема — опала довольно интенсивно прослеживается локально в Беринговом и Чукотском морях, где развиты диатомеи и радиолярии. Содержание SiO_2 при этом составляет от 2% в донных отложениях Чукотского моря до 20% в Беринговом море.

Карбонат кальция в донных отложениях северных морей не пользуется широким развитием и встречается обычно в виде обломочных частиц, сносимых с материка, остатков раковин и скелетов фауны, построенных из кальцита. Обогащение осадка $CaCO_3$ в результате биогебнной садки (до 50%) имеет место в

Арктическом бассейне лишь на путях теплых Атлантических течений за счет приносимых сюда фораминифер.

Органическое вещество в морской бассейн приносится прежде всего с материковым стоком и, кроме того, поступает в осадок за счет жизнедеятельности планктона и бентоса. Наиболее богатыми органикой оказываются, как известно, реки Приполярья и тропические реки Америки и Африки. В реках севера содержание органического вещества может достигать 70% от всех растворенных и коллоидных веществ. Однако большая часть этого органического вещества не достигает моря, основная масса его осаждается в устьях рек и на шельфах (при смешении речных и морских вод). Совместное же продуцирование органического вещества биогенным путем (C_6) и за счет речного стока (C_p) приводит к содержанию его менее 1% в осадках Берингова моря и до 3% и более в Арктическом бассейне. Причем для Арктического бассейна $C_p \gg C_6$, а для Берингова моря $C_p \approx C_6$.

Для современных донных осадков арктических морей весьма характерны окисные железисто-марганцевые конкрекции, в формировании которых существенная роль, по-видимому, принадлежит бактериям. Районы их концентрации тяготеют к площадям распространения коричневых илов и теплых атлантических вод. В морские и океанические бассейны севера железо поступает преимущественно с материковым стоком в растворенном виде, во взвешенном состоянии, в составе обломочного материала и органических соединений. Содержание железа в осадках Арктического бассейна составляет от 3% на шельфе до 10% в котловинах. В Беринговом море содержание железистых соединений достигает 11%. Причем почти все железо присутствует в виде коллоидов $Fe(OH)_3$ и железисто-органических соединений.

Содержание в современных донных осадках северных морей никеля, кобальта, титана, циркония, меди, свинца и других микроэлементов примерно равно содержанию их в осадочных породах Арктического побережья. При этом интересно поведение титана, поступающего с материка. Особенно много доставляется его в море с Чаун-Чукотского побережья и Северной Аляски (1—2%). В Беринговом море и Арктическом бассейне содержание титана колеблется от 0,1 до 1%. Обогащенными титаном оказываются фракции пелита и мелкого алеврита. Однако значительного накопления титана в морях севера не происходит, хотя при выветривании он оказывается значительно более подвижен, чем на юге. По-видимому, он претерпевает интенсивное осаждение в путях переноса (на склонах, в аллювиальных россыпях, речных долинах и т. д.).

Особенности химического состава пресноводных осадков криолитозоны в целом определяются составом пород, развитых в пределах окружающей конкретный бассейн области. Обычно эти осадки характеризуются повышенным содержанием гумуса, а нередко и закисных форм железа. Они в большинстве случаев практически бескарбонатны и весьма слабо минерализованы. Содер-

жание органического вещества обычно закономерно увеличивается от мелководных к глубоководным осадкам, а содержание аморфного кремнезема SiO_2 в донных осадках озер европейской части СССР изменяется от 2 до 15%. Однако в отдельных случаях эта величина может достигать 25%, что связано с благоприятными условиями для развития диатомовых водорослей [50]. Основными формами нахождения Fe^{+2} в осадках, вероятнее всего, являются силикаты железа, а Fe^{+3} — гидроокисные соединения железа. Причем повышенное содержание органики приводит обычно к преобладанию двухвалентных форм железа над трехвалентными.

СОСТАВ И СТРОЕНИЕ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МОРЕЙ И ВОДОЕМОВ КРИОЛИТОЗОНЫ

Гранулометрический, химико-минеральный состав и строение донных отложений морей и водоемов криолитозоны характеризуются целым рядом специфических черт, обусловленных особенностями их седиментогенеза и режима этих конечных водоемов стока. Многими авторами при этом зафиксирована и подтверждена зависимость дисперсности донных отложений от степени ледовитости бассейна. В морях и водоемах с долговременным ледовым покровом преобладающими оказываются тонкодисперсные осадки, а накопление илов при этом возможно уже на глубине 10—15 м (моря Лаптевых и Восточно-Сибирское). Если ледниковый режим менее жесткий, то на этих глубинах происходит накопление в целом более грубодисперсных осадков (моря Чукотское, Берингово).

По приуроченности осадков преимущественного гранулометрического состава при этом выделяются (рис. 25): 1) участки мелководья и шельфы (мелководные микрофации), где развит песчано-алевритовый материал с включением ледникового крупнообломочного материала (глубина до 500 м); 2) умеренно глубоководные и глубоководные участки (умеренно-глубоководные микрофации), на которых распространен алеврито-пелитовый материал с крупнообломочным ледниковым (глубины 500—2000 м); 3) котловины глубиной более 3000 м, заполняемые пелито-глинистым материалом (глубоководные и весьма глубоководные микрофации).

В целом в северных морях, характеризующихся спокойным тектоническим режимом, преобладает алеврито-пелитовый материал. В пределах же более активных в тектоническом отношении территорий Берингова и Охотского морей преимущественно развит песчано-алеврито-пелитовый материал.

Имеющиеся данные по современным донным осадкам северных морей, приводимые Н. А. Беловым и Н. Н. Лапиной, И. Д. Даниловым, А. А. Кордиковым, А. П. Лисицыным и другими, свидетельствует о том, что широко распространенный глинисто-алевритовый материал весьма слабо сортирован и характеризуется двух-

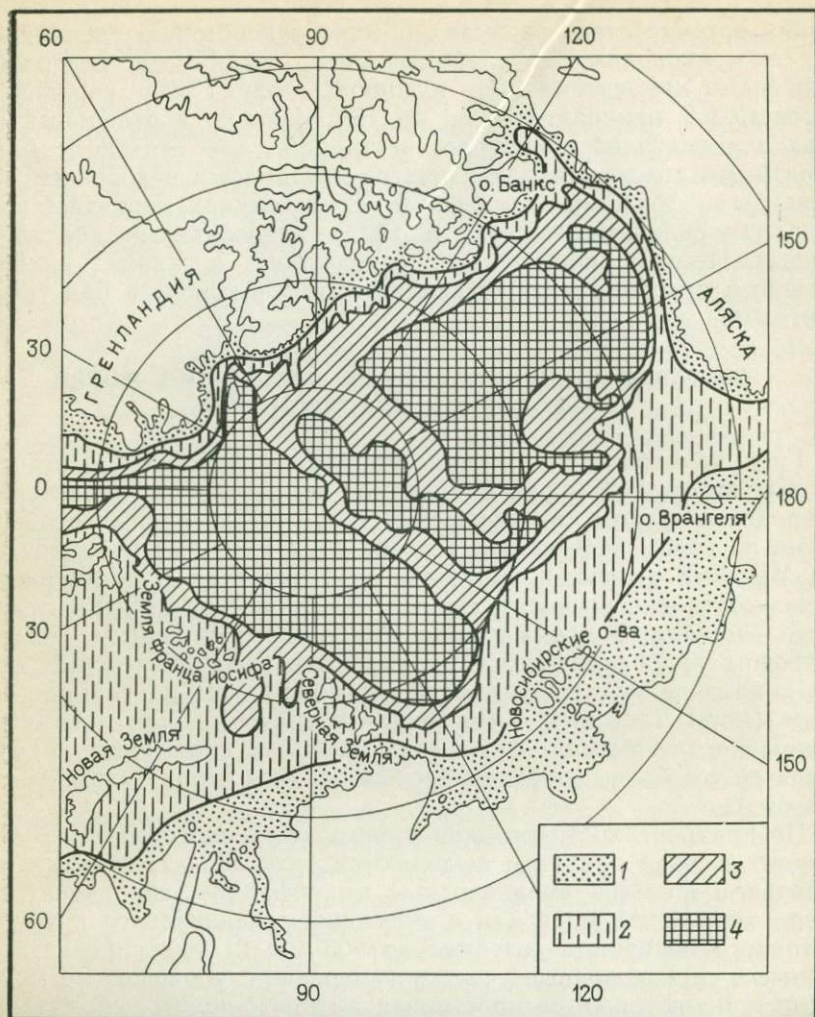


Рис. 25. Схематическая карта микрофаций Северного Ледовитого океана в современную эпоху (по [3]):

1 — мелководные; 2 — умеренно глубоководные; 3 — глубоководные; 4 — весьма глубоководные

модальным распределением. При этом первая (менее выраженная мода) приходится на иловатые частицы, а вторая — на фракцию крупной пыли.

Высоко содержание глинистых частиц. Как известно, эта же особенность гранулометрического состава свойственна мелкозему кор выветривания Севера и покровным лёссовидным суглинкам. Значительно лучше сортированы прибрежно-морские пески и гравийно-галечные отложения. Причем с уменьшением крупности пе-

сков сортированность их улучшается. Глубоководные микрофации донных осадков нередко в большом количестве включают гравий, гальку, а иногда и мелкие валуны.

В целом современные, так же как и плейстоценовые бассейновые осадки криолитозоны, средне- и плохосортированы. Исключения составляют при этом только линзы хорошо отмученных глин и алевритов с ленточноподобной слоистостью.

Образование умеренно глубоководных глинистых отложений происходит при медленном осаждении хорошо отмученных тонкодисперсных частиц, что приводит к формированию горизонтальной слоистости или к отсутствию сколько-нибудь выраженной слоистости. Это связано с отсутствием подводных течений и с равномерным осаждением взвешенного в воде материала. Микроструктура этих неслоистых глин и суглинков имеет беспорядочное расположение частиц различной размерности. Однако несмотря на несортированность такого материала, в нем практически повсеместно присутствуют тонкие линзовидные и неясные разводы тонкозернистого песка и алеврита. Расположение их — близкое к горизонтальному. В целом же характерной особенностью верхней части толщ морских глинисто-суглинистых пород холодноводных бассейнов является наличие линз и прослоев ленточно-слоистых глин и алевритов [9]. Ленточная слоистость в морских осадках нередко выражена слабо и является, строго говоря, ленточноподобной. Наиболее ярко слоистость выражена у прибрежно-морских осадков песчаного, песчано-гравийного и гравийно-галечного состава.

Осадки пресноводных бассейнов криолитозоны наиболее часто представлены относительно глубоководными слабо сортированными суглинками и глинами, ленточно-слоистыми (с высоким коэффициентом сортировки) глинами и алевритами, насыщенными органическим веществом, и прибрежными песками.

На формирование дисперсности и строения донных осадков пресноводных замкнутых и полужамкнутых бассейнов в криолитозоне существенное влияние оказывает продолжительность существования сплошного ледового покрова. Он гасит волнения, нарушает обычную гидродинамическую сортировку бассейновых отложений и позволяет наиболее полно проявляться ритмичности в поступлении осадочного материала, приводя к образованию ленточно-слоистых осадков. В целом же формирование этих осадков — широко распространенный и типичный для области вечной мерзлоты процесс [9].

Весьма характерной особенностью мелководных пресноводных бассейнов криолитозоны (озера и болота тундры, север Тюменской области и европейской части СССР и др.) является также накопление осадков, богатых органическим веществом, главным образом торфянистых сапропелей и сапропелево-торфянистых илов.

Петрографический и минеральный состав крупнообломочного материала донных осадков конечных водоемов стока криолито-

зоны, как правило, близок к составу пород питающих провинций суши. Минеральный же состав песчано-алеврито-глинистой части донных отложений характеризуется более сложным механизмом формирования, который оказывается различным для тяжелой, легкой и тонкодисперсной фракции, и существенным образом определяется особенностями тектонического режима и климатическими условиями. Так, в тектонически активных областях образуются формации полимиктового типа (бассейны Охотского, Берингова морей), что связано с быстрым захоронением обломков, не успевших подвергнуться глубокому выветриванию [24]. В этом случае в осадочном материале встречается до 20 (а иногда и до 50) минералов. Причем остаются неизменными даже неустойчивые минералы. В составе легкой фракции присутствуют полевые шпаты, аутигенный опал, кварц. В тяжелой фракции преобладают слюды, эпидот, пироксен, амфиболы, циркон и рудные минералы. Тонкодисперсная часть осадка при этом представлена преимущественно хлоритом, гидрослюдой, монтмориллонитом и бейделлитом.

В тектонически пассивных областях, характеризующихся сниженным рельефом, влажным и теплым климатом, преобладанием химического выветривания материнских пород над механическим разрушением, образуются обычно олигомиктовые формации. Минеральный состав их определяется наличием в тяжелой фракции только устойчивых минералов (циркона, турмалина, рутила, гранатов и т. д.), в легкой фракции — кварца, мусковита и минимальных примесей полевых шпатов, а в глинистой фракции глубоководных осадков — гидрослюд и отчасти монтмориллонита.

В северных морях по характеру тектонического режима должны были бы формироваться олигомиктовые толщи. Однако в связи с суровыми климатическими условиями здесь образуются минералы, большинство из которых еще не достигло конечной стадии выветривания.

В итоге для морей Арктического бассейна характерна симбиозная форма образования минерального состава осадков, обеспечивающая формирование мезомиктовых толщ. Тяжелая фракция их представлена преимущественно пироксенами, амфиболами, эпидотом и реже рудными минералами и гранатом. Легкая фракция песчано-алевритовой части донных осадков Арктического бассейна характеризуется наличием таких минералов как кварц, полевые шпаты, кальцит, слюды, глинистые минералы. По их соотношению можно выделить три провинции [3].

Первая, кварцевая провинция включает участки с содержанием кварца в легкой фракции донных осадков свыше 50% (островные отмели Земли Шпицбергена и Франца-Иосифа, Чукотский желоб, западный склон хр. Ломоносова и др.). Вторая, слюдисто-глинистая провинция объединяет участки распространения осадков, сложенных в своей легкой фракции более чем на 50% (а иногда на 90—95%) слюдисто-глинистыми минералами, сцементированными железистыми солями (материковый склон у котловины Бо-

форта и Канадского арктического архипелага). Остальная часть дна Арктического бассейна отнесена к третьей провинции, легкая фракция осадков которой представлена слюдисто-глинисто-железистыми агрегатами и зернами кварца примерно в равных количествах. Минеральный состав тонкодисперсной части осадков представлен преимущественно-глинистыми минералами (гидрослюдами, тонкодисперсным кварцем, бейделлитом) и реже гидроокислами железа.

Пресноводные осадки криолитозоны по минеральному составу характеризуются следующими особенностями. Минеральный состав песчаной фракции, как правило, соответствует составу питающих областей суши. Основными минералами тяжелой фракции озерных осадков являются амфиболы, пироксены, рудные минералы, реже биотит, глауконит, эпидот, рутил и др. В легкой фракции обычно преобладают кварц и полевые шпаты. Причем, как отмечает И. Д. Данилов [9], в зависимости от особенностей питающей провинции состав минералов может в количественном отношении претерпевать существенные изменения. Так, на севере Средне-Сибирского плоскогорья, где развиты основные эффузивные и интрузивные породы, резко повышенным оказывается содержание пироксенов. В районах же развития кислых магматических и метаморфических пород (например, в Приуральских частях Печорской низменности) весьма высоким в песчаной фракции донных осадков озер оказывается содержание циркона и граната. Среди глинистых минералов пресноводных осадков присутствуют в основном аллотигенные. Аутигенное минералообразование играет подчиненное значение. По данным Л. Е. Штеренберга [50], для севера европейской части СССР в донных осадках озер преобладающими глинистыми минералами являются гидрослюда, хлорит и монтмориллонит.

Глава V

ПРЕОБРАЗОВАНИЕ РЫХЛЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КРИОЛИТОЗОНЫ В ПОРОДУ

Преобразование бассейновых и континентальных осадков криолитозоны в породу представляется наиболее специфичным этапом литогенеза в области мерзлоты. Осадочные образования при этом подвергаются однократному или многократному промерзанию — оттаиванию, приспособляясь к изменяющимся (по мере своего погружения) термодинамическим и физико-химическим условиям окружающей среды. Причем формирующиеся осадки вряд ли могли испытывать постоянное и непрерывное погружение. В результате тектонических (колебательных) движений и денудационных процессов они могли неоднократно приближаться к земной поверх-



Рис. 26. Схема возможных вариантов преобразования осадков и осадочных пород при литогенезе

ности (и даже попадать в зону выветривания), а затем вновь погружаться, проходя повторно стадии диагенеза и эпигенеза (рис. 26).

В связи с этим следует, очевидно, различать процессы преобразования рыхлых осадочных отложений, которые могут происходить при погружении пород в более глубокие горизонты земной коры (прогрессивный диагенез и регрессивный эпигенез).

На стадиях прогрессивного диагенеза и эпигенеза в процессе погружения пород образуются все более устойчивые к возрастающим положительным или отрицательным температурам и давлению минералы, водоизменяются структура и текстура породы и т. д. Напротив, при поднятиях земной коры и перемещении пород в зоны с последовательно понижающимся давлением и температурой (регрессивный диагенез и эпигенез) образуются минералы и породы, устойчивые в поверхностных горизонтах Земли.

Промерзание и оттаивание осадочных толщ, связанное с фазовым переходом воды в лед, оказывается в данном случае наиболее существенным процессом криогенного преобразования состава, строения и свойств породы. При промерзании, например, возникают новые (кристаллизационные) структурные связи, происходит «окаменение» (по П. Ф. Швецову) из-за льдоцементационного сцепления дисперсного осадка и дисперсной породы, после чего они приобретают свойства сплошного твердого тела, изменяется фазовый состав влаги, формируется специфическая криогенная структура и текстура пород и др. В результате таких преобразований возникает качественно новая — криогенная порода.

ОСОБЕННОСТИ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ БАССЕЙНОВЫХ И КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КРИОЛИТОЗОНЫ В ПОРОДУ

Преобразование бассейновых осадков криолитозоны при прогрессивном диагенезе и эпигенезе в большей своей части связывается с обычным для теплых гумидных областей циклом физических и физико-химических преобразований (обезвоживание и уплотнение осадков, формирование типичных разрывных и пластических деформаций, изменение химико-минерального состава и т. д.). Коренного преобразования состава глинистых минералов при этом не происходит. Однако имеют место частичная бейделлитизация и монтмориллонитизация гидрослюд, а возможно, и дальнейший переход монтмориллонита в хлорит.

Для пресноводных бассейновых отложений нередко выделяют этап превращения гидрослюды в монтмориллонит и этап превра-

щения хлорита, а затем каолинита в монтмориллонит. В морских условиях происходит образование сульфидов железа, вивианита и карбонатов, а в отложениях пресноводных бассейнов — вивианита и карбонатов. Обнаруживаемый при этом комплекс аутигенных минералов и конкреций формировался, по-видимому, без участия мерзлотного фактора, т. е. в тот период, когда осадки находились в талом состоянии под дном морских, лагунных и озерных водоемов [9].

Качественно иное преобразование бассейновых отложений имеет место в случае регрессивного диа- и эпигенеза, когда эти отложения после воздействия комплекса обычных диагенетических физико-химических процессов выходят из-под уровня водоема, приближаясь к дневной поверхности.

При этом следует различать два варианта воздействия криогенного фактора на бассейновые породы, приводящего к эпигенетическому их промерзанию. Первый вариант связан с немедленным промерзанием как сверху, так и с боков в связи с существованием на поверхности суровых климатических условий, обеспечивающих наличие мерзлоты на всей окружающей территории. В этом случае формируются непрерывно-эпикриогенные толщи бассейновых пород. Второй вариант может иметь место вне области развития мерзлых пород, т. е. когда вышедшие из-под уровня водоема отложения какое-то время не промерзают, но впоследствии в результате похолодания могут претерпевать промерзание (только сверху) наравне с другими отложениями данного региона. При этом будут формироваться прерывно-эпикриогенные толщи бассейновых пород.

Очевидно, что при криогенном преобразовании бассейновых осадков могут иметь место и более сложные (симбиозные) варианты воздействия мерзлотного фактора. Так, например, как непрерывные, так и прерывные эпикриогенные толщи могут испытывать неоднократное перекрытие водным бассейном и молодыми осадками, погружение и поднятие, промерзание и оттаивание и целый ряд других циклических воздействий.

Прерывно-эпикриогенные толщи бассейновых отложений развиваются обычно на осадочных образованиях, прошедших стадию седиментогенеза, диагенеза и эпигенеза вне области существования мерзлых пород. Поэтому им свойственны олиго- или мезомиктовость состава, большое содержание минералов группы каолинита, а структурно-текстурные особенности и свойства их являются типичными для осадочных образований бассейнов, соответственно, теплых гумидных или аридных областей.

После выхода этих осадочных образований из-под уровня моря происходит формирование коры выветривания при отсутствии еще воздействия на нее криогенного фактора. В дальнейшем, в связи с общим или региональным похолоданием, эти толщи подвергаются одностороннему промерзанию сверху. В ходе этого промерзания и существования пород в мерзлом состоянии возможно определенное преобразование их дисперсности и химико-минерального

состава в направлении образования пылеватых фракций, закисных соединений, гидрослюд и минералов группы монтмориллонита. Наиболее отчетливо это должно проявляться в сезонноталом слое, подверженном многократному промерзанию — оттаиванию в условиях слабокислой, нейтральной или даже щелочной и преимущественно восстановительной среды. Кора выветривания при этом ограничивается теоретически глубиной проникновения годовых колебаний температуры, а практически несколько превышает мощность слоя сезонного протаивания пород.

Эпигенетическое промерзание нижележащих осадочных образований приводит к существенному их преобразованию. Так, в верхней части разреза этих отложений, не подвергавшихся еще глубокой литификации, будут формироваться более льдистые мерзлые породы с разнообразными типами наложенных и унаследованных сегрегационно-миграционных криогенных текстур. Ниже по разрезу (по мере уплотнения и обезвоживания пород, а также уменьшения как скорости промерзания, так и градиентов температуры в мерзлой части промерзающей толщи) будут формироваться редкие, но сравнительно мощные горизонтальные и наклонные ледяные прослои наложенного генезиса и унаследованные криогенные текстуры, ледяные прослои которых приурочены к ослабленным в структурном отношении дефектам породы, к инородным включениям и т. д. Не исключена также возможность образования инъекционных и аблимационных генетических разновидностей льда. В целом прерывно-эпикриогенные толщи бассейновых отложений характеризуются трехчленным строением (рис. 27).

Верхняя часть толщи представлена современной корой выветривания криогенного типа, развитой по древней коре выветривания. Мощность ее сравнительно невелика, а состав и структурно-текстурные особенности существенно преобразованы процессом промерзания и сопутствующими процессами физического, физико-химического и химического выветривания. В составе пород преобладают алеврито-пелитовые и глинистые разности, закисные формы железа, приводящие к формированию глеевых горизонтов, карманы и гнезда торфа, гидрослюды и монтмориллонит. Современная кора выветривания характеризуется повышенной льдистостью и наличием разнообразных типов криотекстур наложенного и унаследованного генезиса. Книзу прослеживается закономерный переход от частой и тонкослоистой криогенной текстуры (через прерывисто-слоистую и волнистую с утолщающимися, но разрезающимися прослоями льда) к мелкой и тонкосетчатой криотекстуре.

Средняя часть прерывно-эпикриогенной толщи представлена древней корой выветривания. Дисперсность и химико-минеральный состав пород этой части толщи определяется условиями седиментогенеза и выветривания, а также условиями промерзания и геохимической обстановкой последующего существования этих пород. Все это может обусловить возможность присутствия здесь как окисных, так и закисных соединений и минералов группы

каолинита, гидрослюды и монтмориллонита. Однако преимущественно развит, по-видимому, все же каолинито-гидрослюдистый состав. Наиболее частыми являются толстые и крупносетчатые (блоковые) криогенные текстуры. Книзу льдистость заметно снижается при одновременном утолщении прослоев льда и более редком их расположении.

Нижняя, наиболее мощная часть прерывно-эпикриогенной толщи бассейновых отложений претерпевает в ходе регрессивного диагенеза или эпигенеза одноразовое промерзание при сравнительно малых скоростях промерзания и градиентах температуры. Это обеспечивает формирование толстых, но редко расположенных прослоев льда наложенного и унаследованного генезиса с типично массивной криотекстурой между ними. В составе глинистых минералов, вероятно, преобладает каолинит, хотя и не исключена возможность незначительного содержания гидрослюды и монтмориллонита, образовавшихся в криогенный период развития толщи.

Непрерывно-эпикриогенные толщи мугур, очевидно, формироваться на бассейновых осадочных образованиях, прошедших стадию седиментогенеза и прогрессивного диагенеза и эпигенеза как в области развития мерзлых пород, так и вне ее. Это оказывается весьма существенным, поскольку предопределяет химико-минеральный состав и дисперсность тех пород, которые в последующем на стадии регрессивного диагенеза будут подвергнуты криогенному преобразованию. Причем вне области развития мерзлых пород эти породы будут промерзать только сверху, а в криолитозоне (по мере выхода пород из-под уровня воды) они будут промерзать как сверху, так и с боков, что обуславливает формирование специфичной криогенной текстуры. Если же отвлечься от этих различий, то формирование непрерывно-эпикриогенных толщ характеризуется следующими особенностями.

По мере выхода бассейновых образований из-под уровня воды происходит их немедленное и интенсивное эпигенетическое промерзание. Однако еще до начала континентального (азрального)

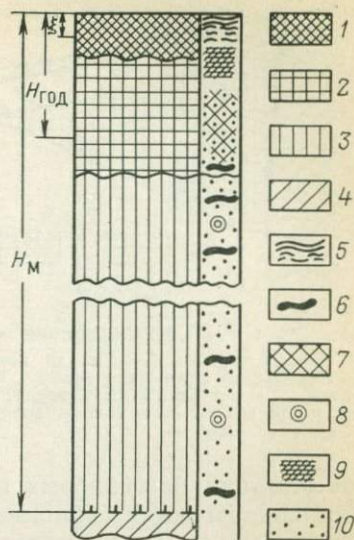


Рис. 27. Строение прерывно-эпикриогенных толщ бассейновых отложений:

1—3 — мерзлые породы (1 — современной коры выветривания; 2 — древней; 3 — зоны регрессивного криодиагенеза); 4 — немерзлые породы. Криогенные текстуры: 5 — тонко- и частослоистые; 6 — толсто- и редкослоистые; 7 — толсто- и крупносетчатые (блоковые); 8 — унаследованные; 9 — тонко- и мелкосетчатые; 10 — массивные. Мощность: ξ — слоя сезонного оттаивания; $H_{\text{год}}$ — слоя годовых колебаний температуры и H_M — слоя многолетнемерзлых пород

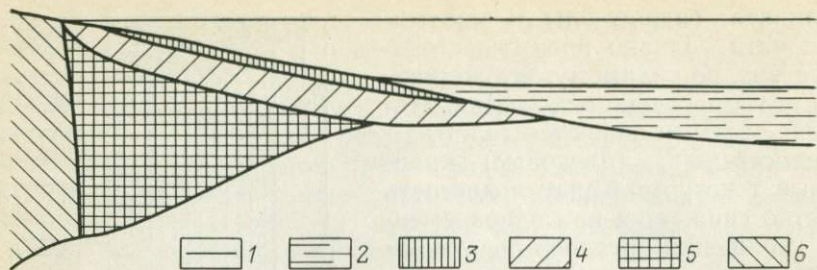


Рис. 28. Схема формирования бассейновых непрерывно-эпикриогенных толщ: 1 — уровень водного бассейна до начала формирования непрерывно-эпикриогенных толщ; 2 — современное положение водного бассейна; 3 — сингенетически промерзшие под водой породы; 4 — эпигенетически промерзшие под водой породы; 5 — эпигенетически промерзшие после выхода из-под воды породы; 6 — мерзлые породы, существовавшие на суше

промерзания бассейновых отложений на мелководьях и шельфах они подвергаются эпигенетическому подводному (аквальному) промерзанию. Следовательно, донные осадки, еще не претерпевшие существенных диагенетических преобразований и находящиеся под уровнем моря, промерзают или оказываются в морозном состоянии (отрицательно температурные засоленные породы). При этом, очевидно, возможно и образование криопэггов.

Выше этих эпигенетических (аквально промерзших) пород, по мере осушения шельфовых участков, может образовываться сравнительно маломощный (первые метры) слой сингенетических аквальных мерзлых пород, промерзание которых происходило под водой одновременно с накоплением осадков. Континентальное промерзание сверху, таким образом, происходило через слой вышедших из-под уровня моря аквально промерзших пород (рис. 28). Мощность их на шельфах обычно невелика (первые десятки метров) и существенно зависит от величины отрицательной температуры придонного слоя воды, геотермического градиента, состава и влажности донных осадков и других факторов. На мелководьях пресных водоемов также возможно формирование сингенетических и эпигенетических аквально промерзших осадочных пород. Критическая (минимальная) мощность воды, при которой уже возможно образование этих мерзлых пород, не должна превышать возможной в данном районе толщины льда.

В целом состав и строение непрерывно-эпикриогенных толщ бассейновых образований существенно отличны от прерывно-эпикриогенных толщ. В их разрезе выделяется в первом приближении четыре специфических слоя мерзлых пород (рис. 29). Верхняя часть толщи представлена современной корой выветривания криогенного типа (первый слой), развитой на сингенетически промерзших под водой осадках, подстилающих эти выветрелые породы (второй слой). Сформировавшиеся в ходе аквального промерзания сингенетические породы, очевидно, должны характеризоваться

ваться преимущественно гидрослю-
дисто-монтмориллонитовым соста-
вом и присутствием закисных со-
единений.

Специфические условия промер-
зания (малые градиенты темпера-
тур и медленное промерзание) силь-
но переувлажненных иловатых осад-
ков при этом приводят к формиро-
ванию повышенной льдистости и
типичных неполно-развитых сетча-
тых (угловатых, параллелепипе-
дальных) криогенных текстур с
равномерно распределенными по
разрезу и частыми шлирами льда.
Эти осадки в данном случае были
превращены в породу исключитель-
но в результате действия только
криогенного фактора.

В коре выветривания возможно
существование самых разнообраз-
ных криотекстур, вторичных по от-
ношению к таковому в сингенетиче-
ских породах: тонко- и частослой-
стых, тонко- и мелкосетчатых, мас-
сивных и неполноразвитых сетча-
тых.

Третий слой (или горизонт) по-
род непрерывно-эпикриогенных
толщ представлен мерзлыми поро-
дами, эпигенетически промерзшими
в аквальных условиях. Промерзание
его также происходило при малых
градиентах температуры и скорости.
Промерзающие бас-
сейновые отложения при этом были еще слабо литифициро-
ваны, т. е. недостаточно уплотнены и сильно увлажнены. Это при-
водило, в конечном итоге, к формированию высокой льдистости
пород, постепенно снижающейся с глубиной, и образованию на-
клонно-слоистых криотекстур, унаследовавших как рельеф дна,
так и литологическую неоднородность и характер напластования.
Ниже по разрезу более литифицированные породы характеризуются
меньшей льдистостью и формированием блоковых криоген-
ных текстур. Возможность аквального промерзания в условиях
открытой системы обеспечивает как образование достаточно мощ-
ных прослоев льда, так и формирование миграционно-сегрега-
ционных пластов льда. Не исключена при этом и возможность
инъекционного льдообразования. Нижняя часть непрерывно-эпи-
криогенной толщи бассейновых осадков, промерзавшая аэралью
уже при увеличивающихся скоростях и градиентах температуры,

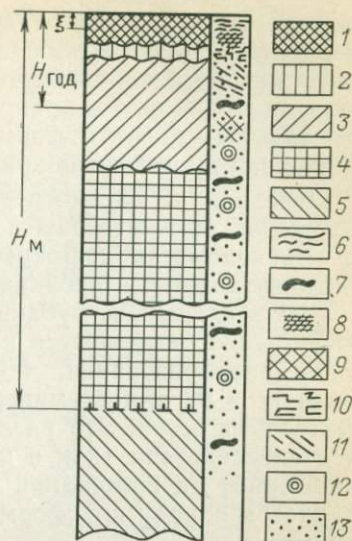


Рис. 29. Строение непрерывно-эпикриогенных толщ бассейновых отложений:

1—4 — мерзлые породы (1 — современной коры выветривания, 2 — сингенетически промерзшие под водой, 3 — эпигенетически промерзшие под водой, 4 — эпигенетически промерзшие в ходе регрессивного криодиagenеза); 5 — немерзлые породы. Криогенные текстуры: 6 — тонко- и частослойные; 7 — толсто- и редкослойные; 8 — тонко- и мелкосетчатые; 9 — толсто- и крупносетчатые (блоковые); 10 — неполно развитые сетчатые; 11 — наклонно-слоистые и чешуйчатые; 12 — унаследованные; 13 — массивные

по существу мало чем отличается от нижней части прерывно-эпикриогенных толщ. Исключение составляет лишь то, что нижняя часть непрерывно-эпикриогенной толщи могла испытывать промерзание с боков, что приводило к усложнению криогенного строения мерзлых пород и формированию у берегов водоемов своеобразных крутонаклонных криогенных текстур.

Переходя к рассмотрению преобразования континентальных отложений криолитозоны в породу, следует прежде всего указать на необходимость дифференцированного подхода к субаэрально-континентальным и субаквально-континентальным породам.

Субаэральные и субаквальные континентальные отложения существенно различаются как по характеру, так и по интенсивности осадкообразования, чем в значительной мере определяется различие в их химико-минеральном составе и структурно-текстурных особенностях. Это различие существенным образом сказывается впоследствии (как в качественном, так и в количественном отношении) на протекании процессов криогенного преобразования осадков в породу при формировании эпикриогенных или синкриогенных толщ.

Субаквальные образования (пойменные, ваттовые, старичные, болотные и другие отложения) характеризуются стабильностью режима осадконакопления. Скорость их накопления измеряется долями или первыми единицами миллиметров в год. В большинстве своем они пылеваты, сильно пористы за счет тонких пор, переувлажнены, хорошо сортированы, с отчетливо выраженной ориентировкой, имеют серовато-темные тона окраски и содержат большое количество слабо разложившихся растительных остатков и органики. Обычно из-за своей сильной обводненности и высокой дисперсности эти осадки плохо дренируемы и носят следы оглеения, что свидетельствует о преимущественно восстановительных условиях среды и приводит к возникновению закисных соединений железа, сероводорода и метана (в болотах) и высокому содержанию углекислоты. Из минеральных новообразований характерны гидрослюда, виванит и сидерит.

Субаэральные континентальные отложения формируются весьма неравномерно во времени. Так, например, накопление солифлюкционных образований может происходить не ежегодно, а порциями через 2—3 года. Однако, несмотря на такую нестабильность субаэрального осадконакопления, мощность этих отложений за ряд лет может существенно превышать мощность субаквальных осадков, поскольку накопление их за один сезон (цикл) может составлять единицы и десятки сантиметров (и даже метров). Эти отложения представлены в основном слабосортированной смесью тонкодисперсного и грубообломочного материала с плохо выраженной ориентировкой и включениями захороненного торфа. Пористость их формируется преимущественно за счет крупных и межагрегатных пор. Субаэральные отложения, как правило, слабо обводнены и гумусированы, что обеспечивает существование пре-

имущественно окислительно-нейтральной среды. В связи с этим для них характерно присутствие соединений железа в окисной форме, обломочного кварца и новообразований минералов монтмориллонита.

Континентальные отложения могут претерпевать диагенетические преобразования как одновременно с процессом сезонного или многолетнего промерзания, так и до начала воздействия криогенного фактора. В соответствии с этим в пределах криолитозоны может быть выделено несколько типов мерзлых толщ континентального генезиса, отражающих три различных варианта преобразования континентальных отложений: 1) прерывно-эпикриогенные толщи; 2) прерывно-эпикриогенные палеокриоэлювиальные толщи; 3) синкриогенные и полигенетические толщи континентальных отложений.

В случае когда накопление и диагенез континентальных образований происходят вне криолитозоны (при отсутствии даже сколько-нибудь существенного сезонного промерзания), а вслед за этим в связи с похолоданием осуществляется их эпигенетическое промерзание, формируются прерывно-эпикриогенные толщи континентальных отложений. Строение этих толщ достаточно простое. В их разрезе прослеживается современная и сравнительно маломощная кора выветривания криогенного типа, переходящая в слабо выраженную древнюю (некриогенную) кору выветривания, претерпевшую одноразовое промерзание. Нижняя, наиболее мощная часть рассматриваемой толщи представлена эпигенетически промерзшими континентальными отложениями. Химико-минеральный состав пород прерывно-эпикриогенной толщи должен нести на себе следы криогенного преобразования в связи с промерзанием и изменением геохимической обстановки. В целом характер криогенного преобразования этих континентальных отложений близок к таковому бассейновых эпикриогенных толщ.

В случае когда накопление и диагенез континентальных отложений происходят вне области развития мерзлых пород, но с хорошо выраженным процессом сезонного промерзания (оттаивания), по мере постепенного накопления отложений они подвергаются неоднократному (циклическому) сезонному промерзанию. Другими словами, практически вся толща таких континентальных отложений испытала на стадии диагенеза неоднократное воздействие криогенного фактора и выветривания вообще. По мере погружения эти образования выходили из-под действия мерзлотного фактора и представляли собой немерзлые породы, прошедшие более или менее продолжительный этап криогенного элювиирования. Таким образом формируются палеокриоэлювиальные толщи немерзлых континентальных отложений. При этом следует учитывать, что многократное сезонное промерзание пород приводило к возникновению в них значительных объемно-градиентных напряжений и развитию процессов обезвоживания и уплотнения. Это вызывало, в свою очередь, существенные преобразования структурно-текстурных особенностей этих пород, сходные с теми, кото-

рые происходят при диагенезе талых пород на глубинах нескольких десятков и даже сотен метров.

Процесс криоэлювионирования в данном случае характеризуется рядом специфических черт, существенно отличных от таковых для области развития мерзлых пород. Так, поскольку продолжительность теплого периода года при этом существенно больше холодного, то элювиальные породы получают больше тепла и влаги в годовом цикле и характеризуются лучшим промывным режимом в связи с отсутствием подстилающих мерзлых пород и преимущественно окислительной обстановкой, приводящей к образованию неглеевых почв. Среда обычно близка к нейтральной и даже щелочной, интенсивен вынос элементов железа и алюминия. Как правило, эти палеокриоэлювиальные породы слабо засолены, сильно гумусированы (преимущественно гуминовыми кислотами) и обладают повышенной пылеватостью, карбонатностью и светлыми тонами окраски. Среди глинистых новообразований развиты минералы группы монтмориллонита и гидрослюды. В случае общего похолодания и промерзания палеокриоэлювиальных немерзлых континентальных образований формируются так называемые прерывно-эпикриогенные палеокриоэлювиальные толщи континентальных отложений.

И, наконец, накопление континентальных отложений в области развития многолетнемерзлых пород (на мерзлом субстрате) обуславливает формирование синкриогенных толщ. Их образование осуществляется при последовательной циклической смене процессов накопления определенной порции континентальных осадков (преимущественно в теплый период года) и сезонного промерзания (в холодный период года).

Следовательно, при неизменной мощности слоя сезонного оттаивания происходит ежегодное поднятие верхней поверхности многолетнемерзлых пород на величину, равную мощности ежегодно накапливающихся континентальных образований (с учетом их распучивания при переходе в мерзлое состояние).

В данном случае четко прослеживается различие в формировании синкриогенных и эпикриогенных толщ. Мощность эпикриогенных толщ растет и увеличивается за счет углубления нижней границы мерзлоты, а синкриогенных — за счет поднятия верхней поверхности многолетнемерзлых пород. Наиболее обоснованно и углубленно проблему и механизм формирования синкриогенных пород рассмотрел А. И. Попов [30].

С учетом этих положений, а также последних разработок о льдообразовании в мерзлой части оттаивающих пород [10] механизм формирования синкриогенных толщ представляется следующим образом (рис. 30). В результате накопления осадков и повышения уровня дневной поверхности граница сезонного оттаивания в теплый период (A) первого цикла перемещается вверх, по сравнению с предыдущим годом (от ξ_1 до ξ_2). При этом принимается, что мощность слоя сезонного оттаивания не меняется из года в год. Это допущение не имеет принципиального значения, по-

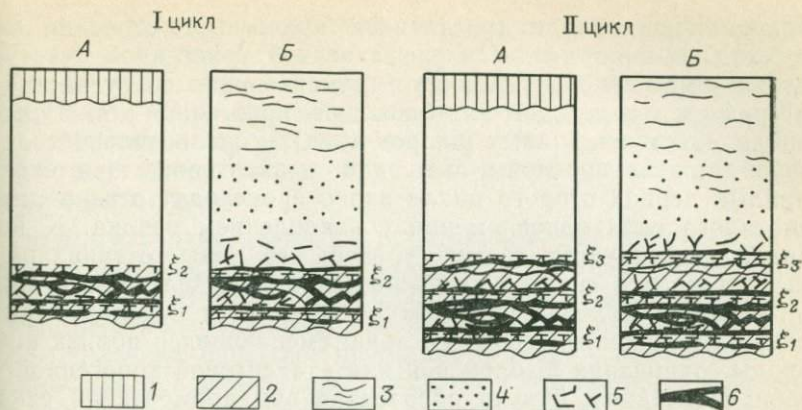


Рис. 30. Схема формирования синкриогенных пород (на примере двух циклов): А — момент завершения процесса осадконакопления и сезонного оттаивания (теплый период); Б — момент завершения процесса промерзания сезонноталого слоя (холодный период). 1 — осадки, накопившиеся за теплый период года; 2 — сингенетически формирующиеся многолетнемерзлые породы; 3—5 — криогенные текстуры (3 — прерывисто-слоистая, 4 — массивная, 5 — блоковая); 6 — горизонтальные прослои льда. Границы сезонного оттаивания пород: ξ_1 — до осадконакопления; ξ_2 — на теплый период первого цикла; ξ_3 — то же, второго цикла

сколько в случае внезапного более глубокого сезонного оттаивания пород в течение одного или нескольких циклов на это же время прекратится или замедлится закономерное нарастание мощности синкриогенной многолетнемерзлой толщи, чтобы затем вновь возобновиться с учетом новой (или прежней) мощности слоев сезонного оттаивания и осадконакопления. Обязательным условием формирования синкриогенных пород при этом является следующее: за многолетний отрезок времени мощность накопившегося на поверхности осадка должна превышать среднее за этот же период увеличение мощности слоя сезонного оттаивания пород. Уменьшение же мощности слоя сезонного оттаивания приводит лишь к увеличению темпа нарастания сингенетически формирующихся мерзлых пород.

Характерно, что даже при резком увеличении глубины сезонного оттаивания не происходит полного уничтожения результата предшествующих циклов в отношении льдонакопления. Это связано с тем, что всегда ниже фронта оттаивания вследствие миграции влаги в мерзлую зону формируются повышенная льдистость и толстослоистые текстуры или существенно утолщаются и видоизменяются существовавшие здесь ранее ледяные шлиры. В конкретно рассматриваемом случае именно такой процесс наблюдается в интервале глубин от ξ_1 до ξ_2 , где в ходе оттаивания происходит интенсивное сегрегационное льдовыделение и формируется, в конечном итоге, горизонт высокольдистых пород с четко выраженными горизонтальными и наклонными прослоями льда.

В осенне-зимний период (см. рис. 39, Б) происходит промерзание сезонноталого слоя сверху и снизу, что приводит к форми-

рованию слоя типичного трехчленного криогенного строения. Верхняя часть обычно представлена слоистой криогенной текстурой, средняя — массивной, а нижняя (промерзающая снизу часть) характеризуется переходом от блоковой криогенной текстуры (с преобладанием наклонных шлиров льда) к сравнительно толстым горизонтальным прослоям льда или атакситовой криотекстуре. В теплый период второго цикла вновь происходит оттаивание сезонноталого слоя одновременно с накоплением осадка. К концу периода формируется третий уровень границы оттаивания ξ_3 , ниже которого в связи с интенсивным льдовыделением и миграцией влаги происходит образование мощных и нередко горизонтальных и наклонных прослоев льда, сменяющихся вблизи старой границы оттаивания ξ_2 блоковой или атакситовой криогенной текстурой. Последняя, будучи образована при промерзании снизу в предыдущем цикле, в ходе оттаивания во втором цикле существенно преобразуется (утолщаются старые шлиры льда, возникают шлиры второй генерации). Таким образом в интервале глубин ξ_2 — ξ_3 возникает еще один высокольдистый горизонт мерзлых пород, который в результате консервации на третьем цикле доращивает сверху сингенетическую толщу многолетнемерзлых пород. В осенне-зимний период второго цикла вновь происходит промерзание сезонноттаивающего слоя сверху и снизу и формирование такого же трехчленного криогенного строения этого слоя, как и в первом цикле. В результате многократного повторения таких циклов может происходить образование достаточно мощных и сильнольдистых синкриогенных толщ, сложенных из пачек или циклических слоев мерзлых пород. В целом при равномерном распределении льдистости по разрезу эти толщи характеризуются специфическим криогенным строением. В пределах каждой пачки мерзлых пород при этом наблюдается закономерно повторяющаяся смена следующих типов криогенных текстур: мощные горизонтальные прослои льда (сформировавшиеся в ходе оттаивания) → наклонные и вертикальные шлиры льда (сформированные в ходе промерзания снизу слоя сезонного оттаивания) → горизонтальные прослои льда или атакситовая криогенная текстура, также сформированная при промерзании снизу.

В процессе формирования синкриогенные толщи слабо подвержены воздействию обычных процессов диагенеза. Так, например, применительно к аллювиальным отложениям Арктики и Субарктики Ю. А. Лаврушиным [22] убедительно показано, что в этих осадках прослеживается особый тип диагенеза — мерзлотный диагенез, связанный с многократным промерзанием — оттаиванием и сопутствующими этому физико-химическими реакциями, явлениями и процессами. В качестве доказательства отсутствия диагенеза обычного типа при этом приводится то, что практически всегда сохраняется цвет осадка, не прослеживается существенного аутигенного минералообразования (исключение составляет минералы льда), вяло протекают процессы разложения органических и растительных остатков. Наиболее сильные преобразования син-

криогенные породы претерпевают в структурно-текстурном отношении в результате циклического действия процессов миграции влаги, льдовыделения, криогенного текстурообразования и возникающих при этом напряжений усадки, набухания, распучивания и др. Механическое воздействие на грунтовые агрегаты, достигающее единиц мегапаскалей, приводит к их существенному уплотнению и дегидратации.

Поэтому континентальные образования еще до перехода их в многолетнемерзлое состояние (на глубинах, не превышающих нескольких метров) проходят стадию специфического (мерзлотного) диагенеза и превращаются в механическом и структурно-текстурном отношении в породу криогенного типа. Следовательно, преобразование континентальных осадков и отложений в синкриогенную породу, происходящее на стадии диагенеза мерзлотного типа, осуществляется практически целиком в горизонте интенсивных фазовых превращений влаги, который в первом приближении равен слою сезонного оттаивания.

Характер и интенсивность преобразования континентальных отложений синкриогенного типа оказываются при этом существенно различными для субаквальных и субаэральных осадков, определяясь тектоническим режимом, климатическими условиями, характером рельефа, скоростью осадконакопления, глубиной сезонного оттаивания и т. д. Так, равномерно накапливающиеся субаквальные осадки постепенно переходят в многолетнемерзлое состояние, претерпевая при этом в слое сезонного оттаивания достаточно большое число циклов промерзания.

Например, при мощности сезоннооттаивающего слоя 2 м и скорости осадконакопления 0,1 и 1 мм/год эти осадки должны будут претерпеть, соответственно, 20 тыс. и 2 тыс. циклов промерзания — оттаивания. Это приводит к тому, что синкриогенные толщи континентально-субаквального генезиса оказываются более существенно преобразованы процессом криоэлювиирования в сравнении с континентально-субаэральными отложениями. Действительно, субаэральные образования, накапливаясь неравномерно (но сравнительно мощными слоями), до своего перехода в многолетнемерзлое состояние могут претерпеть не более 200—500 циклов промерзания — оттаивания (при слое сезонного оттаивания 2 м и скорости осадконакопления 1 см/год). В случае же быстрого осадконакопления (оцениваемого метрами в год) процесс криоэлювиирования таких отложений будет происходить всего лишь на протяжении одного года (цикла).

В целом синкриогенные толщи, в отличие от эпикриогенных, характеризуются весьма своеобразными и неповторимыми обликом, составом, строением и свойствами. Они, как правило, более пылеваты и гумусированы, что приводит к меньшей их емкости поглощения. В их составе преимущественно развиты закисные соединения железа, гидрослюда и монтмориллонит. Им свойственны бóльшая пористость, пластичность и тиксотропия, равномерное

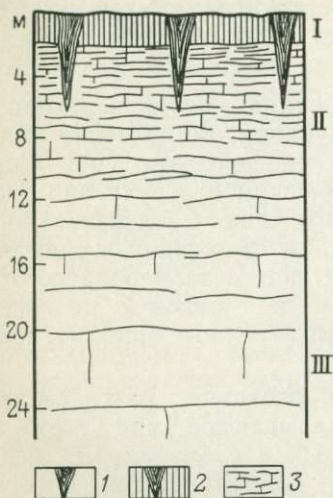


Рис. 31. Схема криогенного строения вечномерзлой толщи при эпигенетическом типе криолитогенеза (по [30]):

I—III — горизонты криолитогенеза (I — прерывистого, II — активного, III — пассивного); 1 — ледяная жила; 2 — грунтовая жила в деятельном слое; 3 — текстурообразующий (миграционный) лед

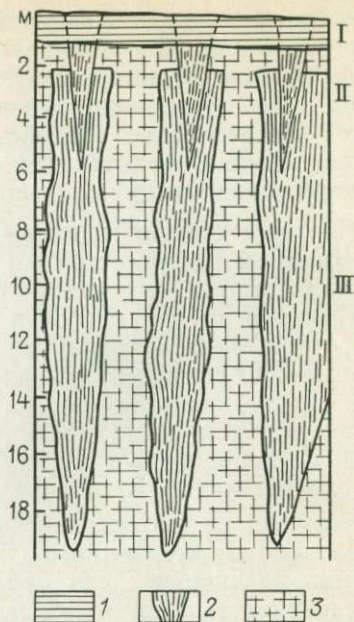


Рис. 32. Схема криогенного строения вечномерзлой толщи при сингенетическом типе криолитогенеза (по [30]):

I—III — горизонты (I — прерывистого криолитогенеза, II — активного криолитогенеза, III — относительной консервации); 1 — деятельный слой; 2 — ледяная жила; 3 — текстурообразующий (миграционный) лед

распределение льдистости по разрезу, тогда как эпикриогенные толщи характеризуются убывающей льдистостью по глубине.

Синкриогенные толщи отличаются средне- и тонкошлитровыми закономерно чередующимися текстурами с частыми прослоями льда и слитными структурами. Особая специфичность синкриогенных пород при этом связана также с формированием в них клиновидных повторно-жилных льдов. Последние характеризуются большей (по сравнению с таковой для эпикриогенных толщ) мощностью, достигающей 40 м, волнистой конфигурацией боковых стенок, слабыми пликативными нарушениями и высокой льдистостью (с частыми и тонкими ледяными прослоями) породы между клиньями льда. Схематично различие в криогенном строении сингенетических и эпигенетических мерзлых толщ отображено на рис. 31, 32.

Наконец, весьма широким распространением в криолитозоне пользуются полигенетические мерзлые толщи (как континентальных, так и бассейновых отложений). К ним можно отнести толщи, одна часть которых сложена синкриогенными, а другая — эпикрио-

генными (прерывными или палеокриозлювиальными) породами. Полигенетическими могут быть также названы симбиозные толщи бассейновых и континентальных образований и т. д. Все эти сложные варианты формирования полигенетических толщ, в конечном итоге, складываются из более простых случаев, рассмотренных выше.

В связи с этим можно указать на два важных момента: 1) синкриогенные толщи, как правило, не могут существовать самостоятельно и подстилаются эпикриогенными породами (т. е. в случае присутствия в разрезе синкриогенных пород, эта вечномерзлая толща в целом должна быть полигенетической); 2) практическая невозможность формирования синкриогенных толщ мощностью более первой сотни метров. Чаще же всего мощность синкриогенных пород континентально-субаквального генезиса ограничивается несколькими десятками метров.

Теоретическим подтверждением этого служит следующее. Если принять, что максимальная скорость осадконакопления бассейновых отложений составляет 0,1 мм/год, а субаквально-континентальных 1 мм/год, то при явно завышенной продолжительности непрерывного (порядка 100 000 лет) существования суровых климатических условий, обеспечивающих формирование синкриогенных пород, мощность их составит соответственно 10 и 100 м. Полученные значения величин для бассейновых и континентально-субаквальных отложений имеют столь большой запас надежности, что можно уже не учитывать увеличение объема пород за счет перехода их из талого состояния в мерзлое.

Особенности преобразования бассейновых и континентальных отложений при промерзании существенным образом характеризуются тектоническими условиями, которые являются основным фактором, определяющим прерывистость мерзлых толщ, мощность и характер их развития на значительных площадях. Так, на севере европейской части СССР и Западной Сибири процент распространения мерзлых толщ в районах тектонических погружений значительно выше, чем в районах поднятий. Это связано со значительной и закономерной для районов погружения заторфованностью и обводненностью поверхности, благоприятствующих существованию мерзлых толщ. Влияние тектоники на состав и криогенное строение промерзающих отложений оказывается при этом столь ярким, что позволяет даже выделять своеобразные, тектонической природы, типы мерзлых толщ.

ИЗМЕНЕНИЕ СОСТАВА И СТРОЕНИЯ РЫХЛЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРИ ИХ ЭПИГЕНЕТИЧЕСКОМ ПРОМЕРЗАНИИ

При промерзании рыхлых отложений в первую очередь происходит образование твердой фазы воды — льда. Гравитационная, капиллярная и слабосвязанная пресная вода кристаллизуется при близких к 0 °С отрицательных температурах. Прочносвязанная во-

да при этом замерзает в широком диапазоне отрицательных температур, определяемом кривой незамерзшей воды.

Морские воды с минерализацией более 30 г/л кристаллизуются лишь при температурах от $-1,5$ до -2 °С, а рассолы могут не замерзать даже при температуре -20 °С. Причем замерзание воды обычно сопровождается резко выраженной дифференциацией солей между твердой и жидкой фазами воды. Часть солей, растворенных в воде, оказывается вовлеченной в лед, часть наиболее труднорастворимых солей выпадает в осадок, а часть легкорастворимых солей отжимается в нижележащие слои воды, что приводит к увеличению минерализации этих вод, т. е. осуществляется криогенное концентрирование порового раствора.

Образующийся при замерзании лед оказывается в несколько раз менее минерализован, чем исходный поровый раствор. Количество вовлеченных в лед солей при этом зависит от концентрации их в растворе, условий и скорости движения замерзающих вод, температуры и скорости образования льда. Медленное и постепенное промерзание приводит к образованию наиболее «чистых» льдов. В осадок при промерзании (в соответствии со степенью растворимости при отрицательных температурах) выпадают вначале труднорастворимые соли CaCO_3 (в диапазоне температур от $-1,5$ до $-3,5$ °С), а затем (при температурах от -7 до -15 °С) Na_2SO_4 , CaSO_4 и др., образуя так называемые кристаллогидраты. Таким образом, промерзание обуславливает в целом опреснение и рассоление мерзлых пород в связи с отжатием легкорастворимых солей и выпадением в осадок карбонатов и сульфатов кальция, магния и натрия [19]. В случае последующего оттаивания пород не все выпавшие в осадок соли (кристаллогидраты) переходят в раствор. Минерализация порового раствора при этом окажется еще более пониженной. Это так называемый процесс повторного криогенного опреснения, но уже за счет уменьшения доли труднорастворимых солей в растворе.

В конечном итоге, эти криогенные толщи обогащаются гипсом ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), мирабилитом ($\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$) и кальцитом (CaCO_3), т. е. имеют место процессы сульфатизации и карбонатизации. Характерно также и то, что в вымораживающихся подземных водах увеличивается содержание микроэлементов брома, стронция и др.

Ниже границы промерзания воды оказываются сильно минерализованы из-за отжатия из промерзшей толщи легкорастворимых солей (хлоридов кальция, магния, натрия и гидрокарбонатов натрия).

В результате такого криогенного концентрирования отжимаемых вод образуются весьма высокоминерализованные (концентрация их может достигать 200 г/л и более) подмерзлотные (а иногда и межмерзлотные) воды (криопэги), что обеспечивает возможность существования этих горизонтов и слоев породы в таком состоянии при отрицательной температуре.

Отжимаемые высокоминерализованные растворы отличаются большой плотностью, что приводит к их конвекции и опусканию вниз, в область более высоких температур. При этом может наблюдаться отжатие нижезалегających пресных вод в более глубокие горизонты и формирование обратной гидрохимической зональности (по глубине) подземных вод в криолитозоне. Именно с этим связано широкое распространение на шельфах Арктических морей ниже мерзлых пород мощных (более 1000 м) криопэгов с минерализацией до 100 г/л, подстилаемых пресными водами.

Наряду с этим явлением для области развития мерзлых пород характерно образование газов в гидратной форме (газогидратов). Обусловлено это тем, что эпигенетическое промерзание пород, перекрывающих газоносные горизонты, приводит вследствие существенного понижения температуры к образованию клатратных соединений. Такое явление возможно на больших глубинах (свыше 1000 м), хотя не исключается его развитие и на значительно меньших глубинах.

Криогенное преобразование химического состава и минерализации порового раствора протекает различно для пресных и соленых вод. Так, преобразование пресных вод, минерализация которых не превышает 1 г/л, протекает в достаточно узком диапазоне отрицательных температур ($0 \div -0,2$ °С) и характеризуется потерей углекислоты, повышением рН раствора, увеличением концентрации карбонатных ионов, преобладанием катионов натрия и магния и кальцитизацией (включения кальцита прослежены в различных скважинах до глубин более 1000 м). Концентрация ионов хлоридов и сульфатов меняется слабо. При неоднократном промерзании — оттаивании порового раствора, например в пределах слоя сезонного оттаивания, минерализация его может уменьшиться в 4—10 раз [42].

Данные о криогенном преобразовании химико-минерального состава рыхлых пород (как в процессе промерзания, так и в мерзлом их состоянии) крайне ограничены, а также неполны и отрывочны. Так, например, И. А. Тютюнов [41] указывает на возможность протекания в многолетнемерзлых толщах реакций катионного обмена, гидратации и гидролиза в системе «минеральная порода — незамерзшая вода». Однако скорость и продолжительность течения этих реакций в условиях практически закрытой системы и отсутствия свободной фазы воды требуют еще серьезного экспериментального исследования. В достаточной мере на сегодняшний день исследовано, пожалуй, лишь новообразование в порах породы аутигенного минерала — льда, являющегося основным генетическим признаком мерзлой толщи. Разнообразные его скопления (залежи, пласты, прослои) могут рассматриваться как мономинеральная горная порода.

Лед — один из самых распространенных, легких и простых по химическому составу минералов, характеризующийся высокой изменчивостью и неустойчивостью. Он бесцветен, имеет стеклянный

блеск, спайностью не обладает. Его показатель преломления 1,3, плотность 0,917 г/см³, твердость 1,5.

Возникновение льда — дисперсно распыленного в породе минерала — это процесс термодинамического и физико-химического уравнивания системы (породы) с внешней средой, характеризующейся отрицательной температурой. Жидкая фаза влаги при этом уже не может находиться в равновесном состоянии, потому частично или полностью переходит в твердое (равновесное) состояние. При этом, очевидно, происходит и сложный физико-химический процесс внутреннего уравнивания составных частей системы: льда, незамерзшей воды, солей и т. д. Так, например, при понижении отрицательной температуры связанная вода уже не может в полной мере удерживаться поверхностью минералов, а высвобождаясь из-под ее влияния, частично вымерзает, переходя в лед. Столь же закономерен и обратный процесс, когда при повышении отрицательной температуры лед подплавляется и пополняет запасы связанной (незамерзшей) воды.

В зависимости от генезиса, условий накопления и преобразования, геометрической формы и других признаков составлено большое число классификаций подземных льдов. Наиболее известны классификации П. А. Шумского, А. И. Попова и Н. И. Толстихина, Е. А. Втюриной и Б. И. Втюрина и других авторов. Кратко охарактеризуем выделенные А. И. Поповым и Н. И. Толстихиным типы льдов в порядке возрастания их значимости или распространенности (табл. 8).

Пещерные льды и льды горных выработок могут образовываться в результате замерзания затекающей свободной воды или перекристаллизации снежных заносов, а также вследствие конденсации и аблимаии водяных паров. Наиболее распространены при этом карстово-пещерные и термокарстово-пещерные льды самой разнообразной формы (сталактиты, сталагмиты, столбы, покровный лед, подземные ледники и др.).

Погребенные льды могут иметь различный генезис. Это могут быть захороненные речные, наледные, озерные, болотные, морские, снежные и глетчерные льды. Такие льды могут быть погребены как в отрицательных формах рельефа, так и на ровных площадях. Перекрываются они чаще всего солифлюкционными и делювиальными образованиями (разжиженным или вязко-пластичным глинистым материалом, курумами, осыпями и обвалами крупнообломочного материала и др.). Считается, что для предохранения погребенного льда от таяния и многолетнего его сохранения достаточно перекрытия из тонкодисперсного материала мощностью 1—2 м.

Инъекционные льды встречаются обычно в виде пластовых и линзовидных залежей и обязаны своим происхождением воде, поступающей под гидростатическим напором в ослабленные участки промерзающей породы. При этом могут образовываться бугры, полосы и площади пучения. Наиболее яркой формой проявления инъекционного льдообразования являются гидролакколиты (пин-

Классификация подземных льдов
(По А. И. Попову и Н. И. Толстихину, 1974 г.)



го, или булгуннях). Возникновение гидростатического напора связывается обычно с уменьшением или полным перекрытием живого сечения потока подземных вод при промерзании, либо с неравномерным промерзанием толщи и образованием замкнутого объема водонасыщенной породы. Мощность пластовых залежей льда и ледяных ядер гидролакколитов может достигать 20 м.

Жильные льды образуются обычно в результате замерзания воды в различного генезиса трещинах магматических, метаморфических и осадочных пород. Широко развиты жильные льды в коре выветривания. Причем жильный лед крупных трещин может включать грунтовые агрегаты и обломки окружающих пород.

Повторно-жильные льды формируются по морозобойным (температурным) трещинам. Глубина проникновения и ширина трещин, а также расстояние между ними зависят от состава, строения и физико-механических свойств грунтов и климатических условий района. Обычная глубина морозных трещин в многолетнемерзлых породах составляет 3—5 м, а их конфигурация в плане представляет систему взаимно перпендикулярных вертикальных трещин, разбивающих массив грунта на полигональные (преимущественно тетрагональные) отдельности различных размеров. Наиболее полно и обоснованно вопросы образования морозобойных трещин впервые были рассмотрены Б. Н. Достоваловым [20], показавшим, что полигональные системы многолетних жильных

льдов развиваются на основе повторных морозобойных растрескиваний мерзлых пород на полигональные отдельности. Попадающая в эти трещины талая вода быстро замерзает, цементируя трещины и превращая эту толщу вновь в сплошной массив. Циклично повторяющийся процесс морозобойного растрескивания и цементации трещин льдом приводит, в конечном итоге, к развитию полигональных систем периодически образующихся элементарных вертикальных жилок льда, нередко с вытянутыми в этом же направлении цилиндрическими пузырьками газа. Ледяные жилы чаще всего имеют клиновидную форму с ровными (в эпикриогенных толщах) и волнистыми или ступенчатыми (в синкриогенных породах) боковыми гранями. Ширина жил по поверхности может достигать 10 м, длина — десятков метров. Вертикальная протяженность сингенетических жил может составлять 30—40 м и более, а эпигенетических 6—10 м. При росте жил в ширину происходит выжимание самой жилы и породы в приконтактной части вверх. В результате такого выжимания слои породы оказываются деформированы, на поверхности формируются валики выпирания грунта. В итоге образуется специфический полигонально-валиковый микрорельеф.

Лед-цемент, и миграционно-сегрегационный лед являются, пожалуй, наиболее распространенными типами подземных льдов, практически повсеместно развитыми в мерзлых породах. Образуются они при промерзании увлажненных тонкодисперсных и грубообломочных рыхлых пород. Лед-цемент при этом располагается в порах грунта, цементируя частицы или обломки дисперсной горной породы. Миграционно-сегрегационные льды формируются в результате миграции влаги из талой в мерзлую часть промерзающей или оттаивающей породы и дифференцированного замерзания этой влаги в виде линз и прослоев льда, что обуславливает формирование слоистых, сетчатых, атакситовых и других типов шлировых криогенных текстур. Более подробно механизм, условия и закономерности формирования различных типов криогенных текстур будут рассмотрены ниже в специальном разделе.

Наряду с вышеизложенным при промерзании вод происходят также сложные и взаимообусловленные физико-химические процессы, приводящие к существенному изменению структурных особенностей породы. При этом следует различать два принципиально отличных способа промерзания дисперсных пород: промерзание без миграции и с миграцией влаги.

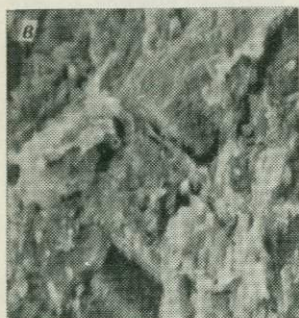
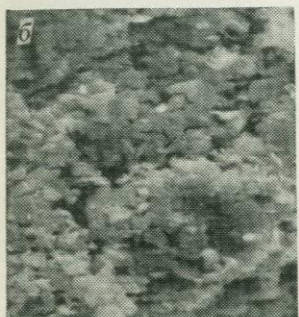
Промерзание дисперсных пород без миграции влаги обычно происходит либо в случае слабовлажных пород, либо при достаточно быстром продвижении границы промерзания. Промерзание неводонасыщенных пород приводит к фиксированию воды на месте льдообразования и цементации грунтовых частиц, агрегатов и обломков породы контактными (манжетными), пленочными (корковыми) и поровым льдом. Породы в целом изменяются слабо, поскольку процессы дезориентации и распучивания частиц отсутствуют, а дегидратация грунтовых частиц и агрегатов (вызванная утоньшением пленок связанной воды при ее замерзании) при-

водит лишь к незначительному их сближению и уплотнению. При этом по сравнению с талой породой резко видоизменяются структурные связи (за счет возникновения льдокристаллизационных). В мерзлой породе появляется дополнительное льдоцементационное сцепление, прочность ее существенно возрастает. Промерзание водонасыщенных пород без возможности миграции влаги к фронту кристаллизации приводит к объемному распучиванию тонкодисперсных или грубообломочных пород за счет увеличения на 9% объема воды при переходе ее в лед. При этом частицы, агрегаты и обломки пород испытывают всестороннее раздвижение. В закрытых системах это может приводить к значительному обжатию вызванному кристаллизационным давлением льда, и существенно сжатию агрегатов частиц, их уплотнению, переориентировке и пластическому перемещению. Таким образом создается разориентированная неупорядоченная структура породы. Причем агрегаты и обломки пород могут оказаться разобщенными прослойками тончайшего льда, а иногда быть как бы рассредоточенными в массе льда. Льдоцементационные связи при этом приобретают главенствующее значение.

Наиболее ярко такое явление прослеживается на грубодисперсных породах. При этом водонасыщенные пески, галька, щебень и другие обломочные породы превращаются в сцементированные специфические распущенные мерзлые образования — льдобрекчии или ледяные конгломераты и льдонасыщенные пески. При быстром промерзании обводненных хорошо фильтрующих пород нередко наблюдается так называемый «поршневой» эффект, заключающийся в отжати избыточной воды вниз. В нижележащих талых породах за счет возникающего при этом гидростатического давления может происходить частичное или полное разрушение структурных связей. Отдельные частицы и обломки породы в результате могут оказаться даже взвешенными в воде, если этот горизонт талых пород подстилается водоупором. В этом случае возникают подмерзлотные (или межмерзлотные) напорные воды. Излияние последних на поверхность по трещинам или по ослабленным в прочностном отношении зонам мерзлой породы может приводить к образованию восходящих напорных источников и наледей. Такое явление часто наблюдается в слое сезонного оттаивания, когда формируются, а затем промерзают замкнутые объемы перувлажненной породы.

Совсем иные структурообразовательные процессы происходят в промерзающих тонкодисперсных породах в случае миграции влаги к фронту кристаллизации. Процессы коагуляции, агрегирования и диспергации, развивающиеся при этом, вызывают в них существенные структурные преобразования. Они связаны в основном с движением грунтовой влаги в промерзающую зону, дифференциацией и динамикой грунтовой массы и возникновением новых контактов и структурных связей в породе. Это приводит к резкому увеличению плотности и прочности промерзающих пород, что не может объясняться только цементирующим действием льда.

I



II



Результаты исследования микроагрегатного состава промораживаемой каолинитовой глины

Место отбора пробы	Содержание частиц, % во фракциях, мм:					
	0,25—0,1	0,1—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	<0,001
Грунт до промораживания	0,24	18,30	4,14	12,43	20,71	44,18
Талая зона	0,05	5,20	17,33	23,11	16,17	38,13
Промерзающая зона (массивная криогенная текстура)	0,17	18,70	1,38	6,87	34,38	38,50
Мерзлая зона (горизонтально-слоистая криогенная текстура)	0,03	1,58	15,79	15,79	36,44	30,37

Причем процесс структурообразования при однократном промерзании тонкодисперсных пород (например, при формировании эпикриогенных толщ) начинается еще в талой и продолжается в промерзающей и мерзлой частях породы [10]. Так, в талой зоне, где структурообразование определяется интенсивностью и степенью обезвоживания за счет миграции влаги к фронту сегрегационного льдовыделения, происходит существенная усадка глинистого грунта: частицы сближаются, упорядочивается текстура, уменьшается пористость, образуются более крупные агрегаты и блоки, четко ориентирующиеся вдоль миграционного потока влаги и зачастую окруженные «рубашкой» из частиц тонкой фракции, формируются поры щелевидной формы (рис. 33). Это хорошо подтверждается данными микроагрегатного анализа (табл. 9), показывающего существенное увеличение в этой зоне пылевой фракции (0,05—0,005 мм), уменьшение содержания частиц глинистой и песчаной фракций. Следовательно, в результате обезвоживания иссушающегося грунта происходят как коагуляция (а возможно и цементация растворенными солями) частиц глинистой фракции, так и разрушение агрегатов песчаной фракции.

На развитие усадочного процесса в промерзающих породах указывали Г. П. Мазуров, В. О. Орлов, А. М. Пчелинцев, А. Е. Федосов, П. Ф. Швецов и др. Форма образующихся при иссушении блоков и агрегатов определяется в основном строением и свойствами грунта (например, плитчатые агрегаты — в каолине, блоки неправильной формы — в полиминеральной глине, мелкие ячейки — в бентоните), а их размер — степенью и интенсивностью процесса обезвоживания, а следовательно, и структурообразования.

Рис. 33. Характер микротекстуры и микроструктуры в промерзающем образце каолинитовой глины:

а — грунт до промерзания; *б* — талая зона грунта, подвергшегося обезвоживанию; *в* — промерзающая зона грунта; *г* — мерзлая зона грунта; I — ув. 1000; II — ув. 3000

При медленном обезвоживании и сильной степени иссушения, когда структурообразование проявляется в полной мере, должны образовываться более крупные структурные отдельности.

В промерзающей части глинистой породы, основную роль в которой играет мигрирующая незамерзшая вода, а также микропрослой и кристаллы льда, образующиеся в крупных порах из наиболее подвижной и слабо связанной воды, идет перестройка сформировавшейся в талой зоне текстуры и структуры минерального скелета. Здесь происходит дальнейшая (в результате постепенного вымерзания воды в соответствии с понижением температуры) дегидратация микро- и макроагрегатов и усадка, а также (в результате миграции влаги и кристаллизации ее) набухание — распучивание промерзающей зоны и частичное дробление и переориентировка микро- и макроагрегатов. Образующиеся микроблоки разворачиваются, нарушая прежнюю общую ориентацию, но внутри них ориентация не изменяется. Поры сохраняют щелевидную форму, но увеличиваются в размерах (см. рис. 33).

При приближении к мерзлой зоне (вблизи первых сегрегационных прослоев льда) резко интенсифицируются процессы набухания — распучивания, что приводит к дроблению микроагрегатов и их дезориентировке, образуя разупорядоченную в целом текстуру. В пределах промерзающей зоны, характеризующейся интенсивными фазовыми переходами, происходят формирование и рост сегрегационных прослоев льда по образующимся еще в талой части породы границам структурных отдельностей, где развиваются предельно допустимые напряжения локального разрушения породы.

В мерзлой зоне грунта, где интенсивные фазовые переходы отсутствуют, имеет место слабое развитие процессов структурообразования, которое связано в основном с продолжающимся вымерзанием при понижении температуры незамерзшей воды в мелких порах и дальнейшим слабоинтенсивным образованием порового и сегрегационного льда. При этом происходит усиление структурных связей (за счет увеличения концентрации солей в поровом растворе, коагуляции частиц и пр.) и создание специфической рыхлой структуры. Наблюдавшаяся в талой иссушающейся зоне ориентировка полностью исчезает (см. рис. 33). В общем количественные изменения в микро- и макростроении тонкодисперсных пород при их эпигенетическом промерзании должны существенным образом определяться составом, строением, условиями промерзания и обезвоживания пород.

Анализ развития деформаций и напряжений усадки в односторонне промерзающих тонкодисперсных породах можно провести на примере водонасыщенной каолиновой глины (рис. 34, 35). До глубины 1,5 см глина промерзала достаточно быстро, что привело к формированию массивной криогенной текстуры. Дальнейшее более медленное промерзание вызвало в интервале 1,5—8 см образование слоистой криотекстуры. Располагающийся ниже грунт оказался существенно обезвоженным и промерзал с большой ско-

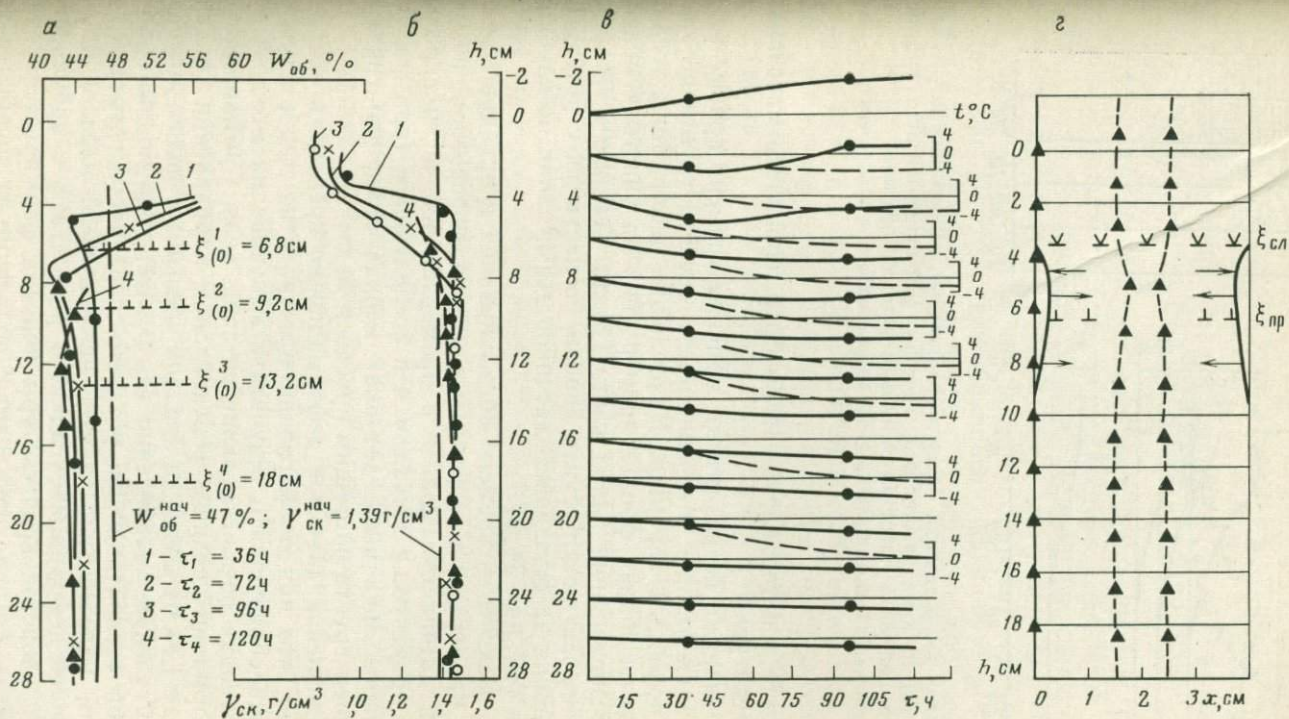


Рис. 34. Изменение параметров образца промораживаемой каолиновой глины ($t_n \approx -5^\circ\text{C}$) в различные моменты времени и в разных сечениях:

а — суммарная объемная влажность; б — объемная масса скелета грунта; в — температура и перемещение датчиков деформации в вертикальном направлении; г — то же, в горизонтальном направлении

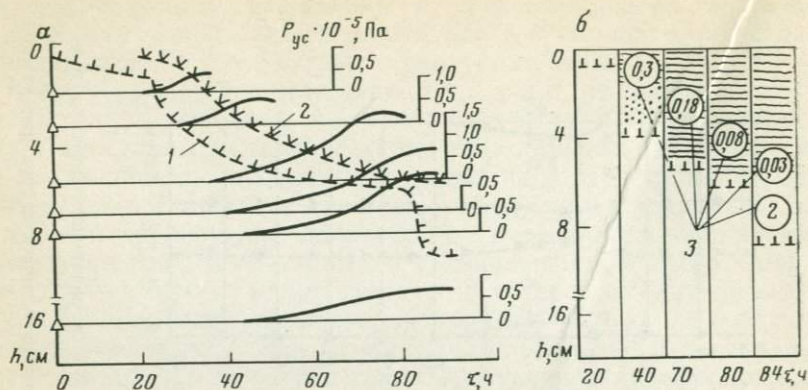


Рис. 35. Характер распределения объемно-градиентных напряжений по глубине и во времени (а) и схема криогенного строения (б) промерзающего образца каолинистой глины на отдельные моменты времени:

1 — фронт промерзания; 2 — визуальная граница сегрегационного льдовыделения; 3 — скорость промерзания, см/ч

ростью. В итоге в интервале 8—12 см сформировалась массивная криогенная текстура.

Зафиксированные на различные моменты времени кривые распределения влажности и объемной массы скелета грунта по глубине носят подобный характер. Наибольшие деформации усадки обнаруживаются вблизи фронта промерзания на участках максимального обезвоживания талой части грунта. Данные по характеру изменения плотности грунта хорошо согласуются с результатами наблюдения за смещением датчиков деформации по глубине и во времени (см. рис. 34, в).

Так, при увеличении времени обезвоживания и при приближении фронта промерзания к датчику значения деформаций возрастали. Когда датчик оказывался в промерзающей части породы, деформации практически затухали, а в последующем (при формировании шпиров льда ниже датчика) меняли знак, что связано с выпучиванием грунта растущим прослоем льда.

Анализ смещения датчиков деформации во времени и по глубине показал, что при промерзании пространство для растущих прослоев льда образуется в результате выпучивания мерзлой зоны вверх и усадки обезвоживающейся зоны вниз. Суммарная величина деформации усадки в вертикальном направлении (в данном случае до 1,8 см) почти на порядок превышает величину усадки в горизонтальном направлении (до 0,2 см). Это можно объяснить большой «недопущенной» усадкой талой части грунта в горизонтальном направлении за счет непластичной мерзлой зоны, препятствующей деформации усадки. В результате, в промерзающих по типу слоистой криотекстуры породах формируется узкая зона («шейка»), которая совпадает с областями иссушения в талой и обезвоживания (дегидратации при понижении отрицатель-

ной температуры) в промерзающих зонах образца (см. рис. 34, г).

«Недопущенная» усадка в промерзающих породах, очевидно, проявляется не только как результат взаимодействия талой и мерзлой зон, но и вследствие неравномерного распределения влажности по глубине, подобно такому же явлению в талых иссушающихся грунтах. Наличие же неравномерных деформаций усадки в объеме грунта приводит к развитию объемно-градиентных напряжений в нем.

Экспериментальные исследования показали (см. рис. 35), что в промерзающих грунтах действительно возникают напряжения усадки, возрастающие во времени до некоторой максимальной величины, определяемой в каждый момент времени соотношением сил структурного сцепления грунта с силами, стремящимися разрушить его. Причем датчики фиксируют начало роста напряжений усадки только тогда, когда в грунте сформировалась мерзлая зона и начинается интенсивная миграция влаги к фронту сегрегационного льдовыделения. Максимальной величины эти напряжения достигают обычно в промерзающей зоне, т. е. между фронтом промерзания и визуальной границей сегрегационного льдовыделения, поскольку здесь еще продолжается процесс обезвоживания (дегидратации) грунта за счет постепенного вымерзания воды. Влажность по жидкой фазе при этом резко уменьшается, грунт из пластичного переходит в упруго-пластичное состояние и характеризуется повышенной величиной «недопущенной» усадки.

На развитие процесса усадки в промерзающих породах существенное влияние оказывают условия промерзания. Так, при быстром промораживании плотность миграционного потока влаги к фронту льдовыделения может значительно возрасти, однако меньшая продолжительность времени иссушения талой части породы приводит в конечном итоге к меньшей степени обезвоживания, а следовательно, и к меньшим деформациям усадки. Причем экспериментами на талых грунтах показано, что чем интенсивнее сушка, тем меньше не только общая усадка, но и соответственно «недопущенная» усадка, а это приводит к развитию меньших величин напряжений усадки. Однако, в быстро иссушающихся грунтах образуются большие градиенты напряжения усадки ($\text{grad } P_{yc}$) в результате возникновения больших градиентов ($\text{grad } W$) и меньших по мощности зон иссушения. Это обеспечивает более частое зарождение и образование трещин, параллельных фронту обезвоживания.

Естественно предположить, что при быстром промораживании процесс усадки будет развиваться подобным образом, что должно приводить к более частому расположению ледяных прослоев. При медленном промерзании величины деформаций усадки и «недопущенной» усадки оказываются большими и, соответственно, возрастают напряжения усадки. Однако мощность иссушенной зоны увеличивается, а $\text{grad } W$ и, следовательно, $\text{grad } P_{yc}$ уменьшается, что приводит к более редкому расположению зон концентрации напряжений и образованию редких ледяных прослоев (рис. 36). Экспе-

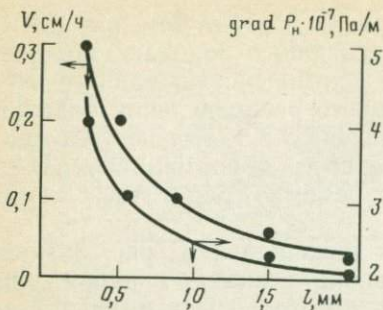


Рис. 36. Зависимость расстояния между горизонтальными прослоями льда от градиентов напряжений P_n и скорости промерзания V образцов каолинитовой глины

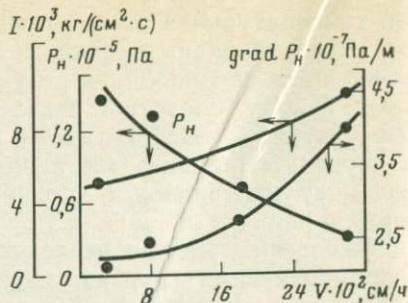


Рис. 37. Зависимость напряжений P_n , их градиентов $\text{grad } P_n$ и миграционного потока влаги I от скорости промерзания V образцов каолинитовой глины

риментально установлено, что с уменьшением скорости промерзания напряжения усадки увеличиваются, градиенты напряжений убывают (рис. 37) и происходит переход от массивной к сетчатой, а затем к слоистой криотекстуре (рис. 38).

Таким образом, промерзание тонкодисперсных пород с формированием миграционно-сегрегационных шпиров льда сопровождается развитием значительных (до 500 КПа) напряжений. Это вызывает существенное преобразование первоначальной структуры талой породы, ее плотности и прочности. Такие преобразования свойственны талым породам (при диагенезе обычного типа) лишь на глубинах порядка нескольких десятков метров, где такое же по величине бытовое давление может производить подобный литификационный эффект за достаточно длительный геологический отрезок времени. Другими словами, при формировании эпи- и синкриогенных толщ процесс промерзания за весьма короткий промежуток времени способен произвести такое преобразование структуры и текстуры породы, которое при диагенезе обычного типа реализуется на протяжении десятков и сотен тысячелетий.

Несколько отличен при этом механизм криогенного преобразования субаквальных отложений, когда син- или эпигенетическому промерзанию подвергаются по существу сильно переувлажненные илы. При их промерзании, подобно как при промораживании суспензий, идут интенсивная коагуляция и агрегирование грунтовых частиц. Льдовыделение происходит в основном за счет свободной воды. При этом объем льда резко превышает объем грунтовых частиц.

Уплотненные и обезвоженные в результате коагуляции грунтовые агрегаты образуют достаточно плотные тела (от 1 до 20 см), как бы взвешенные во льду. Возникает специфическая (не миграционного характера) базально-параллелепипедальная криогенная текстура [30]. В данном случае структурообразование при про-

мерзании определяется не столько физико-механическими (усадка, набухание — распучивание), сколько физико-химическими (коагуляция и агрегирование) процессами. Очевидно, что при неоднократном промерзании и оттаивании или при переходе в многолетнемерзлое состояние (формирование синкриогенной толщи) илы будут приближаться к уплотненным, хотя и сильно переувлажненным породам, и в них будет происходить формирование обычных миграционно-сегрегационных криогенных текстур.

Из изложенного выше следует, что при промерзании талых пород в них происходят существенные объемные преобразования в результате перехода воды в лед, кристаллизационного давления, неравномерного льдовыделения и пучения. При этом могут возникать пластические деформации мерзлой породы и льда, которые способны приводить к образованию своеобразных (мерзлотного типа) пликативных нарушений в разрезе, напоминающих пологие анти- и синклинальные складки, надвиги, сдвиги и т. д.

ФОРМИРОВАНИЕ ОСНОВНЫХ ТИПОВ КРИОГЕННЫХ ТЕКСТУР В ДИСПЕРСНЫХ ПОРОДАХ

Механизм и закономерности формирования различных типов криогенных текстур определяются литологическими особенностями породы, а также теплофизическими, физико-химическими и физико-механическими процессами, развивающимися при промерзании. Для объяснения характера сегрегационного льдовыделения необходимо рассматривать как процессы тепло- и массообмена, так и развитие объемно-градиентных напряжений в грунте при промерзании.

Тепловое (термодинамическое) условие для случая шлирового льдовыделения имеет вид:

$$Q_m - Q_t = \Delta Q, \quad (5.1)$$

где Q_m и Q_t — количество тепла, проходящее соответственно через поверхность охлаждения в промерзшей зоне грунта и из талой зоны в мерзлую. При этом очевидно, что если $\Delta Q < 0$, то имеет место процесс оттаивания мерзлого грунта снизу. В случае $\Delta Q = 0$ наступает термодинамическое равновесие, и промерзания или оттаивания происходить не будет. При $\Delta Q > 0$ происходит промер-

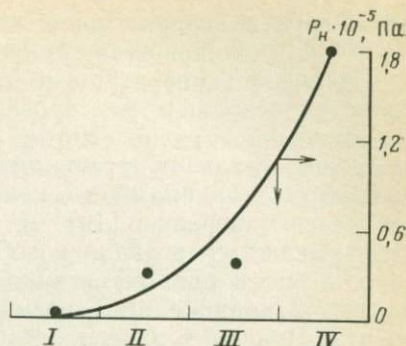


Рис. 38. Характер зависимости объемно-градиентных напряжений от типа формирующейся криогенной текстуры в промерзающих образцах грунтов.

I—IV типы текстур (*I* — массивная, *II* — прерывистая, *III* — сетчатая, *IV* — слоистая)

зание грунта, которое может сопровождаться формированием массивной или шлировой криогенной текстуры.

Градиент температуры в мерзлой части промерзающих пород является исходным фактором, приводящим к нарушению термодинамического равновесия в промерзающей системе. При этом возникает градиент термодинамического потенциала незамерзшей воды ($\text{grad } \mu_w$), вызывая в конечном итоге перенос влаги из талой его части в мерзлую [10]. На границе промерзания соблюдается неразрывность миграционного потока влаги по жидкой фазе, а зарождение и рост сегрегационных прослоев льда происходит не на самой границе промерзания, а выше нее — в мерзлой части грунта. Причем в начале промерзания питание растущих прослоев льда происходит в основном за счет собственных запасов грунтовой влаги талой зоны, находящейся вблизи фронта промерзания, а в последующем может происходить в результате внешнего потока влаги из водоносного горизонта.

При линейном характере распределения температуры в мерзлой части промерзающего грунта по мере продвижения влаги в сторону более низких температур плотность влажностного потока падает в связи с уменьшением $\text{grad } W_{нз}$. Это приводит в каждом последующем сечении мерзлой зоны к вымерзанию избыточного (за счет миграции) количества жидкой и парообразной фаз воды. Очевидно, что наиболее интенсивно этот процесс должен происходить на участке резкого уменьшения $\text{grad } W_{нз}$, что может приводить к более быстрому заполнению здесь пор грунта льдом и к организации льдонасыщенной зоны, параллельной фронту промерзания. В общем случае плотность суммарного потока влаги выше фронта промерзания (при условиях свободного льдовыделения и неограниченности потока влаги из талой зоны промерзающего грунта) зависит от ряда переменных и может быть выражена (при однозначной зависимости между потенциалом влаги и влагосодержанием) в виде:

$$I_w = K_w \text{grad } W_{нз} + K_w \delta_w \text{grad } t + K_n \text{grad } d_n = (K_w \delta_w^\Phi + K_w \delta_w + K_p \delta_p^\Phi) \text{grad } t, \quad (5.2)$$

где δ_w — термоградиентный коэффициент переноса незамерзшей влаги при отсутствии фазовых превращений; δ_w^Φ и δ_p^Φ — термоградиентные коэффициенты диффузии незамерзшей воды и пара при наличии фазовых переходов. Они рассчитываются по кривым зависимости $W_{нз} = f(t)$ и $d_n = f(t)$ от температуры как отношения приращений $\frac{\Delta W_{нз}}{\Delta t}$ и $\frac{\Delta d_n}{\Delta t}$. В суммарном потоке влаги доля диффузионного, термо- и пародиффузионного переноса в мерзлой зоне промерзающего грунта должна оцениваться в каждом конкретном случае. В зависимости от состава, строения и свойств дисперсной породы, а также от условий промерзания она может быть различной. Однако в грубом приближении можно считать, что при промерзании тонкодисперсных пород в естественных условиях паропереносом и термодиффузией в области интенсивных

превращений можно пренебречь, если начальная влажность пород превосходит максимальную молекулярную влагоемкость.

При промерзании дисперсных пород в результате миграции влаги из талой в мерзлую часть породы в обезвоживающейся талой ее части развиваются сложные физико-химические и физико-механические процессы (структурообразование, усадка и др.). Они приводят к формированию объемно-градиентных напряжений усадки, а также к новообразованию структурных отдельностей (микро- и макроагрегатов и блоков) грунта. Некоторые из границ этих структурных отдельностей, являющиеся в прочностном отношении «дефектными» зонами, становятся в последующем зонами «концентрации» напряжений, где преодолевается локальная прочность грунта. В такие зоны (горизонтальные, вертикальные или наклонные), в которых грунтовая влага испытывает растягивающее напряжение, мигрирует пленочная вода. Другими словами, пути и интенсивность миграции влаги в талой и промерзающей зонах грунта определяются уже не только $\text{grad } t$, но и $\text{grad } P$, т. е. $\mu_w = f(t, P)$.

Заложение зон предельных напряжений локального разрушения грунта происходит в еще талой иссушающейся части промерзающего грунта. В пределах этих узких зон происходит увеличение влажности (возможно, даже до полного заполнения здесь пор грунта влагой) в результате миграции воды под действием $\text{grad } P_{yc}$. При переходе этих зон концентрации напряжений в промерзающую часть грунта в них так же, как и во всей мерзлой части породы, наряду с резким возрастанием напряжений усадки P_{yc} интенсивно проявляются напряжения набухания $P_{наб}$ за счет расклинивающего действия мигрирующей сюда пленочной незамерзшей воды $P_{рпл}$, а также напряжения распучивания $P_{расп}$.

Действие этих сил в промерзающей части породы может оказываться способным преодолевать локальное структурное сцепление грунта $P_{сцл}$ по сформировавшимся в процессе структурообразования и усадки — набухания зонам «концентрации» напряжений. В результате влага в этих зонах оказывается в ненапряженном состоянии, т. е. ее общий термодинамический потенциал повышается, и она способна быстро (скачкообразно) перейти в лед.

Такое явление, по-видимому, нередко фиксируется в опытах в виде внезапного возникновения микрошпира льда в промерзающей части породы. Зарождение сплошного ледяного прослоя при этом происходит постепенно вследствие утолщения и слияния в последующем этих микропрослоев льда.

Параллельные фронту промерзания прослои льда возникают из-за развития в грунте горизонтальных зон концентрации напряжений. Последние обусловлены скальывающими напряжениями ($P_{ск} = P_{yc} + P_{наб} + P_{расп}$), формирующимися в результате действия разнонаправленных деформаций в иссушающейся и промерзающей частях грунта. Максимальное значение горизонтальных скальывающих напряжений достигается на границе смены направле-

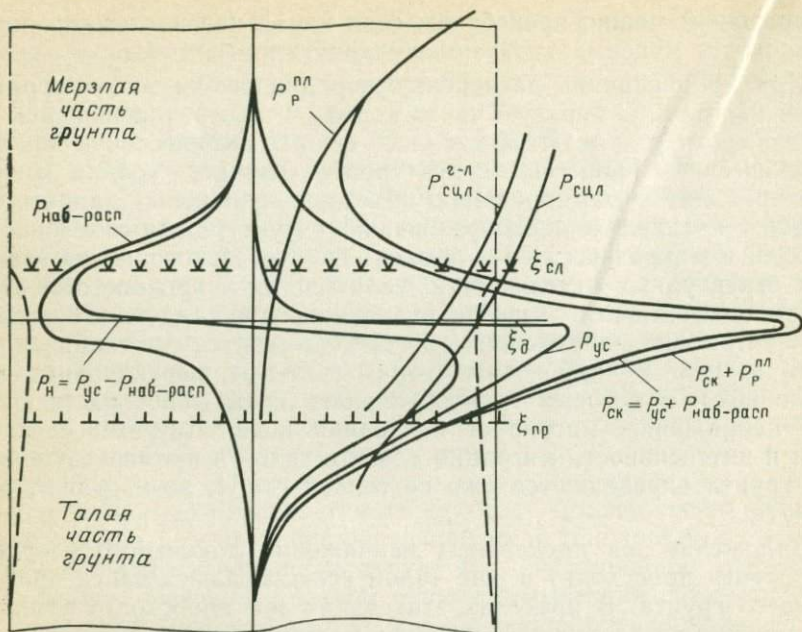


Рис. 39. Характер развития в промерзающем грунте напряжений: усадки $P_{ус}$, набухания $P_{наб}$, распухания $P_{расп}$, горизонтальных скальвающих $P_{ск}$, нормальных P_n объемно-градиентных, а также расклинивающего давления пленочной влаги $P_{р^{пл}}$, локальной прочности грунта $P_{сцл}$ и сцепления на границе грунт — ледяной прослой $P_{сцл}^{г-л}$. $\xi_{пр}$, $\xi_{сл}$ и $\xi_{д}$ — соответственно границы промерзания, визуального сегрегационного льдовыделения и смены направления деформаций в образце

ния деформаций грунта (рис. 39). Локальная прочность грунта на сдвиг $P_{сцл}^{сд}$ будет преодолена, если

$$P_{ск}(x, \tau) + P_{р^{пл}}(x, \tau) > P_{сцл}^{сд}(x, \tau) + P_{быт}(x), \quad (5.3)$$

где $P_{быт}$ — распределение внешнего (в том числе и бытового) давления по высоте промерзающего грунта. Выполнение этого условия означает, что находящаяся в горизонтальных зонах концентрации напряжений влага перестает испытывать растягивающие напряжения и переходит в лед. Так зарождается горизонтальный микрошир ледя. Область грунта, в пределах которой выполняется условие горизонтального льдовыделения (5.3), является потенциально возможной зоной одновременного зарождения и роста параллельных фронту промерзания прослоев льда ($\Delta x_{пар}$) и определяется, согласно схеме (см. рис. 39), пересечением кривых $P_{ск} + P_{р^{пл}} = f(x)$ и $P_{сцл}^{сд} + P_{быт} = f(x)$.

Перпендикулярные к фронту промерзания (вертикальные) ледяные шпир в промерзающем грунте связаны с развитием в талой и промерзающей (до $\xi_{д}$) зонах растягивающих напряжений,

появляющихся за счет неравномерных по высоте деформаций усадки. Вертикальные трещины иссушения в талых грунтах или температурные трещины в мерзлых грунтах возникают при существовании свободной горизонтальной поверхности грунта. В промерзающем же грунте выше обезвоживающейся части породы находится набухающе-распучивающаяся мерзлая часть грунта, препятствующая деформациям усадки.

Следовательно, в случае промерзания объемно-градиентные растягивающие (нормальные) напряжения P_n равны разности напряжений усадки и напряжений набухания — распучивания $P_{\text{наб-расп}}$, т. е. $P_n = P_{\text{ус}} - (P_{\text{наб}} + P_{\text{расп}})$. При таком подходе условно «свободной» грунтовой поверхностью, где нормальные напряжения равны нулю, является граница смены направления деформаций, ниже которой располагается максимум нормальных растягивающих напряжений (см. рис. 39).

Напряжения, растягивающие грунт в горизонтальном направлении, прежде всего будут, очевидно, сказываться по вертикальным и наклонным «дефектным» зонам. Ими будут служить боковые границы грунтовых макроагрегатов и блоков, образующихся в процессе структурообразования при иссушении талой и промерзающей частей породы.

Так зарождаются вертикальные зоны концентрации напряжений. Вода в этих зонах находится в напряженно-растянутом состоянии, что обеспечивает поступление в них влаги под действием град P_n и преодоление при дальнейшем развитии растягивающих нормальных напряжений локальной прочности грунта на разрыв $P_{\text{сцл}}$. В результате возникают вертикальные ледяные прослойки. Область возможного зарождения их $\Delta x_{\text{перп}}$ определяется пересечением кривых $P_n = f(x)$ и $P_{\text{сцл}} + P_{\text{быт}} = f(x)$, а условие зарождения сегрегационных прослоев льда вертикального направления может быть представлено в виде:

$$P_n(x, \tau) > P_{\text{сцл}}^p(x, \tau) + P_{\text{быт}}(x). \quad (5.4)$$

В зарождении и росте вертикальных шлиров льда (в отличие от горизонтальных) не участвует расклинивающее действие тонких пленок мигрирующей влаги. Связано это с тем, что к вертикальным зонам концентрации напряжений влага движется не под действием град t , вызывающего град $P_{\text{плр}}$, а только под действием град P_n . Знание механизма и закономерностей формирования вертикальных и горизонтальных прослоев льда в породе при ее промерзании позволяет обоснованно объяснить особенности зарождения и роста различного типа наложенных и унаследованных криогенных текстур.

Наложённые криогенные текстуры возникают обычно в относительно однородных породах только под влиянием процесса промерзания и не связаны с особенностями первичного сложения грунтов, т. е. не предопределяются структурно-текстурными чертами породы, которые были ей свойственны до промерзания.

Среди наложенного типа криогенной текстуры промерзающих пород в зависимости от наличия, формы и расположения в них ледяных прослоев выделяют обычно три основные типа текстуры: 1) массивную, ледяные шлиры в которой визуально не прослеживаются; 2) слоистую, характеризующуюся наличием протяженно ориентированных и более или менее параллельных ледяных прослоев; 3) сетчатую или блоковую, ледяные шлиры в которой образуют более или менее непрерывную в плане и в разрезе решетку или сетку. Наконец, ряд исследователей выделяет «ячеистую» криогенную текстуру или криотекстуру «бентонитового» типа, ледяные шлиры в которой образуют в плане мелкие замкнутые многоугольники («соты») неправильной формы.

Массивная криогенная текстура формируется при несоблюдении физико-механических условий сегрегационного льдовыделения (условия, когда при промерзании не может быть преодолено сопротивление грунта на разрыв) или когда вообще не выполняются теплофизические условия криотекстурообразования. Последний случай обычно реализуется либо в результате быстрого промерзания водо- и неводонасыщенных дисперсных пород, либо в результате промерзания с любой скоростью слабовлажных тонкодисперсных пород или грубо- и крупнодисперсных разностей грунтов, когда миграция влаги практически отсутствует, а находящаяся в порах грунтовая вода фиксируется процессом промерзания на месте. Наиболее часто при этом образуются контактный, пленочный, поровый и базальный типы ледяного цемента в промерзшей дисперсной породе.

Формирование массивной криогенной текстуры возможно также и при наличии миграции влаги в промерзающих грунтах, но при несоблюдении физико-механических условий сегрегационного льдовыделения, когда развивающимися в грунте напряжениями не преодолевается его локальная прочность. Последним, в частности, объясняется факт общего увеличения льдистости, отсутствие сегрегационного льдовыделения в переуплотненных или сцементированных грунтах, а также в грунтах при их начальной влажности, меньшей влажности предела усадки. Однако в этих случаях, очевидно, нельзя исключать возможность образования отдельных (единичных) или случайных спорадически возникающих ледяных включений и гнезд льда (порфириовидная криотекстура), что может быть связано с неустойчивым (эпизодическим) выполнением физико-механических условий и наличием в породе крупных пор, микротрещин и других неоднородностей. Следует также обратить внимание на то, что массивная текстура иногда образуется и в том случае, когда возникающими в породе напряжениями возможно было бы преодоление локального сцепления породы, но наличие существенной внешней нагрузки (например, $P_{\text{быт}}$), препятствует этому. Простой пересчет показывает, что уже при $P_{\text{быт}} \approx 350 \div 500$ КПа (ориентировочно это соответствует мощности вышележащей толщи в 20—40 м) вероятность образования сегрегационных прослоев льда оказывается весьма малой. Это хо-

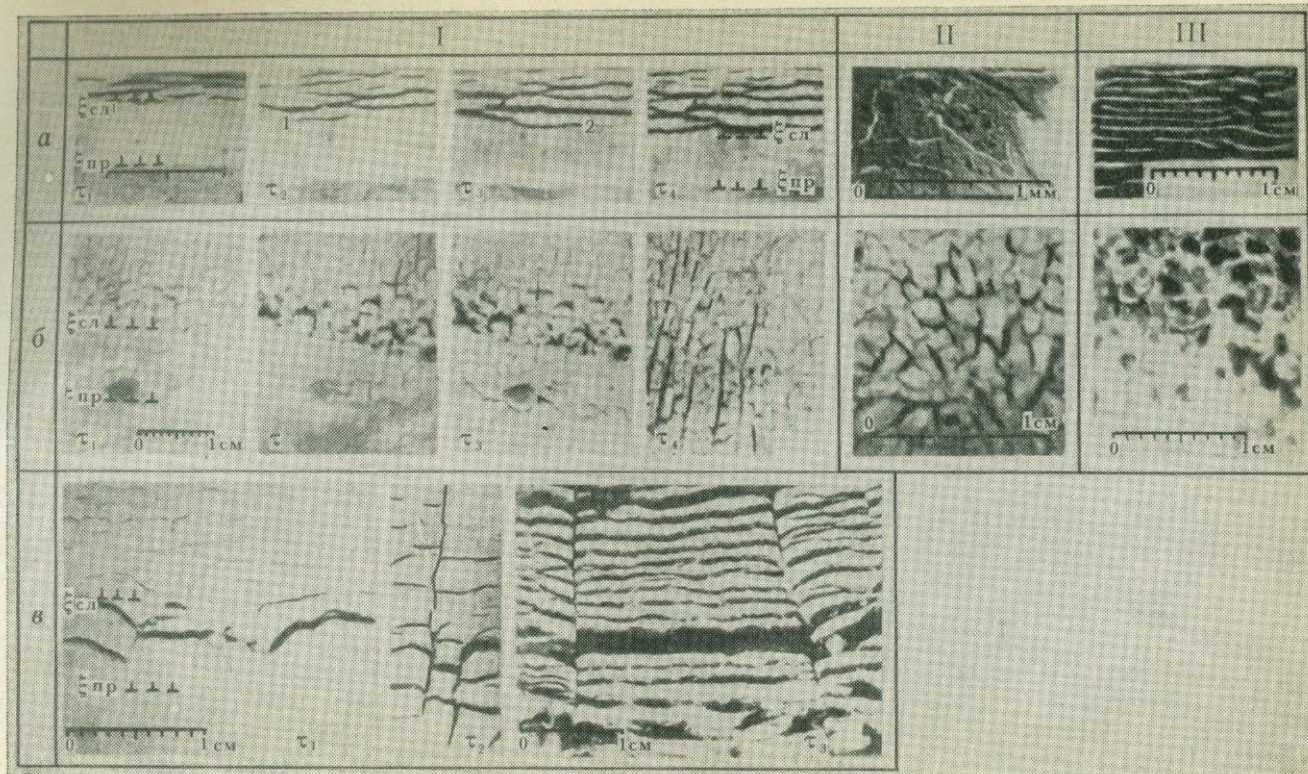
рошо согласуется с многочисленными данными полевых исследований, показывающими, что интенсивное сегрегационное выделение льда и образование наложенных криотекстур происходит именно в этом диапазоне глубин.

Слоистая криогенная текстура при промерзании дисперсных пород образуется при соблюдении теплофизического (5.1) и физико-механического (5.3) условий формирования параллельных фронту промерзания сегрегационных прослоев льда. Условие же образования вертикальных ледяных шлиров (5.4) при этом не выполняется. Зарождение и рост слоистой криогенной текстуры происходит обычно в интервале отрицательных температур минус 0,2—3 °С. Этот тип текстуры преимущественно развит в тонкодисперсных грунтах (супеси, суглинки, глины), но иногда встречается и в пылеватых песках. По сравнению с другими типами шлировой криогенной текстуры слоистая криотекстура развита в естественных условиях более часто и наиболее отчетливо проявляется при малых скоростях промерзания. Ее формирование начинается с возникновения отдельных тонких линзочек и непротяженных микрошлиров льда, различимых только под микроскопом. В последующем происходит увеличение их размеров в ширину и длину, слияние между собой и образование единого и протяженного, параллельного фронту промерзания прослоя льда, который уже прослеживается визуально (рис. 40). Причем при уменьшении скорости промерзания $V_{\text{пр}}$ и при увеличении плотности потока влаги к горизонтальному прослою льда $I_{\text{пар}}$ происходит формирование более мощных ледяных шлиров $h_{\text{пар}}$:

$$h_{\text{пар}} = \frac{I_{\text{пар}}}{V_{\text{пр}}} \cdot \Delta x_{\text{пар}}. \quad (5.5)$$

В зависимости от состава, строения и геолого-генетических особенностей пород, а также условий промерзания и развития в этих породах различных по характеру и интенсивности процессов тепло- и массообмена, структурообразования, усадки и набухания — распучивания может наблюдаться большое разнообразие подтипов слоистой криогенной текстуры: собственно слоистая, линзовидная, линзовидно-плетенчатая и др. Многие исследователи предлагают выделять подтипы слоистой текстуры в зависимости от формы шлиров, их протяженности, ориентировки, соотношения между толщиной прослоев льда и минеральных прослоев и др.

Сетчатая (или блоковая) криогенная текстура образуется в промерзающих грунтах при обязательном соблюдении теплофизического условия (5.1) и одновременном выполнении физико-механических условий формирования горизонтальных и вертикальных прослоев льда. Причем поскольку горизонтальные скальвающие напряжения всегда больше нормальных (вертикально ориентированных), то возможно формирование чисто слоистой криогенной текстуры, а образование только вертикальных ледяных шлиров (без горизонтальных) принципиально невозможно, если



исходить только из рассмотренного ранее механизма зарождения горизонтальных и вертикальных прослоев льда.

Как отмечалось многими исследователями, для ряда естественных грунтов наблюдается плавный и постепенный переход от слоистой к сетчатой и массивной криогенной текстуре при увеличении скорости промерзания. Следовательно, при определенном режиме промерзания создаются более или менее равные условия для формирования вертикальных и горизонтальных зон концентрации предельных напряжений локального разрушения грунта.

Спецификой развития и дальнейшего роста блоковой (сетчатой) криогенной текстуры, в отличие от слоистой, является то, что миграция влаги в пределах блока происходит в горизонтальном и вертикальном направлениях, т. е. к горизонтальным и вертикальным зонам «концентраций» напряжений, где вода находится в напряженном состоянии, а потенциал ее пониженный. Причем к шлирам, перпендикулярным к фронту промерзания, перемещение влаги осуществляется только под действием $\text{grad } P_n$, а к параллельным фронту промерзания ледяным прослоям — под действием градиента температуры (или $\text{grad } W_{нз}$) и градиента напряжений $\text{grad } P_{ск}$.

Этим можно объяснить, по-видимому, нередко наблюдающийся в экспериментах и при полевых исследованиях факт существования меньшей мощности вертикальных и наклонных ледяных прослоев наложенного генезиса по сравнению с горизонтальными (см. рис. 40). Дополнительным объяснением этого факта является то, что дальнейший рост вертикальных прослоев льда возможен только за счет пространства, освобождающегося в процессе обезвоживания и усадки блока в горизонтальном направлении. Рост же горизонтальных шлиров льда может осуществляться вследствие пучения поверхности грунта.

В зависимости от соотношения величин нормальных и скалывающих напряжений в промерзающем грунте, его состава, структурно-текстурных особенностей и прочностных характеристик могут формироваться самые разнообразные как по форме (призматические, параллелепипедальные, кубические и др.), так и по размерам грунтовых блоков варианты сетчатой криогенной текстуры. Частота расположения или расстояния между горизонтальными $l_{пар}$ или вертикальными $l_{перп}$ прослоями льда определяется соотношениями:

$$l_{пар} = f\left(\frac{1}{\text{grad } P_{ск}}\right) \text{ и } l_{перп} = f\left(\frac{1}{\text{grad } P_n}\right). \quad (5.6)$$

Рис. 40. Наложённые криогенные текстуры:

I — зарождение и рост в динамике сегрегационных шлиров льда в грунтах с разной текстурой; II — тонкие, наблюдаемые под микроскопом (ув. 16), зарождающиеся прослои льда в промерзающей зоне грунта; III — различные по форме минеральные включения в прослоях льда. *Текстура грунта: а — слоистая, б — ячеистая, в — блоковая*

Однако следует особо подчеркнуть, что увеличение скорости промерзания приводит в конечном итоге (из-за слабого обезвоживания талой части и набухания промерзающей зоны грунта) к уменьшению значений скальвающих и нормальных напряжений, а также к значительному сокращению области зарождения и роста вертикальных и горизонтальных прослоев льда. Это способствует (ввиду малого времени формирования шлиров льда) образованию неполноразвитых (неполносетчатая, неполнослоистая, угловато-прерывистая и др.) криогенных текстур. Наряду с этим при увеличении скорости промерзания могут создаваться такие условия, когда вертикальные шлиры уже не образуются, а горизонтальные еще способны формироваться, хотя и в предельно суженной области. В таком случае обычно образуется тонкая, но частая прерывисто-слоистая (прерывисто-линзовидная, чешуйчатая и др.) криогенная текстура. Наиболее часто в лабораторных условиях такая текстура наблюдается в верхней части образцов, промерзающих с большой скоростью, а также в полевых условиях при достаточно быстром промерзании переувлажненных пород.

Вполне очевидно, что тип формирующейся криогенной текстуры не может определяться только условиями промерзания, а существенным образом зависит от литологических особенностей промерзающих отложений и общих геологических условий. Ярким подтверждением этому служит ячеистая криотекстура, являющаяся разновидностью блоковой. По особенностям образования она отлична от сетчатой и слоистой и присуща преимущественно бентонитовым глинам. При промерзании, например бентонита, вблизи фронта промерзания сразу же обнаруживаются четко выраженные ячеи грунта, представляющие собой многоугольники неправильной формы, окаймленные ледяным каркасом. В данном случае в опытах наблюдается не раздельное и самостоятельное развитие горизонтальных и вертикальных шлиров льда, а одновременное зарождение и дальнейший рост (как единого целого) этой сложной сетчатой системы ледяных прослоев (см. рис. 40). Формирование ячеистой криогенной текстуры в бентоните целиком связано и предопределено его специфической микротекстурой и структурой, обуславливающей формирование в талой обезвоживающейся части грунта структурных отдельных в виде мелких ячеек или «сот». Подтверждением этому служит то, что при формировании ячеистой криогенной текстуры (в отличие от слоистой) в прослоях льда обнаруживаются не плитчатые, а ячеистые минеральные включения грунта.

Заканчивая рассмотрение наложенных криогенных текстур, необходимо отметить, что не следует считать вообще принципиально невозможным образование самостоятельно развивающихся наклонных, а в ряде случаев даже вертикальных прослоев льда, существование которых отмечалось многими исследователями. Возможность их образования вытекает из многообразия типов трещин в талых иссушающихся грунтах (трещин изгиба, коробления, шелушения, различного рода «внутренних» трещин и пр.).

Формирование унаследованных криогенных текстур в промерзающих грунтах связано с различного рода литологическими неоднородностями и дефектами рыхлых отложений. Можно выделить следующие основные генетические типы унаследованных криогенных текстур: дефектно-прочностные, контактно-напряженные и текстуры, обусловленные наличием инородных включений. Для их образования так же, как и для наложенных криогенных текстур, необходимо обязательное соблюдение теплофизических и физико-механических условий сегрегационного льдовыделения.

Унаследованные криогенные текстуры зон структурных дефектов в дисперсных породах (дефектно-прочностные текстуры) приурочены к зонам механического смятия, сдвигов, к плоскостям скопления, к закрывшимся трещинам и к другим дефектам в их структуре и текстуре. Ледяные шлиры при этом следуют конфигурации существующих в промерзающем грунте структурных дефектов, являющихся ослабленными в прочностном отношении зонами грунта. По таким зонам при развитии в промерзающих грунтах процессов структурообразования и усадочно-набухающих деформаций в первую очередь формируются предельно допустимые напряжения локального разрушения породы. Текстуры наложенно-унаследованного генезиса по сравнению с собственно унаследованными могут условно трактоваться как ледяные шлиры второй генерации, с чем, очевидно, и связана их меньшая мощность. В данном случае собственно унаследованные ледяные прослои оказывают влияние на развитие и существенно видоизменяют конфигурацию формирующихся позже прослоев льда наложенного генезиса.

Унаследованные криогенные текстуры зон концентрации напряжений на контактах разнородных пород (контактно-напряженные текстуры) в отличие от дефектно-прочностных криотекстур развиваются не по ослабленным участкам грунта, а по зонам контактов различных по тепло- и массообменным и усадочно-набухающим свойствам дисперсных пород. Резкое отличие этих свойств в контактирующих породах должно приводить, очевидно, и к различному протеканию в них процессов тепло- и влагопереноса, усадки, набухания — распучивания и структурообразования при промерзании. Места контактов при этом в большей степени испытывают на себе различие в величинах деформаций усадки и набухания, что и приводит к формированию предельно допустимых напряжений (зон концентрации напряжений) прежде всего по этим контактам.

В результате именно здесь в первую очередь преодолевается сцепление грунта и зарождаются шлиры льда. Так, например, при промерзании слоистых пород на контактах слоев, как правило, происходит образование протяженных сегрегационных шлиров льда. Они целиком унаследуют первичную слоистость (горизонтальную, вертикальную, наклонную или косослоистую) рыхлых тонкодисперсных отложений. Причем при больших скоростях промерзания вертикальные и горизонтальные (унаследованные) про-

слои льда на контактах пород обычно выражены слабо. С уменьшением скорости промерзания мощность этих шлиров льда закономерно возрастает. В каждом из контактирующих слоев при этом наблюдается развитие криогенных текстур наложенно-унаследованного генезиса, конфигурация прослоев льда в которых в той или иной мере оказывается искаженной.

Унаследованные криогенные текстуры, обусловленные наличием инородных включений в промерзающих дисперсных породах, характеризуются в своем развитии следующими особенностями. Во-первых, невлагопроводные включения задерживают миграционный поток влаги к фронту промерзания, в результате чего перед ними происходит иссушение грунта с образованием массивной криотекстуры (либо уменьшается мощность ледяных шлиров), а за ними наблюдается некоторое увеличение льдистости и формирование шлировой криотекстуры. Во-вторых, эти включения, резко отличаясь от грунта по деформационным свойствам, вызывают концентрацию напряжений на контактах с ними, что приводит к закономерному возникновению здесь шлиров льда. При этом за включением (на некотором расстоянии от него) геометрия ледяных шлиров повторяет контуры самого включения, т. е. повторяет характер продвигавшейся границы промерзания, в свою очередь предопределенной существованием в грунте отличного по теплопроводности включения.

При оттаивании пород в мерзлой их части, характеризующейся наличием градиента температур, также возможны миграционно-сегрегационное льдонакопление и формирование криогенных текстур. Так, в процессе оттаивания происходит интенсивная миграция влаги в мерзлую зону породы и увеличение льдосодержания. Талая часть при этом обезвоживается и уплотняется.

В мерзлой части, до оттаивания имевшей массивную криогенную текстуру, в диапазоне от 0 до -2°C нередко обнаруживаются прослои льда. Причем рост прослоев льда, расположенных в области более низких отрицательных температур, возможен за счет прослоев и подплавливающегося порового льда, находящихся в области более высоких отрицательных температур. В результате продвижения фронта оттаивания часть ледяных шлиров попадает в талую зону, оттаивает и служит источником питания для новых прослоев льда, формирующихся в мерзлой зоне вблизи фронта оттаивания.

В местах вытаивания ледяных прослоев происходит (в случае медленного оттаивания) «схлопывание» грунта без образования на их месте полых трещин. При оттаивании мерзлых грунтов с первоначально шлировой криогенной текстурой увеличивается мощность существовавших ранее прослоев льда и, реже, возникают новые сегрегационные шлиры льда.

Экспериментальные исследования показали, что развитие криогенных текстур в мерзлой зоне оттаивающих грунтов имеет те же общие закономерности, что и для случая их промерзания [10]. При этом могут формироваться как наложенные, так и унаследо-

ванные разновидности криогенных текстур, зарождение, рост и конфигурация ледяных прослоев в которых предопределяются первоначальным составом и строением дисперсной породы и условиями ее оттаивания. Образование этих текстур неразрывно связано с необходимостью соблюдения в процессе оттаивания породы теплофизических и физико-механических условий шлирового льдо-выделения.

С целью исследования закономерностей формирования криогенных текстур вблизи верхней границы многолетнемерзлых пород при циклическом (периодическом) оттаивании и промерзании пород сезонноталого слоя был поставлен следующий комплекс экспериментов. Образцы каолиновой и бентонитовой глин с первоначально массивной криогенной текстурой подвергались многократным (от 2 до 5) циклам оттаивания — промерзания. Скорость оттаивания в этом циклическом опыте не превышала 0,1—0,2 см/ч, глубина оттаивания составляла не более 2/3 образца и в каждом последующем цикле уменьшалась. На поверхность образца в процессе его оттаивания добавляли небольшой по мощности (0,5—1,5 см) слой суспензии грунта. Этим достигалось (хотя и в весьма приближенном виде) моделирование природного процесса осадконакопления в пойменных условиях.

Результаты исследования показали следующее. При уменьшении мощности оттаивающего слоя каолинового грунта из цикла в цикл происходило «захоронение» криогенной текстуры, сформировавшейся в ходе оттаивания в мерзлой части образца в предыдущем цикле (рис. 41). В результате над образованным в предыдущем цикле горизонтом со шлировой криогенной текстурой формировался следующий, и т. д. Одновременно с этим происходило некоторое доращивание ледяных прослоев предыдущего цикла. В ходе же промерзания оттаявшего слоя снизу в период промерзания образца наблюдалось только небольшое увеличение мощности существующих ледяных шлиров.

В результате четырех циклов оттаивания — промерзания в образце каолиновой глины сформировались в интервале глубин от 3 до 7 см четкие горизонты со шлировой криогенной текстурой на глубинах от 5,2 до 4,5 см (III цикл) и от 4,2 до 3,0 см (IV цикл). Переход от первого горизонта шлировой текстуры ко второму (I и II циклы) в интервале от 7 до 6 см был плавным ввиду незначительного уменьшения при этом мощности оттаивающего слоя. Между вторым и третьим, а также третьим и четвертым горизонтами шлировых текстур существовали участки грунта с массивной криогенной текстурой мощностью 0,2—0,3 см. В ходе пятого цикла промерзания — оттаивания было произведено оттаивание образца до первого горизонта криотекстур, в результате чего сегрегационные прослои льда, сформировавшиеся в I, II, III и IV циклах, оттаяли, а ниже границы оттаивания пятого цикла образовался мощный (2,5 см) сегрегационный пропласток льда. В нем отмечались отдельные горизонтально простирающиеся грунтовые включения, содержание которых при удалении от границы оттаивания возра-

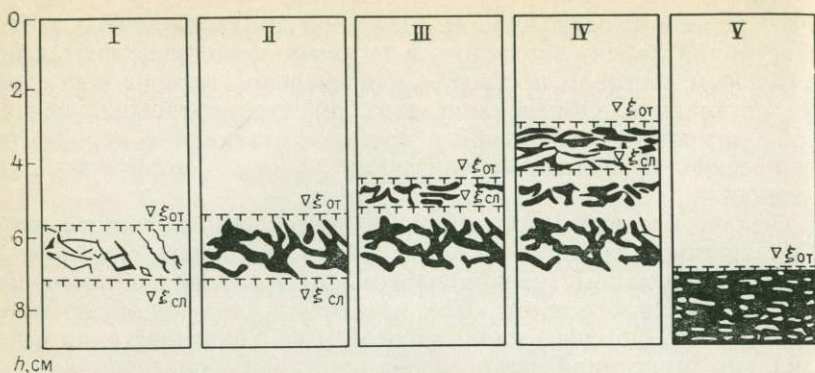


Рис. 41. Формирование в мерзлой части оттаивающего образца каолиновой глины криогенных текстур при циклическом оттаивании — промерзании.

I—V — характер криогенных текстур на момент окончания процесса оттаивания в соответствующем цикле; $\nabla \xi_{от}$, $\nabla \xi_{сл}$ — положение фронта оттаивания и визуальной границы сегрегационного льдовыделения

стало. Эта текстура весьма характерна и типична для верхней части сингенетически промерзавших рыхлых отложений, где нередко наблюдается ритмичное чередование шлировой, массивной и «атакситовой» или «поясковой» криогенных текстур. По существу, образуется единый и мощный слой льда с большим содержанием грунтовых включений.

Таким образом, неоднократное повторение процесса оттаивания — промерзания мерзлой породы при одновременном уменьшении глубин сезонного оттаивания из цикла в цикл или повышение границы оттаивания должно приводить к формированию горизонтов со шлировой криогенной текстурой. Тип формирующейся в мерзлой части оттаивающего грунта криогенной текстуры будет определяться скоростью оттаивания, литологическими особенностями породы и величинами скалывающих и нормальных напряжений. Расстояние между отдельными горизонтами этих текстур будет равно величине повышения границы оттаивания из цикла в цикл.

Все это позволяет предполагать, наряду с известным в настоящее время способом образования криогенных текстур в верхней части многолетнемерзлых рыхлых отложений (за счет промерзания снизу пород сезонноталого слоя), также и образование текстур в мерзлой части породы перед фронтом оттаивания при ее сезонном оттаивании. При этом в мерзлой породе ниже фронта оттаивания, где градиенты температур, направленные в мерзлую толщу, существуют в течение всего летнего периода, могут формироваться ледяные прослои и увеличиться льдистость за счет влаги, мигрирующей из вышележащего оттаивающего слоя грунта.

Благоприятные условия для такого рода процессов имеют место в районах Крайнего Севера и приморских низменностей. Характерно, что образование и существование прослоев льда в мерзлой

части оттаивающих пород не зависит от глубины оттаивания и интенсивности осадконакопления, поскольку даже в случае увеличения глубины оттаивания в какой-либо теплый год произойдет лишь перемещение (отодвигание) прослоя вглубь мерзлой толщи и захоронение его там. Следовательно, из года в год в летний период в мерзлой толще возможен рост прослоев льда, которые могут достигать значительной (20 см и более) мощности. Одновременно оказывается возможным объяснить наблюдаемое в природных условиях существование значительных по мощности прослоев льда в верхней части многолетнемерзлых пород на водораздельных участках, подверженных процессам денудации, где их образование никак не связано с сингенетическим типом промерзания и, вероятнее всего, обусловлено рассмотренным выше способом сегрегационного льдовыделения в ходе сезонного оттаивания грунтов.

На основе изложенных представлений была составлена генетическая (по условиям возникновения и развития) классификация криогенных текстур, которая позволила учесть и логически объединить практически все известные на сегодняшний день типы и разновидности криотекстур [10]. Не останавливаясь на объяснении приводимой классификации, следует лишь особо отметить следующее. Каждый из выделенных классов текстур подразделяется на рассмотренные ранее типы, а каждый тип разбивается на виды криотекстур по частоте зарождения и мощности ледяных шлиров. Число видов текстур (по частоте расположения шлиров льда) в пределах каждого типа может быть различным, а их разнообразие по расстоянию между шлирами l будет определяться в природных условиях как литологическими особенностями промерзающих или оттаивающих отложений, так и внешними термодинамическими условиями, обуславливающими развитие градиентов напряжений.

Подразделение видов криотекстур на крупно-, средне- и мелкошлировые (с указанием цифровых значений) целесообразно проводить не для всех случаев, а в пределах каждого типа текстур применительно только к конкретной разновидности грунта. В противном случае такое подразделение теряет смысл, поскольку не будет отражать закономерность их формирования. Поэтому в классификационной схеме криогенных текстур учтены только крайние варианты, а точнее, закономерности образования (направленность изменения) горизонтальных и вертикальных шлиров льда в зависимости от $\text{grad } P_{\text{ск}}$ и $\text{grad } P_{\text{н}}$. Для каждого из таких крайних вариантов в дальнейшем рассматриваются четыре крайних вида текстур по мощности ледяных прослоев, между которыми может существовать такое множество вариантов и разновидностей. По существу, очевидно, следует говорить о плавном и постепенном переходе одних видов в другие. Простое, цифровое деление их на толсто-, средне- и тонкошлировые текстуры (без учета типа текстуры, геолого-генетических особенностей породы и условий ее промерзания — оттаивания) носит условный, субъективный характер и представляется неперспективным в научном отно-

шении, поскольку не вскрывает, а напротив, затушевывает закономерности формирования мощности ледяных прослоев.

И, наконец, следует особо подчеркнуть, что в естественных условиях нередко наличие неровной границы промерзания (наклонной к поверхности, волнистой, угловатой и т. д.). Учитывая, что ледяные прослои зарождаются и растут преимущественно параллельно и перпендикулярно к фронту промерзания — оттаивания, можно предполагать возможность существования даже для наложенных криогенных текстур системы ледяных шлиров сложной конфигурации (волнистой, радиальной, кольцевой, ромбической и др.), предопределенной неровным характером границы промерзания или оттаивания.

ПРЕОБРАЗОВАНИЕ СОСТАВА, СТРОЕНИЯ И СВОЙСТВ ДИСПЕРСНЫХ ПОРОД В РЕЗУЛЬТАТЕ МНОГОКРАТНОГО ИХ ПРОМЕРЗАНИЯ — ОТТАИВАНИЯ

Преобразование дисперсных пород под действием многократного оттаивания — промерзания осуществляется при протекании во взаимосвязи химических, физико-химических и физико-механических процессов. Механизм и закономерности этих преобразований изучались многими советскими (В. Н. Конищевым, Г. П. Мазуровым, А. В. Минервиным, С. С. Морозовым, Н. Ф. Полтевым, А. И. Поповым, Е. М. Сергеевым, И. А. Тютюновым, Е. П. Шушериной и др.) и зарубежными исследователями. В настоящее время экспериментально доказано существенное преобразование дисперсности пород в результате их многократного всестороннего промерзания — оттаивания и формирование сильно пылеватых грунтов (пелитизация). Накопление при этом до 80 % крупной пылевой фракции (размером 0,05—0,01 мм) происходит как в результате разрушения обломков пород и первичных минералов (образование первичных пылеватых частиц), так и вследствие коагуляции глинистых частиц и коллоидов (образование вторичных пылеватых частиц).

Особый интерес представляют комплексные исследования, выполненные в последние годы в лаборатории кафедры мерзлотоведения МГУ на образцах различного состава и строения при различных режимах и условиях промерзания — оттаивания.

При более детальном исследовании обнаружилось существенное различие в протекании этих процессов в песках и глинистых породах, не подвергавшихся никогда воздействию циклов промерзания — оттаивания, и в супесях из слоя сезонного оттаивания. Это различие к тому же оказалось достаточно специфично в различных интервалах циклов промерзания — оттаивания, которые осуществлялись в условиях закрытой системы и всестороннего промерзания при перепаде температур от -30 до $+20$ °С и периоде в 10 ч.

Песчаные породы при этом преобразовывались под воздействием в основном физической дезинтеграции, что привело к увели-

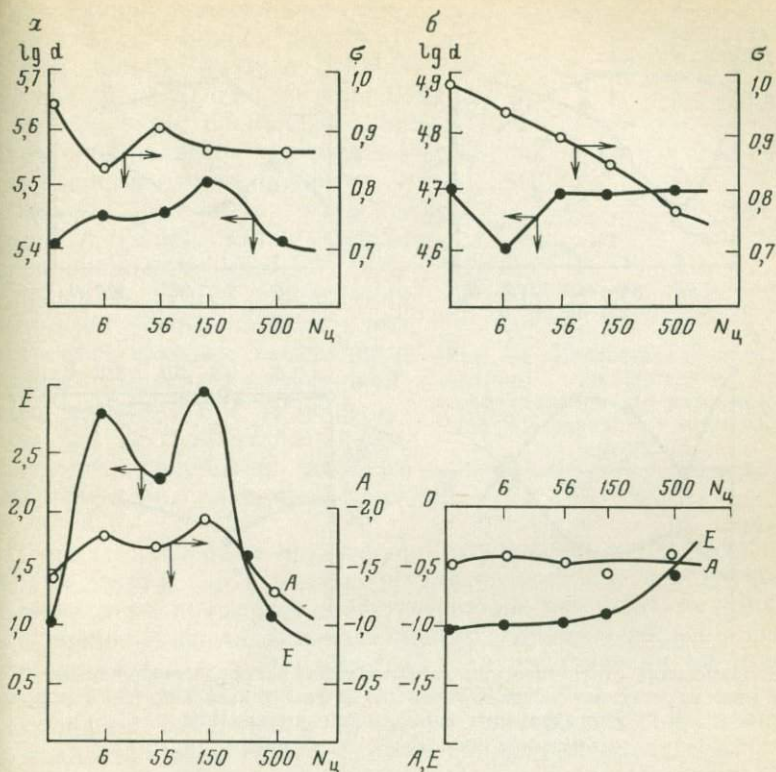


Рис. 42. Изменение статистических характеристик распределения частиц по размеру в гранулометрическом составе супеси (а) и глины киевской (б) в результате многократного промерзания—оттаивания:

d — средний размер частиц, мкм σ — стандартное отклонение; A — асимметрия; E — эксцесс; $N_{ц}$ — число циклов

чению дисперсности и уменьшению однородности породы. Так, к 150-му циклу промерзания—оттаивания среднезернистый песок кварцевого состава превратился в мелкозернистый. В преобразовании глинистых пород ведущую роль играют процессы коагуляции глинистых частиц, обуславливающие увеличение их однородности. В целом интенсивность преобразования пород от цикла к циклу носит затухающий характер, что указывает на внутреннее уравнивание составных частей грунтовой системы между собой и новыми условиями существования. В динамике преобразования дисперсности глинистых пород выделяется три этапа, существенно отличающихся по характеру и интенсивности развития процессов. Первый этап (0—6 циклов) характеризуется интенсивной дезинтеграцией песчаной фракции в глинах (что сказывается в увеличении их дисперсности) и преобладанием процессов коагуляции и агрегации в супесях (что отражается в уменьшении их

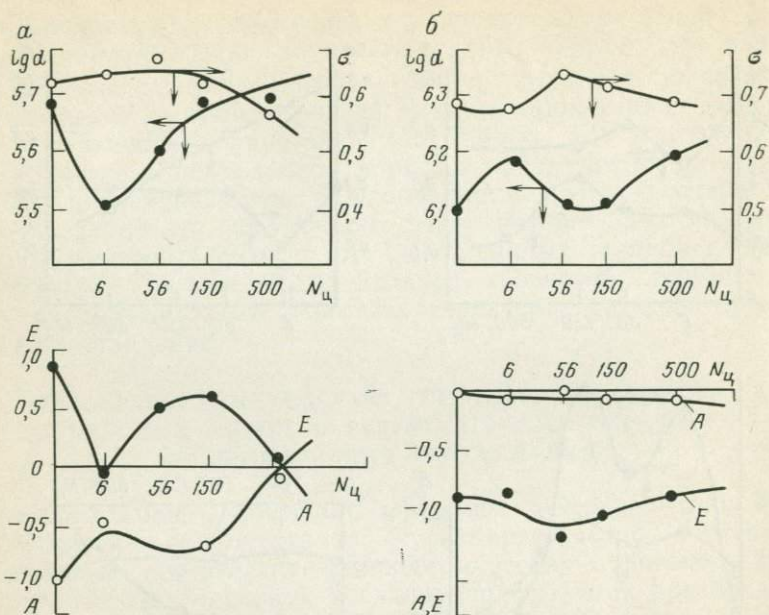


Рис. 43. Изменение статистических характеристик распределения частиц по размеру в микроагрегатном составе супеси (а) и глины киевской (б) в результате многократного промерзания—оттаивания

Условные обозначения см. на рис. 42

дисперсности). Второй этап (6—50 циклов) характеризуется преобладающим развитием процессов необратимой коагуляции и агрегации над физической дезинтеграцией, что выражается в общем уменьшении дисперсности пород, а в пределах глинистой фракции в кривой вероятностного распределения весового содержания частиц по размеру отмечается появление новой моды. Третий этап (50—500 циклов и более) характеризуется равномерным развитием физико-химических процессов в глинах и супесях с образованием глинистых, пылеватых и песчаных частиц. Вышеизложенные результаты убедительно подтверждаются и иллюстрируются статистическими данными по преобразованию гранулометрического состава исследованных грунтов.

На рис. 42 показано изменение в полиминеральной глине и супесях (при увеличении числа циклов промерзания—оттаивания $N_{ц}$) следующих статистических характеристик грунтовой системы: среднего размера частиц d , стандартного отклонения σ , характеризующего полидисперсность системы и рассеяние размеров частиц относительно их среднего размера, асимметрии A и эксцесса E , количественно отражающих характер нормальной дифференциальной кривой распределения частиц по размеру в плане ее асимметричности и крутизны.

Динамика криогенного преобразования микроагрегатного состава полиминеральной глины и супеси представлена на рис. 43. На первом этапе преобразования в глине наблюдается уменьшение дисперсности, что выражается в увеличении среднего размера агрегатов и в возрастании степени агрегированности (рис. 44). В то же время в супеси происходит увеличение дисперсности и соответственное уменьшение среднего размера агрегатов и коэффициента агрегированности. В последующем (на третьем этапе) вновь происходит увеличение размера агрегатов и их агрегированности.

Столь характерное изменение дисперсности пород (как гранулометрического, так и микроагрегатного состава) в результате их многократного промерзания — оттаивания приводит к существенному уменьшению числа пластичности, главным образом вследствие уменьшения верхнего предела при практически не изменяющемся значении нижнего предела пластичности.

В общем различие в динамике преобразования дисперсности и пластичности глины и супеси обусловлено тем, что глина, в отличие от супеси, отобранной из слоя сезонного оттаивания, не подвергалась ранее процессу промерзания — оттаивания.

Интенсивность и направленность криогенного преобразования химико-минерального состава тонкодисперсных пород, как показали экспериментальные исследования Ю. П. Акимова и П. С. Дацько, определяется рядом факторов. Особенно резким изменениям при этом подвергается состав легкорастворимых соединений (табл. 10). Породы по степени засоленности, оцениваемой по сухому остатку водной вытяжки, переходят из одного классификационного вида в другой. Так, например, каолин из незасоленного после шести циклов становится слабозасоленным, а бентонит из сильнозасоленного — избыточнозасоленным, в то время как морская полиминеральная глина (киевская) из сильнозасоленной — средnezасоленной. Значительные изменения происходят и в составе ионообменного комплекса (табл. 11). В мономинеральных глинах наряду с повышением засоленности происходит также увеличение подвижности хлористых и сульфатных солей кальция и магния, после чего они легко вымываются водой. При циклическом же промерзании — оттаивании полиминеральных глин засоленность, как правило, снижается и наблюдается тенденция к увеличению щелочности (рис. 45).

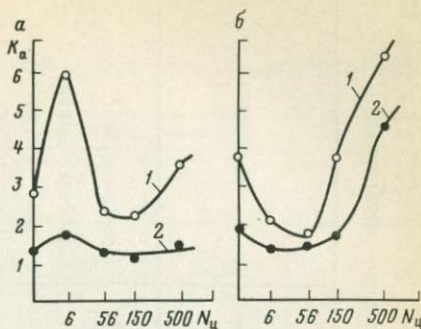


Рис. 44. Изменение в ходе многократного промерзания—оттаивания коэффициентов агрегированности частиц K_a для глины киевской (а) и супеси (б):

1 — $< 0,001$ мм; 2 — $< 0,005$ мм

Состав водных вытяжек дисперсных грунтов до и после их многократного промерзания — оттаивания

Грунт (возраст)	Число циклов	рН	Ингредиенты, ммоль						Сухой остаток (общий), %	Засоленность
			общая щелочность	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺ + Na ⁺		
Каолин (eP ₂)	0	8,30	0,75	0,09	0,08	0,10	0,09	0,73	0,081	Незасоленная " " Слабозасоленная
	6	8,25	0,70	0,12	0,19	0,14	0,05	0,82	0,089	
	50	7,75	0,50	0,23	0,79	0,43	0,29	0,80	0,102	
Глина (mP _{2kv})	0	7,55	0,40	0,15	8,60	7,07	0,98	1,10	0,662	Сильнозасоленная Среднезасоленная "
	6	7,60	0,50	0,19	4,27	3,30	0,71	0,95	0,374	
	50	7,65	0,50	0,13	4,52	3,73	0,71	0,71	0,366	
Бентонит (eP _{1ogl})	0	7,90	1,40	7,92	14,41	2,68	1,14	19,91	1,988	Сильнозасоленная Избыточно-засоленная То же
	6	7,75	1,20	7,62	22,32	3,64	1,72	25,78	2,288	
	50	7,65	1,00	6,66	27,50	6,34	1,98	26,84	2,528	

Состав обменного комплекса дисперсных пород до и после их многократного промерзания — оттаивания

Грунт (возраст)	Число циклов	Содержание, ммоль/100 г			
		Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	сумма
Каолин (eP ₂)	0	0,08	0,19	13,86	14,13
	100	0,20	—	11,65	11,85
Бентонит (eP _{1ogl})	0	8,26	6,00	44,22	58,48
	100	15,66	0,38	47,53	63,57
Глина (mP _{2 kv})	0	0,16	0,13	57,42	57,71
	100	6,00	0,64	75,25	81,89

Уменьшение содержания легкорастворимых соединений в полиминеральных породах, по-видимому, можно объяснить рядом причин. Одна из них — образование значительного количества кристаллогидратов при вымораживании влаги. Образование таким образом гипса из легкорастворимого безводного сульфата кальция, наиболее четко прослеживающееся для полиминеральной киевской глины, способствует уменьшению сульфат-ионов и катионов кальция в составе водной вытяжки. Это означает формирование новых минералов в этой породе при промерзании и оттаивании. Другим фактором уменьшения засоленности является агрегация мельчайших коллоидных частиц с образованием более крупных агрегатов за счет уменьшения толщин пленок незамерзшей воды. Растворимость таких агрегатов, очевидно, должна понижаться.

Опытные данные показывают также, что промерзание — оттаивание практически для всех грунтов приводит к повышению емкости обмена и существенному изменению состава обменных катионов. Увеличение поглощающей способности пород можно объяснить, очевидно, замещением H⁺ внешней обкладки двойного электрического слоя ионами, K⁺ и Ca²⁺, вызванным повышением концентрации этих ионов в незамерзшей воде при замерзании. Обращая внимание на изменение адсорбции этих ионов, можно достаточно четко определить, что в результате циклического промерзания — оттаивания наиболее интенсивно адсорбируются двухвалентные ионы кальция. Например, емкость обмена глины киевской, составляющая до промерзания около 58 ммоль на 100 г грунта, увеличилась после 100 циклов промерзания — оттаивания до 82 ммоль, т. е. выросла на 24 ммоль (из которых 18 приходится на Ca²⁺, 6 — на Na⁺, а содержание иона K⁺ практически не изменилось).

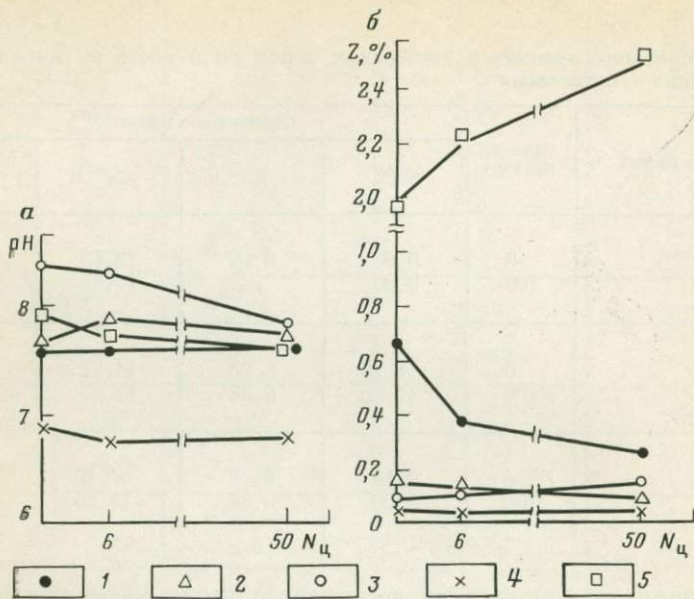


Рис. 45. Изменение величины рН (а) и содержания сухого остатка (б) в дисперсных породах после многократного промерзания—оттаивания:

1 — глина киевская; 2 — глина хутинская; 3 — каолин; 4 — песок; 5 — бентонит

Анализируя в общем состав легкорастворимых соединений в исследованных породах, можно отметить, что количественные изменения, независимо от их направленности или знака, убывают по мере уменьшения содержания незамерзшей воды, засоленности и удельной активной поверхности пород при переходе от монтмориллонитовых разностей к гидрослюдистым и каолинитовым. Динамика этих изменений соответствует динамике протекания химических реакций в грунтах и определяется стремлением пород повысить устойчивость к воздействию циклического промерзания—оттаивания. Как и для большинства химических реакций в растворах, скорость их убывает по мере приближения к равновесным, устойчивым состояниям. Это отчетливо видно на примере исследованных грунтов, когда скорость изменения сухого остатка водной вытяжки за первые 6 циклов промерзания—оттаивания в десять раз и более превышает скорость изменения сухого остатка за последующие 50 циклов.

С целью исследовать изменение концентраций ионов водорода непосредственно в мерзлых породах были проведены опыты, в которых рН определялся при помощи универсальной десятицветной индикаторной бумаги при различных отрицательных температурах в образцах полиминеральной киевской глины.

Полученные данные позволяют сделать вывод о сложной зависимости величины рН незамерзшей воды от температуры (рис. 46).

Повышение рН при изменении температуры от +20 до 0°С объясняется соответствующей зависимостью ионного произведения свободной воды. Затем, при изменении температуры до -1,5°С, когда происходит вымерзание воды и существенное преобразование состава грунта, резко изменяется доннановское равновесие и кислотность незамерзшей воды растет. Такое уменьшение рН способствует агрегации коллоидов, имеющих отрицательный заряд поверхности, за счет уменьшения плотности поверхностного заряда, а в связи с этим ослабления кулоновского отталкивания одноименно заряженных частиц. Повышение рН при дальнейшем понижении температуры вызвано, по-видимому, температурной зависимостью этой величины. Это повышение необратимо и отмечается отчасти при потенциометрическом анализе водной вытяжки киевской глины.

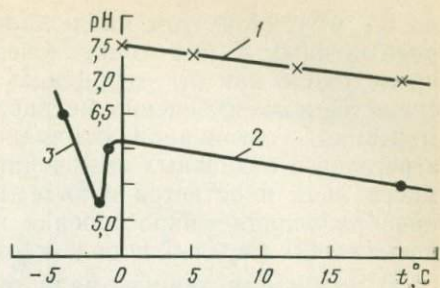


Рис. 46. Зависимость концентрации ионов водорода от температуры для воды:

1 — свободной; 2 — связанной; 3 — незамерзшей

Рассматривая устойчивость глинистых минералов к воздействию процессов промерзания — оттаивания, можно отметить, что наименее устойчивым минералом является монтмориллонит, а наиболее устойчивым — каолинит. Гидрослюда и хлорит занимают как бы промежуточное положение. В монтмориллоните при этом отмечаются изменения межплоскостных расстояний. Причем устойчивость монтмориллонита оказывается наименьшей в полиминеральных глинах. Здесь намечается тенденция к образованию гидрослюды по монтмориллониту. Исследование изменения в ходе промерзания — оттаивания минерального состава кварцевого песка показало, что имеют место определенные преобразования в составе тяжелой фракции в диапазоне 0—150 циклов. Так, отмечается уменьшение содержания лимонита, магнетита, роговой обманки, рудных минералов и увеличение рутила, циркона и, возможно, пироксенов и ставролита.

В ходе многократного промерзания — оттаивания дисперсных пород, пожалуй, наиболее существенно преобразуется мерзлая порода. Так, микростроение мерзлой полиминеральной (киевской) глины характеризуется наличием агрегатов дисперсных частиц небольших размеров (от 0,005 до 0,002 мм), равномерно рассеянных по объему. Степень агрегированности, невелика, агрегаты отделены друг от друга льдом-цементом, четких включений льда нет. Он представлен преимущественно тонкодисперсными включениями размером $\leq 0,001$ мм. После шести циклов всестороннего промерзания — оттаивания в закрытой системе размер агрегатов дисперсных частиц увеличился от 0,005 до 0,03 мм (на отдельных участках

до 0,7 мм). При этом наблюдался процесс освобождения льда от распыленных в нем тонкодисперсных минеральных частиц, т. е. происходило как бы «очищение» льда. После 50 циклов заметных существенных изменений не наблюдалось. После 150 циклов промерзаний — оттаиваний отмечалось резкое увеличение размеров агрегатов и отдельных включений льда (до 1,5 мм), хотя основная масса льда и остается в виде льда-цемента. Подобный характер преобразования микростроения прослеживается и на других разновидностях мерзлых пород (каолин, бентонит).

В целом для данного ряда грунтов отмечаются следующие характерные черты преобразования микроструктуры. Наиболее интенсивно эти преобразования протекают на первых циклах промерзания — оттаивания (0—6 циклов) и в интервале между 50—150 циклами. В интервале от 5 до 50 циклов отмечается замедление преобразования структуры, а в случае каолина и бентонита даже намечаются обратные явления. Для данных грунтов характерно протекание процесса дифференциации вещества, что связано, с одной стороны, с увеличением степени агрегированности грунтов, освобождением агрегатов от включений льда и их уплотнением, а с другой — с концентрацией льда, увеличением числа и размеров ледяных участков и кристаллов льда, а также с постепенным очищением льда от распыленных грунтовых частиц. В результате такой дифференциации компонентов на грунт и лед возрастает неоднородность мерзлой породы, что обуславливает существенное снижение ее прочностных свойств в ходе многократного промерзания — оттаивания. Причем, как показали экспериментальные исследования В. В. Врачева и П. С. Дацько, изменение прочности грунтов при этом может служить интегральным показателем структурных преобразований вообще. Так, прочность оттаявших грунтов различного минерального состава снижается по мере увеличения числа циклов (рис. 47). Наибольшее снижение отмечается за первые шесть циклов. Поскольку суммарная влажность, плотность и минеральный состав образцов грунта практически не изменились за 50 циклов, причину снижения прочности следует искать, очевидно, в изменении их состава (гранулометрического, химического) и структурно-текстурных особенностей (в частности, микроагрегатного состава, структуры порового пространства и т. д.).

Действительно, как уже отмечалось выше, после 50 циклов промерзания — оттаивания у бентонита, например, произошло необратимое изменение гранулометрического состава: глинистые частицы скоагулировали, песчаные частицы разрушились при соответствующем увеличении содержания пылевой фракции. В данном случае превалирует процесс коагуляции, что приводит к некоторому снижению первичной дисперсности. Если рассматривать микроагрегатный состав грунта, то содержание глинистой фракции не изменяется, иловатой и мелкой пыли — увеличивается за счет уменьшения содержания крупной пыли и песка. Коэффициент аг-

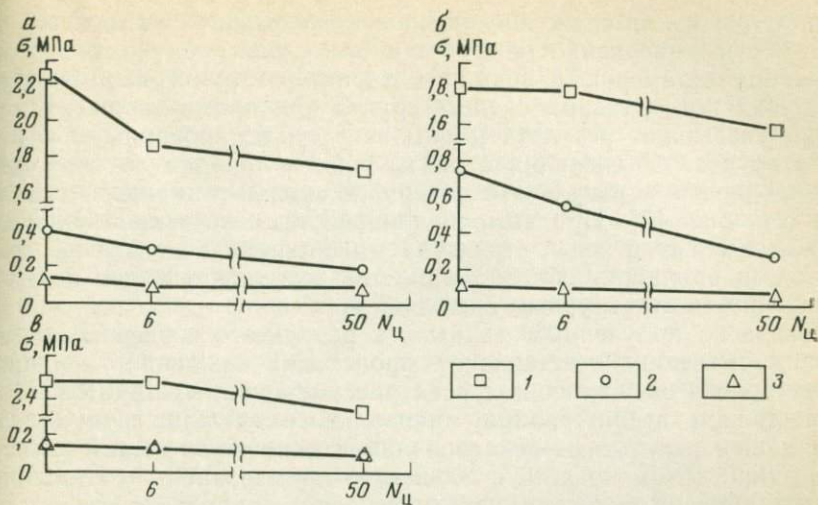


Рис. 47. Изменение временного сопротивления сжатию при многократном промерзании—оттаивании:
 а — бентонита; б — каолина; а — глины киевской. Грунт: 1 — мерзлый; 2 — сублимированный; 3 — талый

регированности уменьшился за первые шесть циклов с 13,5 до 10,4 и несколько повысился (до 12,5) за последующие циклы.

Таким образом, преобразование микроагрегатного состава обусловлено главным образом диспергированием более крупных фракций. При этом средний размер агрегатов уменьшился, увеличилась однородность грунта, на что указывает уменьшение среднего квадратического отклонения. Отметим, что распределение фракций в микроагрегатном составе грунтов в процессе многократного промерзания — оттаивания сохраняет логнормальный характер. В определенной степени преобразование микроагрегатного состава связано с повышением содержания диспергирующих катионов $K^+ + Na^+$ в поровом растворе, что иллюстрируют данные водной вытяжки.

Известно, что увеличение дисперсности немерзлых грунтов в общем случае приводит к увеличению прочности. Однако в данном случае главное, очевидно, не характер изменения вторичной дисперсности, а характер изменения связи агрегатов между собой. Важной особенностью циклически промерзающих и оттаивающих грунтов является то, что в процессе промерзания они подвергаются агрегированию, но не вследствие коагуляции первичных частиц, а в связи с объединением более мелких агрегатов. Поэтому при оттаивании, например бентонита, связи между агрегатами, очевидно, нарушились, чем и обусловлено наблюдаемое снижение прочности.

С нарушением структурных связей в минеральном скелете грунта связано также снижение прочности мерзлого бентонита.

Наряду с этим на снижении прочности сказывается увеличение дисперсности и засоленности грунта и, как следствие, увеличение содержания незамерзшей воды. На характер структурных преобразований в минеральном скелете грунта при промерзании — оттаивании указывают результаты опытов с сублимированными образцами грунта. Сублимация льда из грунта приводит к снижению его прочности в результате потери льдоцементационного сцепления (см. рис. 47). При этом до влажности, отвечающей содержанию незамерзшей воды, структура минерального скелета не изменяется, и прочность образца при этой влажности будет целиком определяться структурным сцеплением.

Согласно полученным данным, в результате воздействия циклов промерзания — оттаивания происходит снижение величины структурного сцепления для всех рассматриваемых грунтов. Подтверждением дезинтеграции минерального скелета грунтов служат также результаты исследований изменения строения грунтов под микроскопом после 6 и 50 циклов промерзания — оттаивания. Таким образом, экспериментальные данные подтверждают, что процессы промерзания — оттаивания приводят к снижению прочности благодаря нарушению ранее сформировавшихся в грунте структурных связей.

Интересно отметить, что особенно ярко процесс преобразования структуры и его влияние на прочность выражены у морской глины (mP_2kv), т. е. у грунта полиминерального и наиболее полидисперсного. Здесь получено самое высокое падение прочности сублимированных образцов (на 0,48 МПа, или 68 %). Однако изменение прочности грунта в мерзлом состоянии носит иной характер, что обусловлено влиянием ряда других факторов. В частности, если рассматривать изменение микроагрегатного состава, заметно увеличение содержания мелкой пыли и песчаной фракции как за счет коагуляции глинистой фракции и иловой пыли, так и в результате диспергирования крупной пыли. Коэффициент агрегированности частиц меньше 0,001 мм увеличился с 1,4 до 1,7, а частиц меньше 0,005 мм — от 3,1 до 3,8, т. е. налицо преобладание процесса агрегирования, что связано в какой-то мере с вхождением в обменный комплекс коагулирующих ионов Ca^{2+} , судя по уменьшению его количества в составе порового раствора по данным водной вытяжки. При этом размер агрегатов увеличился от 0,0013 до 0,002 мм и микроагрегатный состав стал более неоднороден, на что указывает увеличение среднего квадратического отклонения.

Снижение вторичной дисперсности грунта должно приводить к некоторому увеличению прочности его в мерзлом состоянии, что, видимо, и компенсирует в определенной степени потерю прочности за счет снижения структурной связности минерального скелета грунта, в частности, в интервале 0—6 циклов. Последующее снижение прочности грунта в интервале 6—50 циклов вызвано некоторым увеличением содержания незамерзшей воды. На первый взгляд, это противоречит результатам микроагрегатного анализа,

но если рассматривать изменение структуры порового пространства, то повышение содержания незамерзшей воды объясняется увеличением числа пор мелкого радиуса.

Аналогичный характер изменения прочности под действием многократных циклов промерзания — оттаивания получен для мерзлого каолина (см. рис. 47). Однако это объясняется значительно менее выраженными структурными преобразованиями минерального скелета грунта в силу кристаллохимических особенностей данного минерала: нулевым структурным зарядом и низкой емкостью обмена. В результате этого ионно-электростатические силы притяжения между частицами каолинита проявляются чрезвычайно слабо. Так, изменений гранулометрического состава практически не происходит. В микроагрегатном составе наблюдается уменьшение глинистой и крупнопылевой фракций вследствие процессов агрегации и диспергации и соответствующее возрастание фракции иловатой и мелкой пыли. Однако коэффициент агрегированности частиц менее 0,001 мм увеличивается слабо (от 2,5 до 2,9), а частиц менее 0,005 мм — практически не изменяется. Остается постоянным также средний размер агрегатов. Именно этим обусловлено отсутствие снижения прочности мерзлого грунта в диапазоне 0—6 циклов и полное совпадение кривых изменения прочности для таловых и сублимированных разновидностей образцов каолина. Некоторое снижение прочности образцов мерзлого каолина в интервале 6—50 циклов вызвано, очевидно, увеличением засоленности грунта с соответствующим изменением содержания незамерзшей воды и отмеченной ранее дифференциацией льда и минеральной составляющей.

Происходящие при циклическом промерзании — оттаивании сложные физико-химические процессы весьма отчетливо и существенно сказываются не только на структуре порового пространства, но и на фазовом составе влаги мерзлых грунтов. Экспериментальные исследования показали, что уменьшение среднего размера частиц на порядок соответствует практически такому же уменьшению среднего размера пор.

Особенно отчетливо снижение среднего размера пор прослеживается в полидисперсных грунтах. Так, на примере полиминеральной глины показано, что в процессе многократного циклического промерзания — оттаивания постепенно увеличивается объем пор радиусом менее 0,3 мкм (рис. 48). При этом заметно некоторое увеличение объема и доли в общем объеме пор капилляров радиусом больше 0,5 мкм. Таким образом, за счет многократного циклического промерзания — оттаивания происходит утоньшение внутриагрегатных пор при уплотнении микроагрегатов и усилении структурных связей между частицами, составляющими эти агрегаты. Однако объем наиболее тонких пор (радиусом менее 0,05 мкм) остается практически неизменным. Размер крупных пор ($> 0,5$ мкм), относящихся к межагрегатной пористости, является, очевидно, функцией размера самих микроагрегатов. Тогда увеличение объема этих пор при промерзании — оттаивании можно объяснить ро-

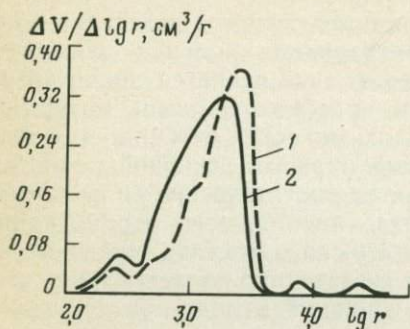


Рис. 48. Влияние циклического промерзания—оттаивания на дифференциальное распределение объемов пор по радиусам в киевской глине исходной (1) и после 50 циклов (2)

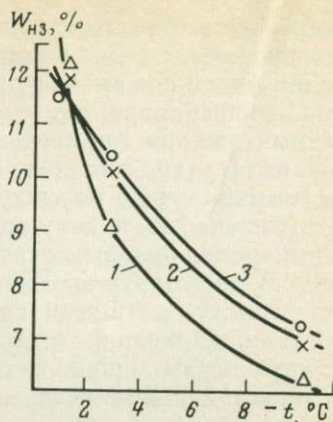


Рис. 49. Влияние циклического промерзания—оттаивания на содержание незамерзшей воды в киевской глине исходной (1), после 1 цикла (2) и после 50 циклов (3)

стом среднего размера и однородности распределения микроагрегатов.

Экспериментальное исследование фазового состава влаги в мерзлой полиминеральной глине, претерпевшей различное число циклов промерзания—оттаивания, показало достаточно ощутимое изменение соотношения содержания жидкой и кристаллической фазы воды в породе в результате такого структурообразовательного процесса (рис. 49). Наблюдается некоторое затухающее от цикла к циклу увеличение количества незамерзшей воды в диапазоне температур от -1 до -10 °С. Это изменение вызвано удельной поверхностью, содержание жидкой фазы влаги в мерзлой породе в этом диапазоне температур. Вода в межагрегатных порах (радиусом $>0,5$ мкм) вымерзает при высоких отрицательных температурах (выше $-0,3$ °С). Следовательно, возрастание объема межагрегатных пор в результате циклического промерзания—оттаивания приводит к вымерзанию воды в этих порах уже при температурах выше $-0,3$ °С и, значит, обуславливает уменьшение содержания незамерзшей воды в диапазоне температур $-0,3 \div -1$ °С от цикла к циклу.

Многочисленное циклическое одностороннее промерзание—оттаивание дисперсных пород в условиях открытой системы (при перепаде температур от -5 до $+20$ °С и периоде 2 сут.) приводит в целом к аналогичным преобразованиям дисперсности и химико-минерального состава пород. Однако интенсивный при этом процесс миграции влаги к фронту промерзания приводит к формированию специфичной криогенной текстуры и структуры и существенному изменению характера распределения влаги, пористости, плотности и степени заполнения пор грунта влагой по глубине

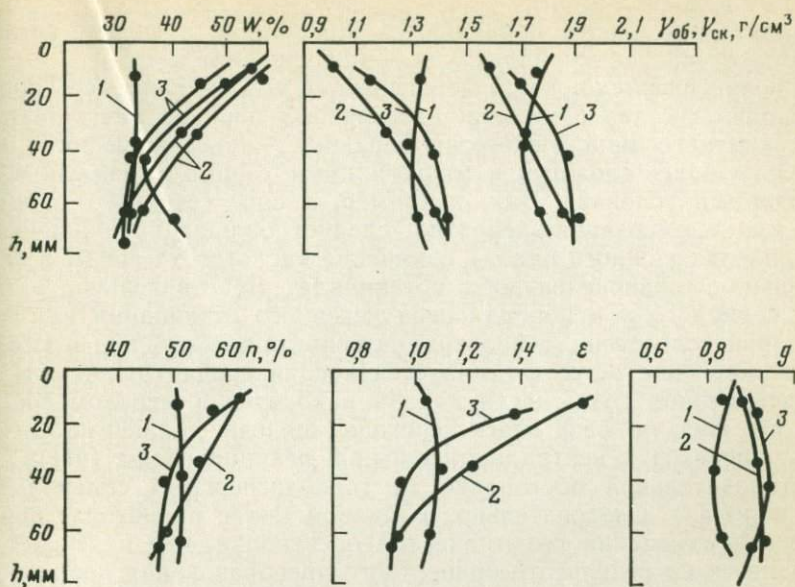


Рис. 50. Характер распределения влажности W , степени заполнения пор грунта влагой g и структурных параметров ($\gamma_{об}$, $\gamma_{ск}$, n , ϵ) по глубине h в образце глины киевской:

1 — в исходном немерзлом состоянии; 2 — после 6 циклов промерзания—оттаивания; 3 — то же, после 60 циклов

промерзающего образца (рис. 50). От цикла к циклу прослеживается, с одной стороны, увеличение влагосодержания, разуплотнение и увеличение пористости в верхней части разреза из-за интенсивного шлирового льдовыделения, а с другой—снижение влажности, пористости и увеличение плотности породы в нижней части образца вследствие обезвоживания и усадки. Подтверждением существенного влияния на интенсивность криогенного преобразования дисперсных пород режима и условий промерзания — оттаивания служат также результаты исследования, выполненного при различных амплитудах и периодах колебания температуры в образцах. Оказалось, что характер протекания процессов криогенного преобразования при промерзании — оттаивании пород с перепадом температур от -20 до $+20$ °С и от -50 до $+50$ °С и с периодом изменения этих температур от 2 сут. до 10 ч. остается принципиально таким же. Различие прослеживается лишь в интенсивности развития процессов криогенного преобразования и количественных показателях преобразования состава, строения и свойств пород. Так, при увеличении амплитуды и сокращении периода колебания температуры резко возрастает интенсивность диспергирования песчаных и пылеватых частиц, развиваются значительно большие объемно-градиентные напряжения в породе, глубже и более ярко протекают процессы криогидратации и крио-

дегидратации, слабее проявляются химические и физико-химические процессы усадки, набухания — распучивания и др.

Вполне очевидно, что в естественных условиях процесс преобразования состава и строения дисперсных пород в результате их многократного циклического промерзания — оттаивания носит значительно более сложный и многогранный характер, нежели в лабораторных условиях. Так, например, в слое сезонного оттаивания или промерзания, вероятно, следует ожидать периодическое (в пределах каждого цикла) изменение кислотности среды и окислительно-восстановительного потенциала. Действительно, в теплый период года в породах слоя сезонного оттаивания или промерзания вследствие инфильтрации гравитационных вод и кислотных растворов чаще всего формируется кислая среда ($pH < 7$). В холодный период года, когда порода находится в мерзлом состоянии, а в жидкую фазу влаги переходят щелочи, должен проследиваться переход к нейтрально-щелочной реакции среды ($pH \geq 7$) и восстановительной обстановке (в тонкодисперсных сильнольдистых породах). Следовательно, в годовом цикле происходят периодические изменения геохимической обстановки, что не может не отразиться на результате криогенного преобразования пород в целом. С циклическим промерзанием — оттаиванием пород в естественных условиях при этом оказываются неразрывно связаны процессы почво- и лёссовобразования в криолитозоне.

Формирование почв и покровных образований в области развития мерзлых пород осуществляется преимущественно на бассейновых или переотложенных рыхлых суглинистых и глинистых породах, а также на заиленных и уплотненных супесчано-песчаных породах. Обычно это переувлажненные, сильновыщелоченные, плохо дренируемые, нередко пльвинные и тиксотропные почвы с анаэробным режимом, восстановительной обстановкой и кислой реакцией среды ($pH < 6$). Это преимущественно глеевые почвы. Мощность их ограничивается глубиной сезонного оттаивания — промерзания. Такие почвы и покровные образования типичны для севера европейской части СССР, Западно-Сибирской низменности, Яно-Индибирской, Колымской и Анадырской низменностей т. е. их развитие приурочено к стабильным в тектоническом отношении или испытывающим медленное погружение районам. Здесь сильно развиты процессы миграции влаги и сегрегационного льдовыделения при промерзании, жильного льдообразования, пучения, бугро- и пятнообразования, термокарста, солифлюкции, вымораживания каменного материала, трещинообразования и т. д. По сравнению материнские породы представлены обычно мелкоземистым материалом, то физическое дробление при криоэлювировании здесь выражено слабо, хотя, естественно, дезинтегрирование песчаной фракции имеет место.

Основными процессами, преобразующими дисперсность исходных пород, являются коагуляция и агрегирование наиболее тонкой фракции и образование вторичных пылеватых частиц (процессы алевритизации и пелитизации). Четко выраженные иллювиаль-

ные горизонты в профиле глеевых почв обычно отсутствуют, хотя при близком расположении многолетнемерзлых пород или другого водоупора иногда наблюдаются надмерзлотная аккумуляция и ретинизация веществ (гумуса, ила, подвижных форм железа, алюминия и др.). Это явление, однако, связано не с процессом химической дифференциации элементов (как это происходит в неглеевых Al-Fe-гумусовых почвах), а с механической задержкой надмерзлотным водоупором этих веществ.

Миграционная подвижность химических элементов в глеевых почвах весьма специфична. В профиле глеевых и глеево-подзолистых почв, развитых, например, на тяжелых суглинках, происходит уменьшение содержания Fe_2O_3 и Al_2O_3 при одновременном относительном обогащении профиля кремнеземом (см. рис. 17). Повышенная подвижность железа при этом связана с переходом его в восстановительных условиях в закисную форму $Fe(OH)_2$, которая не выпадает в осадок из раствора до значения $pH \sim 5-6$. Закисные формы железа, характеризующиеся сизо-серым цветом, придают почвенному профилю типичные для глеевых почв серые и сизо-серые тона. Способствует этому явлению и присутствие в этих почвах преимущественно незрелых форм гумуса — фульвокислот, характеризующихся не коричневато-бурым цветом (как гуминовые кислоты), а светло-серыми тонами окраски, что не дает сильного окрашивания глеевых почв в сравнении с неглеевыми. В целом эти почвы гомогенно-глеевые. Причем в ходе криоэлювиальной дифференциации в зависимости от различной обводненности отдельных частей почвенного профиля могут формироваться целиком гомогенно-глеевые, надмерзлотно-глеевые и поверхностно-глеевые типы почв.

Стадийные преобразования минералов в глеевых почвах криолитозоны исследованы еще слабо. Имеются лишь отрывочные данные о новообразованиях гидрослюд и монтмориллонита, разрушении и пелитизации полевых шпатов и хлоритизации роговой обманки. К. И. Лукашев [25] указывает при этом также на образование в восстановительных условиях минералов вивианита $Fe_3(PO_4)_2 \times 8H_2O$, пирита и марказита FeS_2 , сидерита $FeCO_2$. Сфагновое торфообразование обычно не является типичным для тундровых условий. Однако заболачивание, оторфованье и слабое разложение органических продуктов приводит к образованию различных водородных соединений: метана CH_4 , фосфористого водорода P_2H_4 и сероводорода H_2S .

Глеевые почвы характеризуются малой объемной массой, тонкой пористостью, влажно-слитным сложением без пустот и крупных пор, уплотненностью, бесструктурностью и малой прочностью в талом состоянии. Это связано с сильной пептизацией, плотной переупаковкой и переориентировкой минеральной, сильно переувлажненной массы, с процессами миграции влаги, иссушения, сегрегационного льдовыделения, усадки — набухания и другими интенсивно развивающимися при многократном промерзании — оттаивании процессами. Иногда в глеевых почвах ярко прослеживаются кар-

маны и языки торфа и грунта, сформировавшиеся в результате шарьяжей, надвигов и смещений почвенных слоев, вызванных процессом промерзания — оттаивания. При более детальном рассмотрении структуры почв сезоннооттаивающего слоя наблюдается листовое сложение нижней и верхней частей слоя в результате формирования слоистых криогенных текстур.

В целом формирование почв на суглинисто-супесчаном субстрате в криолитозоне показывает, что многие специфические особенности состава, строения и свойств этих почв predetermined прежде всего процессом многократного промерзания — оттаивания. Все это хорошо согласуется с результатами преобразования дисперсных пород вследствие циклического промерзания — оттаивания, приведенным в начале данного раздела. Учитывая столь отличительную специфику глинистых и супесчано-суглинистых почв криолитозоны, многие почвоведы (В. А. Ковда, О. В. Макеев, Е. В. Лобова и др.) предпринимают попытки подразделить эти почвы на собственно мерзлотные или криогенные (формирующиеся в области развития многолетнемерзлых пород) и холодные (образующиеся на сезонномерзлых породах) с последующим их подразделением в зависимости от состава и строения исходных пород, условий и режима промерзания и ландшафтно-климатических особенностей района.

Лёссообразование — одна из наиболее сложных и важных проблем, связанных с переносом, отложением и преобразованием осадков и формированием покровных отложений в целом. В настоящее время существует целый ряд гипотез относительно природы формирования лёссовых образований. К наиболее распространенным из них относятся: эоловая гипотеза, связывающая образования лёсса с ветровым переносом и отложением пыли: озерно-аллювиальная, объясняющая их образование специфическим осаждением осадков в водоемах стока, и целый ряд других гипотез, в основу которых положен тот или другой механизм переноса, накопления и последующего преобразования осадка.

Особое место при этом занимает криогенная гипотеза, получившая серьезное обоснование благодаря работам Е. М. Сергеева и А. В. Минервина [33] и объясняющая лёссообразование физико-химическими и физико-механическими процессами преобразования осадков в породе под постоянным действием циклического промерзания — оттаивания. В результате такого криогенного воздействия формируются специфический состав, строение и свойства лёссовых пород, что и позволило говорить о криогенном их генезисе. Действительно, этим породам оказываются присущи черты, приобретаемые супесчано-суглинистыми грунтами после их многократного промерзания — оттаивания и рассмотренные в начале данного раздела. Так, для лёссовых пород характерны: повышенная пылеватость (в их составе более 40 % составляет крупная пыль — алеврит) и пористость (до 40 %), присутствие карбонатов (при сезонном и многолетнем промерзании такая карбонатизация объясняется выпадением из отрицательно охлажденного поро-

го раствора прежде всего труднорастворимых солей), большая проработанность и легкая размываемость. Цементация карбонатами глинистых агрегатов приводит к весьма высокой устойчивости стенок (даже вертикальных) лёссовых обнажений. Контакт лёссовых образований с нижележащими отложениями, как правило, плавный, постепенный. Верхняя часть этих образований обычно обеднена гидрогётитом или лимонитом $\text{HFeO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, который, с одной стороны (в условиях кислой и восстановительной среды), легко подвергается гидролизу и может выноситься вниз по разрезу в виде закисных соединений железа, а с другой — может разлагаться (в период существования окислительной обстановки) до гётита HFeO_2 и отчасти гематита Fe_2O_3 . Именно с последним процессом и связан палево-коричневый цвет лёссовых образований обусловленный светло-коричневой окраской гётита. Наряду с лимонитом лёссовые породы обедняются полевыми шпатами, апатитом, сфеном, гранатом и обогащаются наиболее устойчивым минералом кварцем, а также мусковитом и биотитом. Одновременно с этим в лёссовых породах происходит интенсивное образование гидрослюды, а затем и монтмориллонита.

Основываясь на работах Е. М. Сергеева, А. В. Минервина, А. И. Попова и других исследователей, можно принимать прямую зависимость лёссообразования от числа циклов промерзания — оттаивания. Чем большее число циклов претерпела исходная порода, тем она будет ближе к типичным лёссовидным, лёссовым или покровным образованиям (при прочих благоприятных для этого условиях). В случае эпикриогенных толщ мощность такого слоя обычно ограничивается слоем сезонного оттаивания и образуются маломощные покровные отложения. Для синкриогенных и палеокриозювиальных толщ дисперсных пород, которые испытали многократное действие промерзания — оттаивания, по всему разрезу возможно образование лёссовидных пород значительной (до 20 м и более) мощности. При этом предполагается, что образование их происходило в ходе сингенетического промерзания континентальных осадочных образований и прежде всего субаквально-континентальных отложений.

Степень циклично-криогенного преобразования синкриогенных и палеокриозювиальных пород (N), а следовательно, и степень приближения их к лёссовым породам (при прочих равных условиях) прямо пропорциональны глубине сезонного оттаивания или промерзания. Связано это с тем, что чем больше мощность слоя сезонного оттаивания (промерзания), тем дольше свежееотложенная порция осадка будет находиться в пределах этого слоя, а значит, и тем большее число циклов промерзания — оттаивания она претерпит.

При равномерном осадконакоплении, таким образом, в целом формируется более преобразованная процессом промерзания — оттаивания синкриогенная или палеокриозювиальная толща пород. Зависимость степени циклично-криогенного преобразования континентальных отложений от среднегодовой температуры при

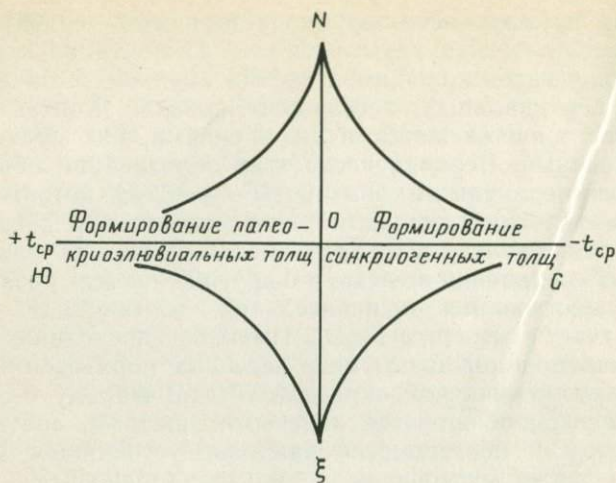


Рис. 51. Характер зависимости степени циклично-криогенного преобразования континентальных отложений N от среднегодовой температуры и глубины сезонного оттаивания—промерзания ξ

движении с юга на север (при прочих равных условиях) представлена на рис. 51. При отрицательных среднегодовых температурах при этом формируются синкриогенные толщи пород с отчетливыми признаками облессования, а при положительных среднегодовых температурах могут образовываться палеокриозлювиальные толщи лёссовых пород. Как в первом, так и во втором случаях наибольшая степень криогенного преобразования наблюдается в области среднегодовых температур, близких к 0°C , что предопределяется существованием здесь наибольших глубин сезонного оттаивания и промерзания. Следовательно, максимальное развитие лёссообразования должно иметь место вблизи границы распространения многолетнемерзлых пород, как в области глубокого промерзания, так и в области развития многолетнемерзлых пород (рис. 52). По мере уменьшения глубин оттаивания или промерзания при движении соответственно на север или на юг интенсивность процесса лёссообразования затухает. Минимальное значение степени циклично-криогенного преобразования пород должно отмечаться, очевидно, там, где осадки слоя сезонного оттаивания или промерзания не успевают подвергнуться достаточному числу циклов промерзания—оттаивания и переходят либо в многолетнемерзлое состояние, либо в талое.

По А. И. Попову [30], лёссообразование практически прекращается уже при мощности сезонномерзлого слоя порядка 0,5 м. Однако это значение, по-видимому, может оказаться и меньшим, например, в случае малой скорости осадконакопления V_{oc} . Связано это с тем, что степень облессования пород в результате их циклического промерзания—оттаивания оказывается обратно пропорциональной скорости осадконакопления (рис. 53). При скорости

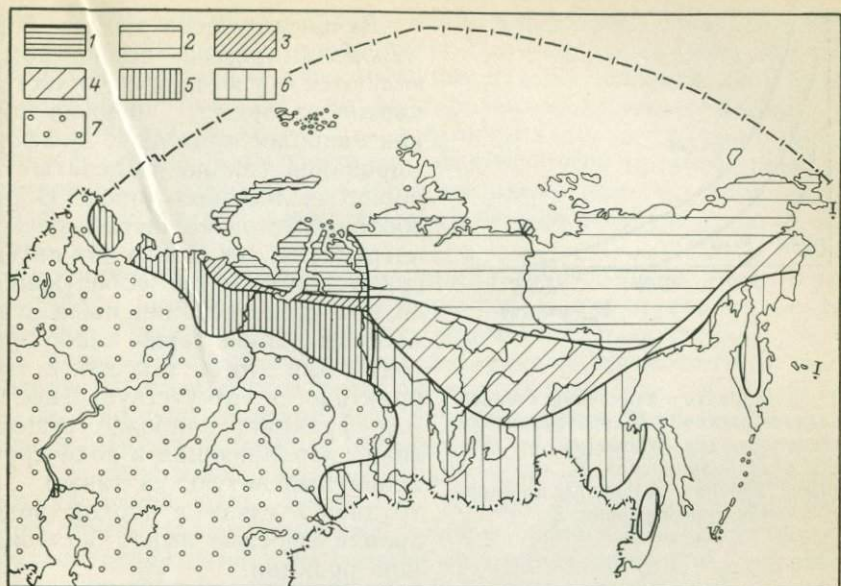


Рис. 52. Схема зональности процессов криолитоге­неза в пределах СССР (по [30]):

1 — океанический сектор зоны максимального развития криолитов и криолититов, подчиненного развития криоэлювиитов; 2 — континентальный сектор той же зоны; 3 — океанический сектор зоны широкого развития криолитов, криолититов и криоэлювиитов; 4 — континентальный сектор той же зоны; 5 — океанический сектор зоны максимального развития криоэлювиитов, подчиненного развития криолитов и криолититов; 6 — континентальный сектор той же зоны; 7 — зона исключительного развития криоэлювиитов (за пределами области вечной мерзлоты)

накопления континентальных отложений, равной мощности слоя сезонного промерзания или оттаивания, криогенное преобразование их ограничивается одним циклом. Другими словами, при $V_{oc} \geq \xi$ процесс лёссовобразования затухает полностью. Максимальной интенсивности он достигает при $V_{oc} \ll \xi$, когда свежееотложившаяся порция осадков успевает претерпеть несколько десятков тысяч циклов промерзания — оттаивания. Таким образом, обнаруживается сложная и взаимосвязанная зависимость криогенного преобразования пород от V_{oc} и ξ . Так, из рис. 53 следует, что одинаковой степенью облессования могут характеризоваться толщи пород, формирующиеся при различных скоростях осадконакопления (например, при $V_{oc} = 25$ и 100 мм в год) и различных глубинах промерзания — оттаивания (соответственно при $\xi = 0,5$ и 2 м). Однако во всех случаях при этом соблюдается обязательно условие: процесс облессования дисперсных пород достигает своего максимального проявления (при прочих равных условиях) при минимальных скоростях осадконакопления. Последнее в наибольшей мере должно быть присуще субквально-континентальным отложениям, со сравнительно малыми значениями V_{oc} .

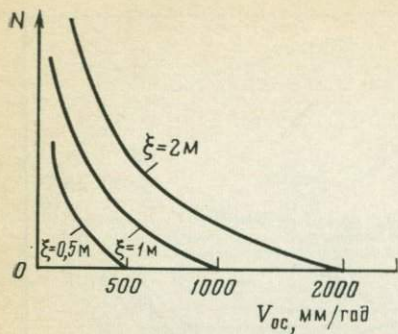


Рис. 53. Характер изменения степени циклично-криогенного преобразования континентальных отложений от скорости осадконакопления $V_{ос}$ при различных глубинах сезонного оттаивания—промерзания ξ

И, наконец, следует отметить, что субаквальные и субэвральные континентальные лёссовые и лёссоподобные образования существенно различаются между собой. Субаквально-континентальные синкриогенные или палеокриоэлювиальные толщи пород характеризуются более сильным и равномерным по разрезу криогенным преобразованием. Субэвральные континентальные образования, напротив, в силу прерывистости и неравномерной скорости осадконакопления отличаются неравномерностью (а иногда и прерывистостью) криогенного преобразования и облессования пород в профиле толщи.

Таким образом, формированию лёссовых и лёссоподобных пород криогенного генезиса в наибольшей мере благоприятствуют малые скорости осадконакопления при максимальных глубинах сезонного оттаивания или промерзания супесчано-суглинистых субаквально-континентальных пород.

ОСОБЕННОСТИ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД В ХОДЕ ПОСЛЕДУЮЩЕГО ИХ РАЗВИТИЯ

После промерзания талых пород и формирования эпикриогенных или синкриогенных толщ продолжают интенсивно развиваться многие теплофизические, физико-химические и физико-механические процессы, приводящие к дальнейшему преобразованию состава, строения и свойств пород, но уже в мерзлом их состоянии. Направленность и интенсивность этих процессов существенным образом зависят от направления и характера развития мерзлотного процесса (деградационного, стабильного или аградационного), а также тектонического режима. При этом, очевидно, возможно большое разнообразие вариантов развития и типов многолетнемерзлых толщ: коротко-, средне- и длиннопериодные деградирую-

Лучшим субстратом для формирования лёссов, по-видимому, являются супесчано-суглинистые континентальные образования как наиболее пригодные для формирования сильно пылеватых и пористых лёссовых пород. Образование лёссов из чистых песков затруднено, так как из них интенсивно вымываются образующиеся при дезинтеграции пылеватые частицы. Глины также слабо пригодны для этого, так как в них практически отсутствует песчаная фракция, наиболее существенно пополняющая в ходе дробления пылеватую, а также затруднен в связи с плохой водопроницаемостью вынос коллоидной фракции.

щие по всей мощности; деградирующие в верхней и аградирующие в нижней части толщи (и наоборот) при различных периодах деградации и аградации; аградирующие по всей толще, и так далее. Все это может протекать на фоне развития сложных тектонических движений земной коры различного знака и амплитуды. Сравнительно слабая изученность этих вопросов применительно к криолитогенезу позволяет в настоящее время наметить и осветить в весьма схематичной форме лишь отдельные аспекты данной проблемы.

На этапе прогрессивного диа- или эпигенеза, когда происходит постепенное погружение мерзлой толщи и аккумуляция сверху бассейновых или континентальных отложений, в каждой ее точке будет прослеживаться повышение давления и отрицательной температуры. В связи с этим увеличивается содержание незамерзшей воды за счет подплавления льда и уменьшается содержание льда в породе. Другими словами, происходит сложный физико-химический процесс уравнивания мерзлой породы с новыми условиями окружающей среды. Увеличение жидкой фазы влаги в мерзлой породе обуславливает утолщение пленок связанной воды, развитие процессов гидратации и набухания грунтовых частиц и агрегатов и в конечном итоге способствует более интенсивному протеканию химических реакций замещения, катионного обмена и гидролиза. Порода при этом становится более пластичной и менее прочной в результате ослабления льдоцементационных структурных связей. Учитывая наряду с этим действие постепенно возрастающего бытового давления, можно предполагать, что мерзлая порода в целом и ледяные включения в частности будут испытывать пликативные деформации и пластическое течение, приводящее к смещению и разрывам сплошности мерзлой породы и к изгибам ледяных слоев и прослоев. Лед может вообще существенно перемещаться (в результате вязко-пластического течения) из одних участков в другие, где имеются пустоты, трещины, структурно-ослабленные зоны или меньшие напряжения. В результате таких процессов криогенная текстура пород может в значительной мере видоизменяться (вплоть до образования новых шлиров льда).

На этапе регрессивного диа- и эпигенеза, когда мерзлая толща в целом испытывает поднятие, в каждой ее точке наблюдается понижение давления и отрицательной температуры. Это приводит к увеличению льдосодержания в породе, вымерзанию части незамерзшей воды (дегидратации грунтовых агрегатов) и увеличению цементации льдом породы. Возрастают ее прочность и хрупкость. При этом возможно возникновение разгрузочных трещин в мерзлом грунтовом массиве и релаксация напряжений.

В целом как в аградирующих, так и деградирующих многолетнемерзлых толщах постоянно происходят процессы перераспределения незамерзшей воды, пара и льда, иссушения, набухания, распучивания, диспергации — коагуляции и т. д. Все это связано как с факторами послетемпературного воздействия и дальнейшего уравнивания и саморазвития системы, так и с наличием в

мерзлых толщах локальных или повсеместных градиентов напряжений, температуры и парциального давления водяных паров и других внешних полей, вызывающих появление градиента потенциала влагопереноса по жидкой фазе ($\text{grad } \mu_w$) и градиента концентрации насыщенных водяных паров ($\text{grad } d_n$).

Вышеизложенное, таким образом, показывает, что в случае как регрессивного, так и прогрессивного диагенеза одним из наиболее динамичных и существенных параметров преобразования мерзлой толщи является незамерзшая вода (ее состояние, состав, содержание и свойства). Явление неполной кристаллизации воды в породе при отрицательной температуре связано с противоборством энергетических воздействий активной поверхности органоминерального скелета породы и ионов порового раствора, с одной стороны, и сил взаимодействия молекул воды между собой, стремящихся образовать льдоподобную структуру, — с другой.

Из общих соображений, подтвержденных экспериментально, следует, что количество незамерзшей воды в мерзлой породе зависит как от ее состава и строения, определяемых генезисом и возрастом отложений, так и от внешних условий: температуры, давления, воздействия электрического, магнитного и других физических полей. Множество характеристик и параметров, определяющих фазовый состав воды, ввиду их функциональной зависимости между собой, возможно и целесообразно свести к нескольким основным природным факторам мерзлой породы с учетом тех внешних условий, в которых она существует. К таким основным факторам следует отнести: 1) энергетические и структурно-адсорбционные параметры мерзлой породы; 2) обменную способность пород и химический состав порового раствора; 3) термодинамические характеристики и физические поля; 4) инерционность фазового перехода влаги.

Под энергетическим параметром породы понимается свободная поверхностная энергия ее минеральных частиц, а под структурно-адсорбционными — удельная поверхность и структура порового пространства. Свободная поверхностная энергия частиц непосредственным образом определяет температуру замерзания влаги в тонких порах породы. Величина удельной поверхностной энергии зависит от ряда факторов, в том числе от размера и радиуса кривизны частиц, увеличиваясь в случае вогнутой поверхности. Величина удельной свободной поверхностной энергии закономерно уменьшается при совершении работы по связыванию воды. Повысить свободную поверхностную энергию можно, например, дроблением породы. Значение же удельной (в пересчете на единицу поверхности) свободной поверхностной энергии можно изменить путем гидрофобизации. Все это свидетельствует о важной роли поверхностной энергии в формировании фазового состава влаги мерзлых пород.

Рассматривая влияние на фазовый состав влаги структуры порового пространства породы (а именно, распределения объемов пор по радиусу), следует принять во внимание, что само строение

определяется гранулометрическим и микроагрегатным составом, типом кристаллической решетки минералов и обменными катионами. При этом влияние строения порового пространства может быть выражено через радиусы и объемы заполненных незамерзшей водой капилляров, толщины ее пленок и удельную поверхность грунта.

Ход зависимости содержания незамерзшей воды от температуры в полупологарифмических координатах оказывается близким к линейному, что говорит о существенном влиянии структуры порового пространства на количество незамерзшей воды и льда в породе. Однако количественные расчеты показывают, что не только капиллярным эффектом обуславливается содержание незамерзшей воды в мерзлых породах, но и влиянием их удельной поверхности. В целом объем и количество незамерзшей воды в мерзлых породах могут быть записаны в виде суммы объемов и количеств ее капиллярной составляющей $V(r)$, пленочной на поверхности минеральных частиц V_h и пленочной на поверхности раздела лед — пар V_{hk} :

$$W_{\text{нз}} = V(r) \rho_r + V_h \rho_h + V_{hk} \rho_k, \quad (5.7)$$

где ρ_r , ρ_h , ρ_k — соответственно плотности разных составляющих незамерзшей воды.

При низких температурах существования мерзлой породы в качестве ведущего фактора выступает ее удельная активная поверхность. По мере перехода от тонко- к крупнопористым породам также повышается роль величины удельной поверхности и снижается роль структуры порового пространства. Смешивание весьма разных по структуре порового пространства пород различного гранулометрического и минерального состава в разных пропорциях показывает линейную зависимость содержания незамерзшей воды в зависимости от процентного содержания одного из компонентов искусственно составленной смеси, т. е. указывает на свойство аддитивности содержания незамерзшей воды.

Агрегатные превращения воды в засоленных грунтах при отрицательных температурах тесным образом связаны с молекулярным понижением температуры замерзания растворов электролитов. Однако характерным отличием процесса замерзания свободных растворов от замерзания засоленных грунтов является существование в них дисперсных гидрофильных минеральных частиц. Поэтому влияние малой концентрации соли на понижение температуры замерзания суглинков сказывается меньше, чем при сильном засолении.

С изменением термодинамических условий существования мерзлых грунтов, например с понижением температуры, когда возрастают межмолекулярные силы взаимодействия молекул воды между собой и часть воды переходит в лед, возрастает и энергетическое воздействие поверхности вследствие уменьшения толщины пленки незамерзшей воды и увеличения ориентирующего воздей-

ствия поверхности минеральных частиц. В этом, очевидно, заложено отличие природы формирования связанной воды в талых грунтах и незамерзшей воды в мерзлых, т. е. смещение положения равновесия за счет одних сил вызывает ответную реакцию других, направленных на установление нового равновесия.

Принцип равновесного состояния воды и льда гласит, что количество, состав и свойства незамерзшей воды и льда, содержащихся в мерзлых породах, не остаются постоянными, а изменяются с изменением внешних воздействий, находясь в динамическом равновесии с последними [43]. Причем влияние внешних условий на фазовый состав влаги мерзлых пород регулируется структурно-адсорбционными свойствами пород. При этом наибольшая область интенсивных фазовых превращений наблюдается на кривых $W_{\text{нз}}$ для грунтов, характеризующихся большей неоднородностью структуры порового пространства, малым средним радиусом пор и большей величиной удельной активной поверхности. При увеличении среднего радиуса пор зависимость содержания незамерзшей воды от температуры определяется в основном пленочной ее составляющей. Последняя слабо изменяет свое значение при варьировании температуры, и количество незамерзшей воды больше в грунтах, характеризующихся малым размером пор (рис. 54, 55).

Интересной и весьма актуальной задачей криолитоге­неза является выяснение роли внешнего давления на фазовый состав воды в мерзлых породах. Известно, что внешнее давление действует на воду посредством двух противоположно направленных эффектов. Первый из них — это ограничивающее действие на тепловое движение молекул воды, что приводит к увеличению ее вязкости. Второй оказывает разрушающее воздействие на структуру воды. Роль последнего эффекта наиболее существенна, и повышение давления оказывается фактором, разрушающим структуру воды, аналогично повышению температуры.

Н. А. Цытовичем [43] было исследовано отличие фазового состава воды в грунтах, замороженных без нагрузки и под нагрузкой. Количество незамерзшей воды в мерзлой глине в области интенсивных фазовых превращений ($-1,7^\circ$) составило 42 %, тогда как в той же глине, но замороженной под нагрузкой 0,2 МПа, 58 %, причем внешнее давление сильнее сказывалось в дисперсных грунтах. Такое резкое влияние давления обуславливается, по мнению автора, малой площадью соприкосновения минеральных частиц. В местах контактов поэтому могут развиваться усилия до нескольких тысяч паскалей. Такие усилия, приходящиеся на лед, способны существенно понизить температуру его фазовых переходов даже при небольшой нагрузке на мерзлый грунт.

Рассмотрение влияния дисперсности на формирование фазового состава влаги мерзлых пород показывает, что нередки случаи, когда породы близкого минерального состава с существенно бóльшим содержанием глинистой фракции характеризуются меньшим содержанием незамерзшей воды в них. Это доказывает необходи-

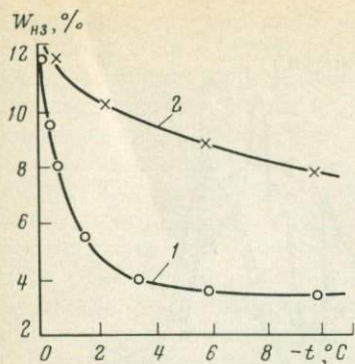


Рис. 54. Зависимость содержания незамерзшей воды от температуры в грунтах различного среднего размера пор:

1 — $r=2 \cdot 10^3$ нм; 2 — $\bar{r}=0,4 \cdot 10^3$ нм; $\sigma_r = \text{const}$

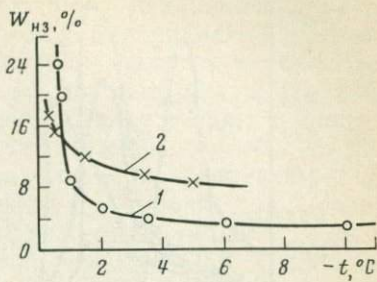


Рис. 55. Зависимость содержания незамерзшей воды от температуры в грунтах с различной размытостью порового пространства:

1 — $\sigma_r=0,18$; 2 — $\sigma_r=0,41$; $\bar{r}=10^2$ нм

мость притяжения для объяснения двух обязательных параметров: среднего размера частиц и значений полидисперсности.

С уменьшением средних размеров частиц и роста полидисперсности увеличивается содержание незамерзшей воды, и область интенсивных фазовых переходов существенно расширяется в связи с пропорциональным уменьшением среднего размера пор и возрастанием величины удельной активной поверхности грунтов. Полидисперсность пород является одним из наиболее важных факторов формирования незамерзшей воды и льда, так как при ее росте размеры пор уменьшаются почти на два порядка. Установлено, что по мере перехода от глин к пескам уменьшается вклад капиллярной влаги и увеличивается доля пленочной незамерзшей воды. При этом толщина пленки возрастает примерно на порядок, что обуславливается увеличением удельной свободной поверхностной энергии и замедленным, по сравнению с малыми частицами, снижением напряженности силового поля с удалением от поверхности минеральной частицы грунта. Тем не менее, содержание незамерзшей воды уменьшается по мере перехода к породам с большим средним размером частиц в связи с укрупнением размера пор и быстрым уменьшением удельной активной поверхности пород (рис. 56).

Рассмотрение влияния минерального состава пород на фазовый состав влаги показывает, что количество незамерзшей воды при температуре ниже -1°C максимально в монтмориллонитовых глинах, наименьшее — в каолинитовых и среднее — в гидрослюдистых. Приведенный ряд обуславливается малой удельной поверхностной энергией и пластичностью кристаллической решетки монтмориллонита, способствующих формированию высокой дисперсности частиц и дополнительной, в отличие от минералов с жесткой решеткой, моды распределения объемов пор по радиусам в обла-

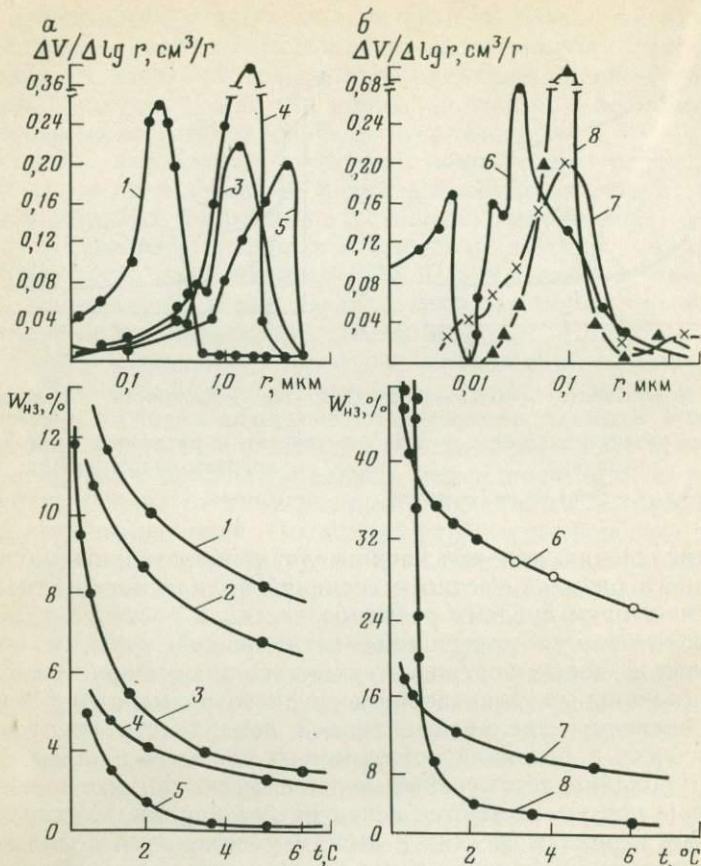


Рис. 56. Кривые дифференциального распределения объемов пор по радиусам и зависимости содержания незамерзшей воды от температуры в грунтах различного гранулометрического (а) и минерального (б) состава:

1 — суглинок тяжелый; 2 — суглинок легкий; 3 — супесь тяжелая мелкая; 4 — супесь легкая пылеватая; 5 — супесь легкая крупная; 6 — бентонит; 7 — кембрийская глина; 8 — каолин

сти ультракапиллярных пор (см рис. 56), что способствует повышению количества незамерзшей воды в монтмориллонитовых глинах. Этому же способствуют малый размер частиц и высокая полидисперсность монтмориллонитовых глин, приводящие к большому содержанию незамерзшей воды в них за счет малого среднего радиуса (около 30 нм) внутриагрегатных пор.

Несмотря на большой средний размер частиц, высокая полидисперсность гидрослюдистой глины, обусловленная ее минеральным составом, способствует значительно большему количеству незамерзшей воды в ней по сравнению с каолинитовой, несмотря на практически одинаковые величины удельных поверхностей, из-за

меньшего среднего размера пор и большой неоднородности структуры порового пространства.

Весьма характерным для капиллярного механизма формирования незамерзшей воды в мерзлых породах является поведение фазового состава воды при температурах, близких к точке кристаллизации свободной воды. В этом случае скорость изменения величины $W_{нз}$ в мерзлых грунтах чрезвычайно высока и достигает сотен процентов на градус. Причем оказывается, что высокие скорости изменения фазового состава влаги от температуры для грунтов различного минерального состава начинаются при разных температурах. Для каолинитовой глины — около $-0,6$ °С, для полиминеральной и монтмориллонитовой — около $-0,3$ °С. Это связано, очевидно, с ролью второй (для бентонита — третьей) моды распределения объемов пор по радиусам, обусловленной размерами межагрегатных пор.

Различное поведение фазового состава воды при близких к 0 °С температурах объясняется следующим образом. Коагуляционные связи, действующие между первичными частицами огланлинского бентонита, и стабилизационные связи в просяновском каолине (что оценивается по коэффициенту агрегированности) способствуют тому, что средний размер микроагрегатов в бентоните в два раза выше, чем в каолине, несмотря на большую предельную дисперсность бентонита. Соответственно размер межагрегатных пор в бентоните больше. Поэтому содержание незамерзшей воды в каолине резко увеличивается, и при температуре выше $-0,5$ °С становится существенно выше, чем в огланлинском бентоните (см. рис. 56).

На этом примере видна роль структурных связей, действующих в грунтах. Содержание незамерзшей воды растет по мере уменьшения среднего размера микроагрегатов вследствие уменьшения радиусов межагрегатных пор. Поскольку размер микроагрегатов является функцией структурных связей, то можно объяснить, почему исследованные грунты с прочными структурными связями имеют количество незамерзшей воды меньше, чем грунты со слабыми связями. В соответствии с крупными размерами агрегатов и их относительно высокой однородностью по размерам влияние микроагрегатного состава проявляется в основном при близких к 0 °С температурах.

Влияние состава обменных катионов на содержание незамерзшей воды и льда в породах наиболее значительно проявляется в монтмориллонитовых глинах за счет большой емкости поглощения и пластичности кристаллической решетки, приводящей к существенной разнице в структурно-текстурных особенностях различных ионообменных форм бентонитов. Присутствие катионов Na^+ придает чрезвычайно высокую подвижность слоям пакетов минерала монтмориллонита и образует значительный диффузный слой. Первая причина приводит к существенному увеличению размеров наиболее тонких пор, соответствующих межкристаллической пористости, вторая — обуславливает разрушение микроагрегатов и отсюда

малый радиус межагрегатных пор, приближающихся к радиусу межчастичных. В соответствии с этим содержание незамерзшей воды в Na^+ -бентоните в диапазоне температур от $-0,5$ до -10 °С значительно (до трех раз) превышает содержание незамерзшей воды в Ca^{2+} и Fe^{3+} формах бентонита. Это обусловлено тем, что высокая агрегированность Ca^{2+} и Fe^{3+} форм бентонита и увеличение структурных связей в них способствует разделению меж- и внутриагрегатной (межчастичной) пористости, первая из которых имеет значительную крупность, обусловленную размерами агрегатов.

Понижение температуры приводит к вымерзанию рыхлосвязанной части воды, что наиболее интенсивно проявляется в Na^+ -бентоните вследствие большего по сравнению с другими исследованными ионообменными формами бентонита количества рыхлосвязанной воды и среднего радиуса межкристаллических пор грунта. Фазовый состав воды каолинитовых глин слабо зависит от состава обменных катионов, ввиду того что микростроение каолинов практически не определяется составом обменных катионов. Объясняется это малой емкостью обмена и жесткостью кристаллической решетки каолинита.

Взаимодействие солей с поверхностью минерального скелета и водой определяет зависимость содержания незамерзшей воды от засоленности пород. Породы, удельная поверхность которых мала (пески, глинистые породы), характеризуются зависимостью фазового состава воды от засоленности вследствие слабого подавления диффузным слоем поверхности частиц диффузного слоя ионов. В то же время заметное подавление диффузного слоя ионов в породах, имеющих развитую удельную поверхность, приводит к существованию трех областей зависимости содержания незамерзшей воды от засоленности. Ширина области слабого влияния засоленности тем больше, чем меньше криоскопическая постоянная раствора этой соли. При достижении полного подавления диффузным слоем ионов диффузного слоя частиц грунта рост содержания незамерзшей воды от засоленности отвечает теоретической зависимости для растворов.

Исследование роли структурно-текстурных особенностей в формировании фазового состава влаги мерзлых пород показало, что слабое влияние суммарной влажности на микростроение грунтов с жесткой кристаллической решеткой и сильное влияние на грунты, способные к внутрикристаллическому набуханию, приводит к тому, что зависимость содержания незамерзшей воды от начальной влажности каолинитовых и гидрослюдистых глин мала. В то же время способность к увеличению размера и объема межкристаллических ультракапиллярных пор при росте начальной влажности приводит к резкому увеличению содержания незамерзшей воды в породах. Так, для аскангеля при температуре -6 °С это увеличение составляет около 30 % (в относительных величинах — в два раза), возрастая по мере повышения температуры. Содержание незамерзшей воды определяют посредством различия в

структуре порового пространства и текстуре грунтов нарушенного и естественного сложения. В породах разного сложения наблюдается слабое различие объема ультракапиллярных и ультрамикропор, в связи с чем влияние сложения проявляется преимущественно при высоких отрицательных температурах. Влияние сложения на фазовый состав воды при низких температурах проявляется, преимущественно, в древних глубокозалегающих отложениях. Суммарная пористость грунта влияет на содержание незамерзшей воды существенно при близких к 0°C температурах и слабо — при низких. Это вызвано тем, что при уплотнении изменяются прежде всего межагрегатные микро- и мезопоры, что отмечается по исчезновению одной из мод в распределении объемов пор по радиусам, объем же межкристаллических и внутриагрегатных ультракапиллярных и ультрамикропор изменяется значительно слабее; средний размер и гетеропористость внутриагрегатных пор при этом практически не меняются.

Фазовый состав влаги мерзлых пород при их естественном залегании существенным образом определяется не только современными термодинамическими условиями, но и их составом и строением. В свою очередь петрографические особенности мерзлых пород формируются под влиянием различных геологических процессов и являются их следствием.

Так, в пределах каждого генетического комплекса различия в фазовом составе воды находятся в полном соответствии с изложенными выше зависимостями от состава и строения пород. Сравнение же количественного содержания незамерзшей воды в грунтах разного генезиса показало значительное различие между континентальными и морскими отложениями. Большое количество незамерзшей воды в породах морского генезиса обуславливается их повышенной засоленностью, дисперсностью и присутствием Na^+ в составе ионообменного комплекса и тонкопористой структурой этих отложений.

В пределах континентальных отложений заметно ощущается различие фазового состава воды пород аллювиального и элювиального происхождения, которое вызвано, очевидно, наличием большого количества гидрофильного органического вещества и растворенных соединений двухвалентных катионов и активных анионов Cl^- в аллювиальных породах. Гляциально-морские отложения, являющиеся образованиями смешанного происхождения, занимают по количеству незамерзшей воды промежуточное положение между морскими и континентальными породами. Несмотря на то что в соответствии с условиями образования средний размер частиц делювиальных отложений меньше, чем элювиальных, обратное соотношение полидисперсности обуславливает малую разницу в количестве незамерзшей воды. Максимальная величина полидисперсности пород ледникового генезиса, связанная с отсутствием сортировки при переносе, присутствие минерала монтмориллонита, большое содержание Cl^- анионов и катионов (Ca^{2+} и Na^+) обуславливают значительное содержание незамерзшей воды

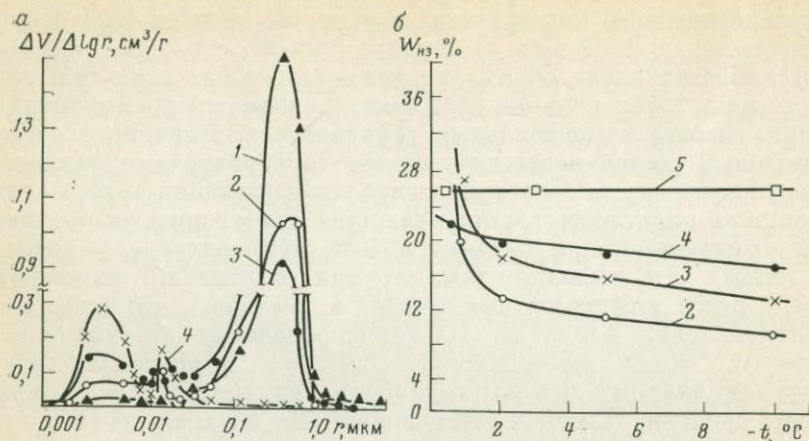


Рис. 57. Кривые дифференциального распределения объемов пор по радиусам (а) и зависимости содержания незамерзшей воды от температуры (б) в кремнистых породах:

1 — диатомовая глина; 2 — диатомит; 3 — трепел; 4 — опока; 5 — силикагель

в этих грунтах. Сортированность и малый размер частиц пород алювиального комплекса приводят к широкой и четко выраженной области интенсивных фазовых превращений [11].

Роль диагенетических и поствагенетических преобразований пород в формировании фазового состава воды хорошо прослеживается на примере пород с жесткими связями. При этом различные стадии диагенетического преобразования, например кремнистых пород, четко отражаются на фазовом составе их влаги при отрицательных температурах и структуре порового пространства (рис. 57).

Последовательный переход от диатомитов к трепелам и далее к опокам формирует бимодальное распределение объемов пор по радиусам, переходящее затем в одномодальное ультракапиллярно-пористое с постепенным исчезновением пор радиусом около $0,4 \mu\text{m}$. В соответствии с этим диатомиты характеризуются резким вымерзанием большей части воды при близких к 0°C температурах, тогда как опоки слабо уменьшают количество жидкой воды в них при понижении температуры. По-видимому, дальнейшее преобразование окремнелых опок в результате литогенеза должно привести к тому, что фазовый состав их влаги практически не будет претерпевать изменений вплоть до -10°C , подобно тонкопористому силикагелю. В невыветрелых влагозаполненных породах с жесткими связями, таких, как песчаники, алевроиты и аргиллиты, фазовые переходы влаги в лед могут не происходить вплоть до -10°C из-за малого размера пор вследствие значительной плотности пород. Причем выветривание резко повышает значение температуры замерзания, что обуславливается соответствующими преобразованиями структуры пород.

При существовании $\text{grad } t$ в мерзлом грунте происходит перемещение незамерзшей воды и пара из мест с большим в места с меньшим потенциалом влаги, т. е. от участков с более высокой в участки с более низкой отрицательной температурой, где незамерзшей воды и паров меньше.

Опыты, поставленные с целью выявления возможного диапазона изменения плотности потока пара в песке и глине, показали, что доля паропереноса становится ощутимой в суммарном потоке влаги только при малой степени заполнения пор мерзлого грунта влагой. Так, для глинистых пород уже при $g > 0,5$ переносом пара можно практически пренебречь. В диапазоне же изменения значений g от 0 до 0,5 плотность потока пара как для глинистых, так и для песчаных пород уменьшается в 3—5 раз и более. В льдонасыщенных крупнообломочных и тонкодисперсных (при $g < 0,5$) породах перенос пара сопровождается сублимацией льда и исчезновением его в одних участках и аблимацией водяных паров и образованием кристаллов льда в виде снега в пределах других участков, где парциальное давление водяных паров меньше. Вопросы аблимации и сублимации льда достаточно полно освещены в литературе [12]. Учитывая, что в природных условиях мерзлые тонкодисперсные грунты обычно имеют большую степень заполнения пор грунта влагой, а величины $\text{grad } t$ невелики, для практических целей парообразной составляющей влагопереноса в большинстве случаев можно пренебречь. Влагоперенос по жидкой фазе в мерзлых грунтах при наличии градиента температуры осуществляется в основном за счет диффузии (под влиянием $\text{grad } W_{\text{нз}}$). Термодиффузионный перенос при этом играет подчиненную роль. Причем из-за отсутствия в настоящее время возможности дать строгую количественную оценку термодиффузионному потоку непосредственно в мерзлых грунтах, имеет смысл остановиться на рассмотрении эффективного коэффициента диффузии K_w незамерзшей влаги, косвенным образом учитывающего и термодиффузионную составляющую миграционного потока.

Так, на рис. 58 представлены экспериментально полученные зависимости коэффициента диффузии влаги от объемной влажности для грунтов различного гранулометрического и минерального состава. Левая часть этих кривых, расположенная в диапазоне наибольших влажностей, относится к положительным температурам (от +10 до +20 °C), т. е. к талым неводонасыщенным грунтам. Правая часть получена для отрицательных температур, т. е. для мерзлых грунтов со степенью заполнения пор льдом и незамерзшей водой, равной единице. Как следует из графика, кривая $K_w = f(W)$ от талых пород постепенно (без резкого скачка) переходит к мерзлым. Объясняется это, по-видимому, тем, что на этом участке для талых неводонасыщенных грунтов, так же как и для мерзлых, действует один и тот же пленочный механизм влагопереноса, что и приводит по мере уменьшения влагосодержания, а соответственно и толщин водных пленок, к постепенному уменьшению коэффициента диффузии. Экстремальный характер

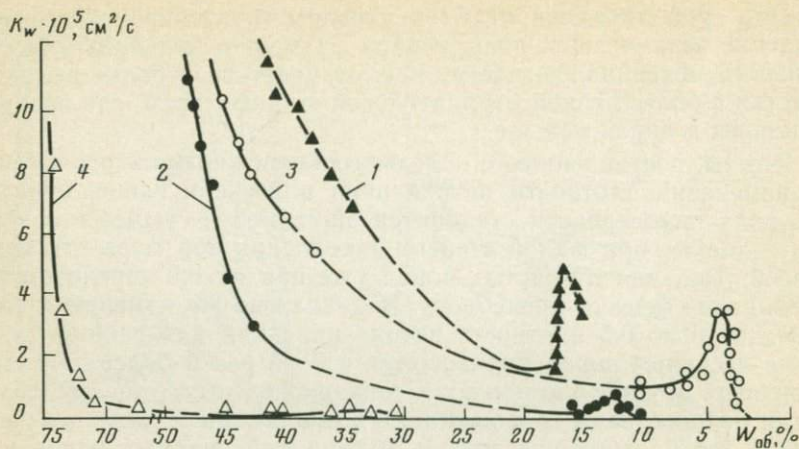


Рис. 58. Зависимость коэффициента диффузии влаги от объемной влажности грунтов различного состава:

1 — суглинок; 2 — глина гидрослюдисто-монтмориллонитовая; 3 — каолин; 4 — бентонит (пунктиром показана промерзающая зона грунта)

кривой $K_w = f(W)$ для мерзлых пород объяснить однозначно трудно. Следует лишь отметить, что для мерзлых пород максимальные значения K_w соответствуют величинам влажности, близким к $W_{\text{мг}}$ при отрицательной температуре. Максимальные значения K_w при этом приходится на температуру минус 2—3°.

Коэффициенты диффузии незамерзшей воды существенным образом зависят не только от влагосодержания мерзлого грунта, но и от его дисперсности и химико-минерального состава (см. рис. 58). При увеличении дисперсности, т. е. при переходе от суглинка к глинам, коэффициент диффузии уменьшается в два раза и более. Такая же закономерность прослеживается и при увеличении содержания в дисперсной породе минералов группы монтмориллонита. Так, при переходе от каолиновой глины к бентониту величина K_w уменьшается более чем на порядок. Этот установленный экспериментально факт может быть объяснен увеличением ультрапористости, определяющей большое значение удельной активной поверхности, а следовательно, и уменьшение толщины пленок незамерзшей воды в более тонкодисперсных (с подвижной кристаллической решеткой) монтмориллонитовых породах. Согласно расчетным данным, толщина пленок у каолиновой глины почти в десять раз больше, чем у бентонита, при одинаковом влагосодержании (табл. 12). Объем же ультрапор ($r < 10$ нм), принижающих частицы монтмориллонита и существенно влияющих на величину удельной поверхности, составляет 200—400 $\text{см}^3/\text{г}$, тогда как в каолине это значение обычно не превышает 50 $\text{см}^3/\text{г}$. Наряду с большей вязкостью и меньшей подвижностью незамерзшей воды в ультрапорах и более тонких пленках, очевидно, следует учитывать также удлинение путей миграции влаги вследствие уменьше-

Расчетные значения толщины водных пленок
незамерзшей воды в мерзлых грунтах, мм

Грунт	Влажность, г/см ³				
	0,22	0,17	0,12	0,05	0,02
Каолин	10	7,9	5,6	2,3	0,9
Глина гидрослюдисто-монтморилло- нитовая	1,7	1,3	0,9	0,4	0,1
Бентонит	1,2	0,9	0,7	0,3	0,1

ния ее содержания и увеличения льдистости грунта при понижении температуры.

В зависимости от значений влагопроводных характеристик мерзлой породы K_w , отражающих особенности ее состава и строения, и градиента отрицательной температуры, определяющего величину $\text{grad}W_{\text{из}}$, в мерзлой толще может формироваться больший или меньший миграционный поток незамерзшей воды. По мере продвижения в сторону более низких температур незамерзшая вода постепенно (частично) вымерзает в пути, повышая льдистость грунта. Причем характер льдовыделения существенным образом изменяется при различной степени влагонасыщения мерзлой породы. Так, для образцов киевской глины (при $g=0,5$) льдонакопление происходило вначале сравнительно равномерно по всей длине образца, и только по мере заполнения пор грунта льдом начинает формироваться более узкая (локальная) зона льдовыделения. В случае полного влагонасыщения мерзлого образца имеет место не свободное (в пустых порах), а избыточное (когда все поры заполнены льдом) сегрегационное льдовыделение, определяемое не только физическим, но и физико-механическим условием в грунтах, которое связано с необходимостью преодоления сцепления мерзлого грунта и создания дополнительного пространства для мигрирующей воды.

Узкая зона избыточного льдовыделения обычно приурочена к участку относительно резкого уменьшения плотности миграционного потока влаги и $\text{grad}W_{\text{из}}$. В пределах этой зоны происходит зарождение микрошлиров льда и, в конечном итоге, образование сплошного сегрегационного прослоя льда (рис. 59, 60). Причем согласно опыту, на мерзлой киевской глине с подложкой льда, под влиянием $\text{grad}t$ прослоя льда, имеющий более высокую температуру, может стать источником влаги для формирования и роста соседнего ледяного прослоя, расположенного в зоне более низких температур [10]. В условиях «закрытой» системы (без подложки льда) миграция влаги идет за счет перераспределения лишь собственных запасов влаги (льда) мерзлого грунта и носит затухающий характер (см. рис. 60). Льдистость участков с более высокой

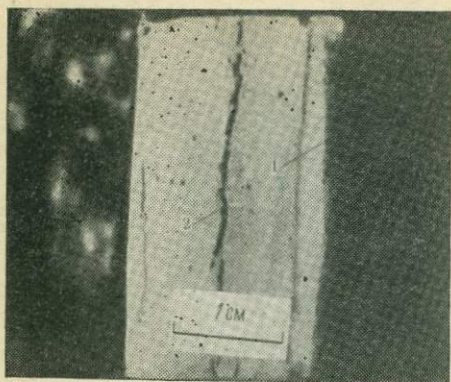


Рис. 59. Воздействие температуры ($\text{grad } t = 0,6 \text{ град} \cdot \text{см}^{-1}$ за $\Delta t = 12$ сут) на мерзлый образец гидрослюдистомонтмориллонитовой глины (срез вдоль миграционного потока незамерзшей влаги):

1 — ледяная пластина; 2 — образовавшийся при опыте прослой сегрегационного льда

ного прослоя, а проявлялось лишь в интенсивности его роста. Состав грунта, напротив, в значительной мере определял место и особенности образования и роста сегрегационного прослоя льда. Так, в образцах каолиновой глины при $\text{grad } t = 2,5^\circ \text{C}/\text{см}$ ледяной прослой сформировался при более низкой температуре, чем в образцах полиминеральной глины с $\text{grad } t = 3^\circ \text{C}/\text{см}$. Причем в каолине, характеризующемся несколько меньшими значениями $\text{grad } t$, наблюдался более быстрый рост ледяного прослоя по сравнению с полиминеральной глиной. Это связано с существованием в каолиновой глине больших градиентов незамерзшей влаги, а следовательно, и больших значений плотности потока воды к фронту сегрегационного льдовыделения. Например, в опытах с полиминеральной глиной и каолином эта величина изменялась от 0,1 до $2 \cdot 10^{-7} \text{ г}/(\text{см}^2 \cdot \text{с})$. Следует также отметить, что миграция незамерзшей воды происходит, строго говоря, под действием $\text{grad } \mu_w$, а не $\text{grad } W_{\text{из}}$, который в первом приближении может использоваться только в однородных грунтах. В неоднородных же грунтах, как показали эксперименты, следует оперировать только $\text{grad } \mu_w$. Так, в течение длительного периода (6 месяцев и более) никакого заметного перераспределения влаги между контактирующими мерзлыми слоями бентонита, каолина и полиминеральной глины, помещенных в безградиентное температурное поле, не было обнаружено, несмотря на значительную разницу в содержании незамерзшей воды в этих слоях. Объясняется это тем, что при одинаковой отрицательной температуре незамерзшая вода во всех контактирующих слоях грунтов характеризовалась одним и тем же значением $\mu_w = f(t)$, т. е. $\text{grad } \mu_w$ в данном случае равнялся нулю.

отрицательной температурой при этом снижается. Здесь наблюдаются усадка и растрескивание грунта (рис. 61).

Таким образом, в мерзлых грунтах под действием градиента температуры возможны не только миграция незамерзшей воды и пара, но и формирование ледяного прослоя. Причем место зарождения этого прослоя не случайно, а определяется составом, строением мерзлого грунта и его температурными условиями. Так, с увеличением $\text{grad } t$ сегрегационный прослой льда возникает при более низкой температуре. Наличие же «открытой» или «закрытой» системы при этом не оказывало влияния на место зарождения ледя-

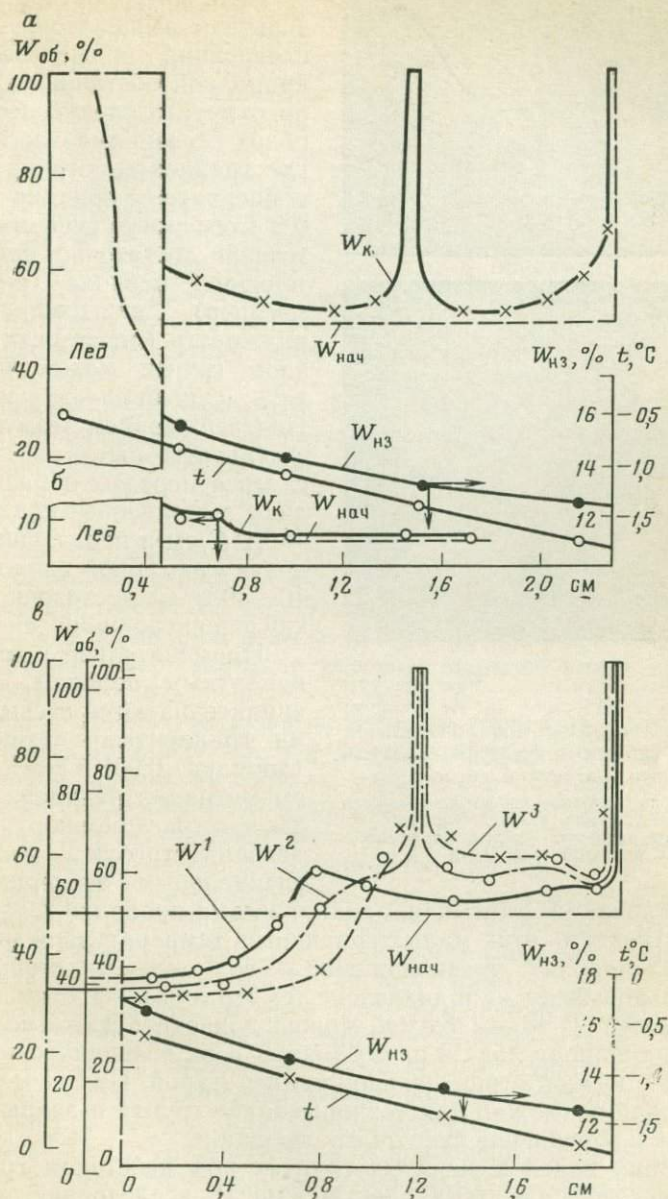


Рис. 60. Изменение температуры, содержания незамерзшей воды ($W_{нз}$), суммарной начальной ($W_{нач}$) и конечной ($W_{к}$) влажности по длине мерзлых образцов гидрослюдисто-монтмориллонитовой глины:

a — с подложкой льда ($\Delta\tau=14$ сут, $\text{grad } t=0,6$ град·см $^{-1}$); *б* — с подложкой льда ($\Delta\tau=6$ сут, $\text{grad } t=0$, при $t=-12$ °C); *в* — без подложки льда (W^1 соответствует $\Delta\tau=4$ сут, W^2 — $\Delta\tau=8$ сут, W^3 — $\Delta\tau=12$ сут при $\text{grad } t=0,6$ град·см $^{-1}$)

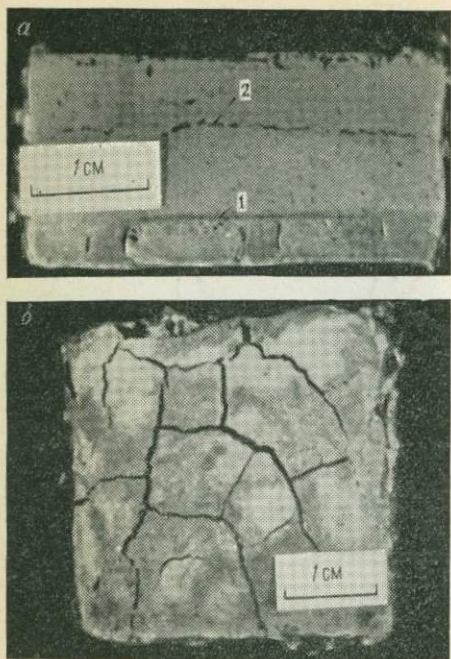


Рис. 61. Воздействие температуры ($\text{grad } t = 0,6 \text{ град} \cdot \text{см}^{-1}$ за $\Delta t = 8$ сут) на мерзлый образец полиминеральной глины в условиях отсутствия ледяной пластины, питающей образец:

a — срез вдоль направления потока тепла и влаги (1 — иссушенная зона, 2 — прослой сегрегационного льда); *б* — вид в плане иссушенной зоны, разбитой трещинами

ных исследований. Учитывая, однако, весьма продолжительное время существования этих малых градиентов температуры в многолетнемерзлых породах, предположение о возможности перемещения влаги и льдовыведения в диапазоне температур $0-3^\circ\text{C}$ не является беспочвенным. В таком случае можно допускать даже полное исчезновение шлиров льда в одних местах и их возникновение в других с более низкой отрицательной температурой. При исчезновении шлиров льда возможно как «схлопывание» грунта и закрытие трещины, так и сохранение пустотелых трещин.

Миграция влаги в мерзлых грунтах под действием градиента электрического поля (сил электроосмоса) исследована в значительно меньшей степени, нежели под действием градиента температуры: Механизм миграции влаги в этом случае представляется следующим образом. В мерзлой рыхлой горной породе жидкая фаза (незамерзшая вода) находится в динамическом равновесии с твердой фазой (льдом) и электромолекулярными силами поверхности частиц породы.

Если интерпретировать результаты вышеизложенных исследований применительно к природной обстановке, то можно отметить следующее. В породах сезонномерзлого слоя, где градиенты отрицательных температур порядка $0,1-0,2^\circ\text{C}/\text{см}$ могут существовать в течение достаточно продолжительного периода (несколько месяцев), перераспределение влажности (льдистости) в мерзлом грунте может приобретать существенное значение. Подтверждением этому служат результаты опытов по миграции влаги в мерзлых образцах каолина, выполненные при $\text{grad } t \approx 0,1^\circ\text{C}/\text{см}$ и показавшие изменение суммарной влажности на $10-30\%$ за достаточно короткий период времени (5—10 сут).

Применительно к многолетнемерзлым породам, которые характеризуются весьма малыми градиентами температуры (порядка $0,001^\circ\text{C}/\text{см}$), вопросы миграции незамерзшей воды и сегрегационного льдовыведения требуют постановки специальных эксперименталь-

Поэтому наложенное на образец мерзлого грунта электрическое поле воздействует на двойной электрический слой на границе «твердое тело — жидкость» и приводит к движению заряженного слоя жидкости. Силы электроосмоса вызывают, таким образом, перемещение в первую очередь наименее энергетически связанной воды от анода к катоду. Нарушающееся при этом равновесие твердой и жидкой фаз восстанавливается за счет того, что в анодной зоне некоторая часть льда переходит в воду и восполняет ее убыль. В то же время поступившая в катодную зону незамерзшая вода оказывается здесь избыточной, что и обеспечивает переход части ее (сверх равновесного содержания) в лед. Перераспределение суммарного влагосодержания и льдистости в мерзлом образце под действием электрического поля оказывается весьма существенным.

Как показали эксперименты А. А. Ананяна, В. И. Иванова и других, в условиях закрытой системы этот процесс носит затухающий характер. В катодной зоне уже на 6-е сутки опыта при напряжении 2—3 В/см и средней температуре образца ленточной глины минус 1,6—2,4 °С грунт был вспучен. В нем содержалось много вновь образовавшихся ледяных прослоек. Этими экспериментами была подтверждена также линейная зависимость скорости электрокинетического перемещения незамерзшей воды от напряжения электрического поля и показано существование порогового градиента, ниже значения которого перенос влаги практически отсутствует.

Очевидно, что влагоперенос в мерзлых грунтах в градиентном электрическом (так же, как и в температурном) поле существенным образом зависит от состава, строения и свойств дисперсной породы и ее температуры. В песчаных грунтах, характеризующихся практическим отсутствием незамерзшей воды, электроосмотическое перемещение жидкости должно отсутствовать.

Важное место в преобразовании фазового состава (льдистости) и криогенного строения мерзлых пород принадлежит градиентам напряжений, возникающим под действием внешних давлений в области сдвига, растяжения, сжатия, кручения и т. д.

В последнее время получен ряд оригинальных результатов, подтверждающих возможность такого преобразования. Так, например, в процессе длительного (медленного) сдвига мерзлой породы с массивной криогенной текстурой (продолжительность экспериментов до 25 сут, диапазон исследованных отрицательных температур 0,5÷7 °С) фиксировалось перераспределение незамерзшей воды и накопление ее в виде льда в области сдвига. Миграция влаги в данном случае осуществляется за счет $\text{grad } p$ из участков с меньшими в участки с большими растягивающимися напряжениями. Плотность миграционного потока влаги при этом может быть представлена следующим образом:

$$I_w = K_w \text{grad } W_{\text{нз}} = K_w \frac{\partial W_{\text{нз}}}{\partial p} \frac{\partial p}{\partial x} = K \delta^{\sigma}_{\phi} \text{grad } p, \quad (5.8)$$

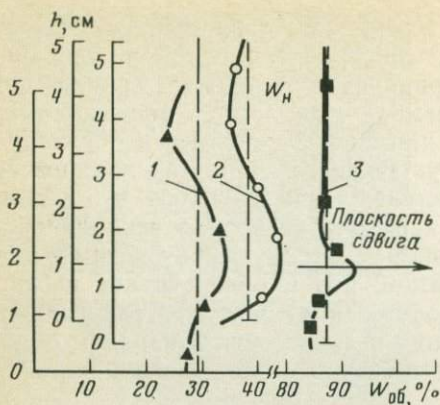


Рис. 62. Перераспределение суммарного содержания влаги в мерзлых образцах различного минерального состава в результате сдвига:

1—3 — глина (1 — полиминеральная, 2 — каолинитовая, 3 — бентонитовая); W_n — начальное распределение суммарной влажности по высоте образца

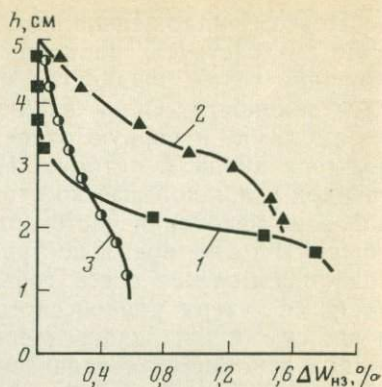


Рис. 63. Изменение содержания незамерзшей воды (расчетные значения) по высоте образцов грунта различного минерального состава под действием градиента напряжений при сдвиге ($t = -1,5^\circ\text{C}$, среднее значение сдвигающего давления 0,2 МПа):

1—3 — глина (1 — бентонитовая, 2 — полиминеральная, 3 — каолинитовая)

где $\delta_{\phi}^z = \partial W_{нз} / \partial p$ — бароградиентный коэффициент, зависящий от состава, строения и температуры мерзлой породы. Максимальное льдонакопление в породе наблюдается в области сдвига, а максимальное иссушение — в верхней и нижней частях образца. Мощности зоны льдонакопления и иссушения уменьшались при переходе от глин к супесям и от глин каолинитового состава к полиминеральной и монтмориллонитовой глинам (рис. 62). Наибольшие миграционные потоки при этом фиксировались в каолинитовой, а наименьшие — в бентонитовой глине. Максимальное изменение (перепад) содержания незамерзшей воды в мерзлых образцах, подвергающихся действию градиента напряжения, отмечалось для бентонитовой глины, минимальное — для каолинитовой глины (рис. 63).

Изучение микро- и макротекстуры мерзлых образцов грунта, подвергавшихся сдвигу, показало существенное изменение ее по сравнению с первоначальной массивной криогенной текстурой. Особенно интенсивно процесс текстуро- и структурообразования протекал в глинах и суглинках. В них в области сдвига наблюдался интенсивный рост прослоев льда (мощностью до 0,8 мм и протяженностью до 3 см).

Весьма интересны экспериментальные данные, относящиеся к перераспределению минеральных частиц во льду, а также ионов солей в мерзлой породе под действием градиента температуры. Эти чрезвычайно важные процессы исследованы еще сравнительно слабо, что не позволяет интерпретировать их на многолетнемерз-

лые породы. Согласно наблюдениям, они связаны с миграцией незамерзшей воды и определяются главным образом свойствами непрерывных тонких пленок воды на границе раздела, через которую диффундируют ионы.

Вполне понятно, что преобразование многолетнемерзлых пород в результате лишь изменения значений отрицательной температуры является наиболее простым случаем преобразования син- и эпикриогенных толщ. При рассмотрении же деградации и аградации мерзлых толщ особого внимания заслуживает процесс оттаивания мерзлых толщ и образования их вновь. Многократное многолетнее промерзание — оттаивание пород в первом приближении должно приводить к обезвоживанию и уплотнению пород, к уменьшению льдосодержания по разрезу в целом, существенному изменению криогенного строения мерзлой толщи, формированию слоистой мерзлоты и т. д.

Наряду с этим при оттаивании многолетнемерзлых пород нередко наблюдаются специфические посткриогенные деформации. Наиболее типичными представителями их являются псевдоморфозы по повторно-жильным льдам и криотурбации сезонноталого слоя. Оттаивание подземных, особенно повторно-жильных льдов протекает значительно интенсивнее, чем окружающей мерзлой породы. Вытаивание их может происходить как с одновременным заполнением их оттаивающим грунтом и образованием облегающей слоистости внутри псевдоморфоз, так и с запаздыванием процесса заполнения пространства грунтом. В последнем случае возникающие пустоты выполняются блоками и кусками (иногда и мерзлой) породы, что придает строению псевдоморфозы хаотичный характер.

Глава VI

ЭВОЛЮЦИЯ КРИОЛИТОГЕНЕЗА И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ КРИОЛИТОЗОНЫ

ФОРМИРОВАНИЕ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ НА РАЗЛИЧНЫХ СТАДИЯХ КРИОЛИТОГЕНЕЗА

Все месторождения полезных ископаемых подразделяются на эндогенные (магматогенные и метаморфогенные) и экзогенные или седиментогенные [34]. Применительно к осадочным породам интерес представляют месторождения экзогенные (или литогенные). Среди них в соответствии с условиями образования и стадиями литогенетического процесса могут быть выделены следующие группы: выветривания, переноса и континентального осадко-

накопления, бассейнового осадконакопления и послеседиментационного преобразования отложений. Каждая из этих групп в последующем подразделяется на классы месторождений (по генезису включающих полезное ископаемое отложений или по характеру породообразовательного процесса) и подклассы (по механизму образования отложений или полезного ископаемого). Применительно к криогенному типу литогенеза такая генетическая классификация литогенных месторождений полезных ископаемых представлена в табл. 13.

Месторождения выветривания прямым образом связаны с развитием сравнительно маломощных кор выветривания криогенного типа и являются поставщиком минеральной массы для большого числа других разновидностей месторождений (россыпных, осадочных и т. д.). Формирование полезных ископаемых при этом осуществляется в результате физического, химического и биогеохимического выветривания коренных пород и выноса поверхностными и подземными водами или переотложения части этих продуктов мобилизации.

К элювиальным месторождениям полезных ископаемых относятся прежде всего остаточные и переотложенные продукты физического выветривания, значительно опережающего по своей интенсивности химическое выветривание при криолитогенезе и приводящего к формированию мощных щебенчато-мелкоземистых и глыбово-щебенчатых развалов, глыбового элювия и песчано-алевритовых отложений. Это, с одной стороны, широко развитые в криолитозоне месторождения строительных материалов (щебень, песок, высокопылеватые супеси, суглинки, стеновые, дорожные и бутовые строительные камни и др.) и стекольно-керамического сырья (песок, глина), а с другой — элювиальные россыпные месторождения криогенного типа.

Элювиальные россыпи по площади примерно отвечают площадям развития коренных месторождений и состоят обычно из обломочного материала, значительная роль в дезинтеграции которого и высвобождении полезного ископаемого принадлежит процессам криогидратационного выветривания. В разрезе этих россыпей относительно обогащенными ценным минералом оказываются верхние горизонты, что связано с криогенным выпучиванием вверх наиболее крупного обломочного материала.

Элювиальные россыпи золота и алмазов, касситерит-колумбитовые, платиновые и другие россыпи, которые предположительно могли формироваться при участии криогенного фактора, располагаются в настоящее время в области развития мерзлых пород и интенсивно преобразуются под действием криогенных процессов.

Специфические промышленно-кондиционные остаточные месторождения химического и биогеохимического типа выветривания, сформированные в условиях криогенного типа литогенеза, в настоящее время достоверно не известны. Однако это не указывает на принципиальную невозможность их образования, поскольку в коре выветривания криогенного типа прослеживается четкая тен-

Генетическая классификация экзогенных (литогенных) месторождений полезных ископаемых криолитозоны (по В. И. Смирнову с дополнениями)

Группа	Класс	Подкласс
Выветривания	Химического и биогеохимического выветривания	Остаточный (элювиальный) Инфильтрационный
	Физического выветривания	Остаточный (элювиальный) Переотложенный
Переноса и континентального осадконакопления (россыпная и осадочная в путях переноса)	Делювиальный	Солифлюкционный Курумный Коллювиальный
	Пролувиальный	Термозрозионный Селевый
	Аллювиальный	Косовый Дельтовый Пойменный Русловый Террасовый
	Гляциальный	Речных льдов Горных ледников Покровных ледников Моренный Флювиогляциальный
	Эоловый	—
Бассейнового осадконакопления (осадочная)	Озерный	Химический
	Морской и океанический а) глубоководный, б) шельфовый, в) латеральный	Механический Биохимический Теплофизический (ледовый)
Послеседиментационного криогенного преобразования отложений	Эпикриогенный	Собственно криогенных месторождений Аутигенного минералообразования в промерзающих и мерзлых породах Месторождений, сопутствующих эпигенетическому промерзанию
	Синкриогенный	Собственно криогенных месторождений Лёссовых образований Аутигенного минералообразования в ходе циклического промерзания — оттаивания

денция к накоплению и концентрированию ряда типоморфных элементов, соединений и минералов: гидрослюдь, монтмориллонита, кальцита, закисных соединений железа (пирита, сидерита, вианита и др.).

К инфильтрационным месторождениям полезных ископаемых криолитозоны, которые в наибольшей мере присущи гумидным условиям, можно предположительно относить месторождения железа, меди, урана и др. Определяющее значение для них имеют геохимические и механические барьеры, представляющие собой участки с резко пониженными условиями миграции химических элементов, что приводит к их накоплению и концентрированию [34]. Определенным подтверждением этому могут служить данные В. О. Таргульяна [39], обнаружившего, в частности, интенсивное развитие процессов титалферризации в корах выветривания криогенного типа, т. е. образование Ti-Al-Fe-гумусовых иллювиальных горизонтов и зон ретинизации гумуса над мерзлотным водоупором.

Достаточно специфично в криолитозоне протекают и процессы приповерхностного изменения (за счет выветривания) полезных ископаемых. Так, по данным Н. А. Шило [48], в зоне мерзлоты преобразование, например, сульфидных месторождений характеризуется рядом отличительных особенностей. Вертикальная зональность профиля коры выветривания при этом существенно трансформируется. «Железная шляпа» отличается малой мощностью. Для нее характерно присутствие гидроокислов и гидросиликатов с реликтами первичных сульфидов, что свидетельствует о недоразвитости коры и затухании процесса выветривания на промежуточной стадии. Возникают стабильная зона сульфатов и сравнительно мощная зона дезинтеграции и цементации. В профиле коры отсутствует зона вторичного обогащения. Формирование стабильной сульфатной зоны связывается с затрудненным водообменом и слабым выносом сульфатов. Причем повышенная сульфатность прослеживается на весьма больших глубинах (до сотен метров), что установлено в пределах Северо-Востока СССР, Якутии и на Кольском полуострове [48 и др.].

Месторождения полезных ископаемых группы переноса и континентального осадконакопления наиболее ярко представлены россыпными месторождениями, формирование которых происходит вследствие накопления рудных минералов в грубодисперсных отложениях в процессе перемещения материала коры выветривания.

Делювиальные и пролювиальные россыпи формируются в результате смещения по склонам рыхлого обломочного материала под действием гравитационных, селевых, термоэрозионных, солифлюкционных, курумных и других процессов. В них, так же как и в элювиальных россыпях, идет процесс морозного выпучивания крупнообломочного материала, что может приводить к неравномерному распределению по разрезу ценных минералов: наиболее обогащенными оказываются верхние горизонты склоновых отложений. Однако промышленные концентрации полезных ископае-

мых в делювиальных и пролювиальных россыпях криолитозоны практически неизвестны.

Работами Н. А. Шило показано, что криогенный тип литогенеза характеризуется смещением зоны концентрации россыпных месторождений от склонов к рекам и морям, что и обусловило широкое развитие в пределах криолитозоны аллювиальных россыпей (россыпные месторождения Алдана, Якутии, Чукотки и др.). Причем известные в настоящее время аллювиальные россыпи в преобладающем большинстве сконцентрированы и приурочены к долинам северных рек, в то время как вне криолитозоны они почти не развиты. Сравнительно широко распространены также гляциальные месторождения полезных ископаемых. Прежде всего с ними связано формирование гигантских скоплений льда в виде горных и материковых ледников, таящих в себе неисчислимые запасы ценнейшего минерала — пресной воды. Определенное значение имеют и гляциальные россыпи, связанные с моренными или флювиогляциальными отложениями. Некоторые алмазоносные и металлоносные ледниковые отложения являются объектом промышленной эксплуатации. Таковы золотоносные морены Аляски, алмазоносные морены в Бразилии, флювиогляциальные россыпи золота Новой Зеландии, платиновые россыпи Канады и др. Среди биогенных месторождений криолитозоны наиболее развиты месторождения торфов (обычно слаборазложившихся с хорошо сохранившимися растительными остатками) и заторфованных или гумусированных супесчано-суглинистых отложений болот и заболоченных равнинных территорий. Эти отложения, как правило, характеризуются повышенной концентрацией водородных соединений (метан, сероводород), вивианита и болотных руд.

Группа осадочных месторождений полезных ископаемых подразделяется на озерные, морские и океанические. Формирование их может происходить механическим, теплофизическим, химическим и биохимическим путем. Собственно криогенным типом месторождений при этом являются разнообразные виды льда: припайные, паковые и донные льды озерного и морского происхождения, айсберговые и погребенные (обычно перекрытые береговыми отложениями) льды.

Механические осадочные месторождения представлены преимущественно гравием, песком и глиной. Причем главная роль в накоплении осадков в криолитозоне принадлежит терригенному материалу, формирующему разнообразные месторождения строительных материалов. Большое практическое значение при этом имеют озерные и морские пески мономинеральных и полимиктовых разновидностей. Морские пески наиболее сортированы, однородны и пригодны в строительстве. Песчаные осадки в озерах развиты незначительно и представляют собой прерывистые полосы и линзы прибрежных песков. Отсортированы они плохо и в значительной мере заилены.

Химико-биологические осадочные месторождения озер пользуются в криолитозоне весьма широким распространением, поскольку

ку, например, только на территории севера европейской части СССР, характеризующейся развитием криогенного типа литогенеза, насчитывается более 400 000 озер [50]. Среди глинистых минералов озерных осадков (как современных, так и ископаемых озерно-ледниковых ленточных глин) наиболее распространены гидрослюды, хлорит и смешаннослойные образования типа слюда — монтмориллонит и хлорит — монтмориллонит. Причем монтмориллонит нередко занимает одно из первых мест по распространению. Основными типами современных образований в озерах почти повсеместно являются торфянистые и водорослевые сапропели. Среди форм железа в осадках преобладает двухвалентное железо, резкое возрастание содержания которого связывается с одновременным увеличением остаточного органического вещества. Широко распространены озерные (Fe-Mn) и озерно-болотные руды, весьма характерные для озерных отложений севера европейской части СССР [50].

Типично озерные руды (корковой, шаровидной и неправильной форм конкреции) характеризуются значительным содержанием марганца (более 4 %) и железа (до 10 %) и представлены главным образом гидроокислами железа с включением гидроокислов марганца. Размер Fe-Mn стяжений при этом не остается постоянным, изменяясь как по латерали, так и по вертикали. К верху разреза и в сторону мелководья обычно увеличивается содержание марганца и CO_2 в виде гидроокислов марганца и кальциевого родохрозита — марганцовистого кальцита. Железо и фосфор при этом концентрируются в нижних частях разреза.

Озерно-болотные руды, формирование которых связано с кислыми водами торфяников, имеют меньший размер конкреций, массивное строение, повышенное содержание железа (до 50 %) при незначительном содержании марганца (до 2 %) и несколько повышенном — фосфора (до 2 %). Минералогически они представлены гидроокислами железа и железистыми вермикулит-монтмориллонитами. Иногда наблюдаются скопления кристаллов вивианита.

Химические и биохимические осадочные месторождения северных морей и океанов практически не исследованы. Специфика их формирования, по-видимому, может быть связана с низкими положительными температурами донных осадков, а также повышенной растворимостью и выносом части карбонатов и аутигенных силикатов. Основными минералами глин как современных, так и плейстоценовых донных осадков полярных морей являются гидрослюды и монтмориллонит.

В ходе диагенеза морских осадков прослеживается существенное изменение глинистых минералов (бейделлитизация и монтмориллонитизация гидрослюды) и формирование комплекса аутигенных минералов, которые в последующем перераспределяются и стягиваются на локальных участках в конкреции.

Согласно исследованиям И. Д. Данилова [9], при этом формируются обычно сульфиды железа, вивианит, железо-марганцевые соединения и в незначительном количестве карбонаты. Вивианито-

вые конкреции имеют, как правило, шаровидную форму, неровную, бугристую поверхность и размеры до 5 мм в поперечнике. Их наличие свидетельствует о повышенном содержании в осадках органического вещества и существовании на стадии диагенеза резко восстановительных условий. Содержание Fe_2O_3 в вивианитовых конкрециях достигает 40 %, а P_2O_5 — 20 %. Конкреции сульфидов железа характеризуются преимущественно овальной, шаровидной и эллипсоидной формами и размерами до 10 см в поперечнике. Ядро конкреций обычно представлено пиритом и окружено черным аморфным веществом, состоящим из коллоидного сернистого железа (гидротроилит). Химический состав конкреций сульфидов железа полярных бассейнов существенно отличается от таковых, содержащихся, например, в илах тепловодных морей. В ядрах всех конкреций за счет примеси кварца велико содержание SiO_2 (до 60 %). Содержание Al_2O_3 в среднем составляет 4 %, изменяясь от 1 до 9 %, сульфидное железо варьирует в пределах 9—25 %, а сульфидная сера — от 10 до 30 %. Примесь рассеянного органического вещества составляет в среднем 0,5—1 %. Характерные для этих конкреций признаки позволяют говорить об их образовании в условиях восстановительной среды, поддерживаемой за счет рассеянного органического вещества. Окисные железистые и железомарганцевые конкреции встречаются в современных донных илах полярных морей, а также в прибрежно-морских осадках (современных и плейстоценовых) песчаного и песчано-галечного состава с малым содержанием разлагающегося органического вещества. Конкреции обычно имеют шаровидную форму, небольшие размеры (2—5 мм) и более или менее равномерно рассеяны, не образуют существенных скоплений. Содержание Fe_2O_3 в железомарганцевых конкрециях колеблется от 4 до 19 %, а MnO — от 2 до 18 %. Особое место среди микроэлементов в осадках Ледовитого океана ряд исследователей отводит титану, повышенная концентрация которого фиксируется в шельфовой зоне. А. П. Лисицын [24] считает, что немаловажную роль в формировании некоторых химических соединений играет биогенный фактор. Так, например, в Беринговом море существуют большие накопления биогенного аморфного кремнезема (содержание SiO_2 в осадках достигает 25 %), а осаждение $CaCO_3$ осуществляется только биогенным способом (содержание $CaCO_3$ в осадках колеблется от 1 до 4 %).

Группа месторождений послеседиментационного криогенного преобразования отложений может быть подразделена в первом приближении на месторождения эпи- и синкриогенного класса, которые соответствуют бассейновым и континентальным (прерывным и непрерывным) эпикриогенным и континентальным синкриогенным и палеокриоэлювиальным толщам осадочных пород.

При формировании в ходе промерзания эпикриогенных пород могут концентрироваться ряд минералов, образовываться крупные залежи подземного льда и создаваться оптимальные условия для организации ряда сопутствующих процессу промерзания месторождений полезных ископаемых.

Прежде всего здесь следует отметить формирование собственно криогенных месторождений криолитов. Среди них наиболее широко представлены текстурообразующие и жильные или трещинные льды (различной конфигурации и размеров), лед-цемент (более или менее равномерно распределенный в качестве аутигенного минерала по всей массе мерзлой породы), эпигенетические клиновидно-жильные льды (шириной по верху до 5 м и мощностью до 10 м), инъекционные и пластовые залежи льда (протяженностью до сотен метров и мощностью в несколько метров) и др. Немаловажное значение при промерзании осадочных отложений и образовании эпикриогенных толщ имеет также формирование кристаллогидратов (кальцита, мирабиллита, гипса и др.), выпадающих при отрицательных температурах в виде труднорастворимых соединений, и различного рода аутигенных минералов и закисных соединений (спирит, сидерит, марказит, гидрослюда, монтмориллонит, вивианит, уголекислота, метан и др.), характерных для восстановительных условий среды. Одновременно с этим весьма типичны для криолитозоны месторождения криопэггов и газогидратов.

Криопэги — высокоминерализованные отрицательнотемпературные подземные воды, залегающие чаще всего ниже подошвы многолетнемерзлых пород (реже встречаются межмерзлотные криопэги) — формируются в результате отжатия вниз при промерзании легкорастворимых соединений и образования мощных зон, содержащих хлоридные натриевые (реже хлоридные кальциевые и магниевые) рассолы. Это обеспечивает, с одной стороны, резкое повышение их концентрации ниже фронта промерзания (криогенное концентрирование), а с другой стороны, приводит к нарушению обычной гидрохимической зональности подземных вод (когда сразу под мерзлотой залегают минерализованные воды, а ниже располагаются уже пресные воды). Мощность зон криопэггов достигает нескольких сотен метров, а минерализация этих вод изменяется в пределах от 30 до 300 г/л. Наиболее широко криопэги распространены в пределах шельфов северных морей, арктических островов, центральной Якутии и др.

Газогидраты или газы в гидратной форме относятся к твердым кристаллогидратам и представляют собой сложные по структуре соединения природных газов с водой. Формируются они при строго определенных значениях температуры и давления, когда в результате взаимодействия молекул газа и воды оказывается возможным образование специфической решетки кристаллогидрата и переход этого соединения в твердое гидратное состояние. Такой процесс нередко приводит к мощным скоплениям газогидратных залежей.

Основа кристаллической решетки кристаллогидрата построена из молекул воды. Молекулы газа-гидратообразователя размещены во внутренних полостях кристаллической решетки. Сама по себе такая кристаллическая решетка воды (без молекул газа) термодинамически метастабильна и в обособленном виде существовать

не может. В природных условиях наиболее часто эту структуру кристаллической решетки заполняют молекулы метана, этана, сероводорода и углекислоты. Отрицательные и низкие положительные температуры благоприятствуют образованию гидратных залежей на малых глубинах, поскольку в этом случае переход газа в твердое гидратное состояние может происходить уже при пониженных значениях давления, а значит, близко к поверхности. Вне криолитозоны газогидратные залежи формируются чаще всего на глубинах свыше 1 км. В области развития мощной мерзлоты они располагаются обычно несколько ниже подошвы многолетнемерзлых пород, хотя, по-видимому, могут содержаться и в мерзлой толще пород.

Ориентировочная оценка интервала возможного нахождения природных газов в гидратном состоянии ($P-t-H$ -диаграмма) представлена на рис. 64. Как следует из диаграммы, в пределах криолитозоны интервал этих глубин существенным образом зависит от мощности мерзлой зоны, поскольку мерзлота существенно понижает температуру нижележащих талых пород. Широкое развитие неглубоко залегающих газогидратных залежей зафиксировано в последнее время при бурении скважин в Западной Сибири. Причем формирование обычных газовых залежей при наличии газогидратов может осуществляться и без литологической газонепроницаемой крышки. Это связано с тем, что располагающиеся обычно в кровле газовой залежи (ближе к мерзлоте) скопления газогидрата служат естественным газонепроницаемым экраном для струйной миграции свободного газа из располагающейся ниже залежи. Поэтому нередко зоны сочленения океана и криолитозоны, характеризующаясь благоприятными условиями для формирования газогидратных покрышек, служат выгодным резервуаром для скопления значительных объемов природного газа.

Синкриогенный класс месторождений осадочных пород наиболее ярко представлен лёссами и лёссовидными образованиями, характеризующимися повышенной карбонатностью, преимущественным содержанием вторичных пылеватых частиц и преобладанием в его составе среди гидроокислов соединений железа — лимонита. Лёссовые породы и приближающиеся к ним покровные суглинки представляют интерес как стекольно-керамическое сырье и образуются в ходе формирования палеокриозювиальных толщ. Собст-

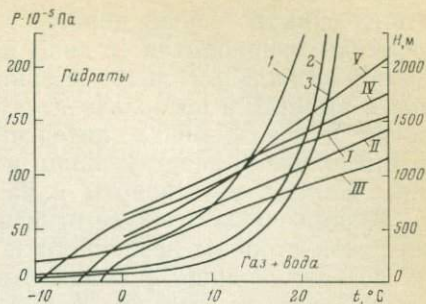


Рис. 64. Определение интервала возможного нахождения природных газов в гидратном состоянии по Г. Д. Гинзбургу и Я. В. Неизвестному, 1973 г.:

1—3 — равновесные кривые образования гидратов природных газов с плотностью (1 — 0,555; 2 — 0,6; 3 — 0,7) в координатах давление — температура; I—V — распределение температуры по глубине H на площадях Енисей-Хатангского прогиба с различной мощностью мерзлой зоны

венно синкриогенные породы характеризуются повышенным содержанием криолитов (в виде мощных скоплений сингенетических повторно-жильных льдов шириной по верху до нескольких метров и высотой в несколько десятков метров), текстурообразующих льдов и льда-цемента, интенсивным накоплением гумусовых веществ по всему разрезу толщи и преобладанием закисных соединений железа, углекислоты и различных водородных соединений.

В заключение следует отметить, что слабая изученность геохимической стороны осадочного породообразования криогенного типа позволила лишь в самой схематичной (а иногда предположительной и даже спорной) форме рассмотреть весьма общие моменты формирования полезных ископаемых криолитозоны. В этом отношении требуются еще серьезные и длительные исследования.

ЭВОЛЮЦИЯ КРИОЛИТОГЕНЕЗА В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Эволюция Земли исчисляется пятью миллиардами лет, и в этой ее истории выделяется четыре крупных этапа, определивших, по существу, современный облик земной литосферы [37]. Это — начальный или азойский ($0,5 \times 10^9$ лет), археозойский (2×10^9 лет), протерозойско-рифейский ($2,5 \times 10^9$ лет) и новейший, или исторический ($0,5 \times 10^9$ лет) этапы развития геосфер и литогенеза. Господствующим типом литогенеза на начальном этапе является вулканогенно-осадочный тип, характеризующийся накоплением на дне океанов лав и масс рыхлого пеплового материала с небольшим содержанием выветрелых терригенных осадков. На втором этапе развития литосферы начинается дифференциация типов литогенеза: гумидного, аридного, вулканогенно-осадочного и ледового или криогенного. Наиболее полно такая дифференциация проявилась на протерозойско-рифейском этапе, к которому относятся первые достоверные ледниковые отложения материкового типа. Расширение площади суши привело при этом не только к оледенениям и образованию специфических отложений криогенного типа, но и к резкому увеличению сноса в океаны кластического и растворенного материала (особенно карбонатов) и преобладанию в целом литогенеза экзогенного характера (гумидного, аридного, ледового) над вулканогенно-осадочным типом литогенеза.

Новейший, или исторический этап развития геосфер и литогенеза характеризуется огромными размерами континентальных массивов и платформенных площадей и образованием наземных флоры и фауны, что привело к резкому возрастанию общей биомассы живого вещества (почти вдвое) и кислорода и существенному увеличению рН и Eh морской воды. Рудный процесс в области развития гумидного и аридного типов литогенеза оказывается прижатым вплотную к континентальным площадям, а в пределах криогенного типа даже заходит на них. Центральные части океанов становятся безрудными. В связи с обилием кислорода в морской воде резко расширяются площади с ярко выраженным двухстадийным аутигенным минералообразованием. Обширное развитие

при этом получает накопление органического вещества не только в осадках морей, но и на континентах. В истории образования CaCO_3 и SiO_2 ощутимо прослеживается подавление хемогенного процесса биогенным. Повышение pH и Eh в морской воде создавало, с одной стороны, благоприятные условия для осаждения фосфоритов, а с другой — привело к заметному снижению интенсивности рудного процесса.

Если рассматривать наиболее существенные черты осадочного породообразования на историческом этапе, то его можно назвать двустадийным закисно-окисным углисто-карбонатно-галогенным, протекавшим под очень интенсивным, не только косвенным, как раньше, но и непосредственным, прямым, воздействием живого вещества [37].

В целом в истории Земли прослеживается прогрессирующий процесс вовлечения в осаждение все более растворимых соединений и вытеснения хемогенной седиментации терригенной и биогенной. Одновременно с этим в связи с увеличением континентальных площадей и их расчлененности возрастала скорость осадкообразования.

Тектоническая эволюция Земли привела, в конечном итоге, к подавлению вулканогенно-осадочного литогенеза и выдвиганию на первый план климатических типов литогенеза: гумидного, криогенного и аридного. Механизм дифференциации и локализации этих климатических типов достаточно сложен и в самых общих чертах определяется характером годового баланса тепла и влаги, т. е. радиационно-тепловым балансом поверхности Земли, и сложной атмосферной циркуляцией воздушных масс. Возникновение и развитие климатических типов литогенеза, таким образом, есть результат общей, астрономически обусловленной, циркуляции атмосферы и связанных с ней превращений фазовых состояний воды. Но в конкретной конфигурации ледовых, гумидных и аридных седиментационных зон, а также в локальных климатических отличиях внутри каждой из них ясно чувствуются чисто земные влияния, воздействие геоморфологии земной поверхности. На площади с гумидным климатом выделяют тропический влажный пояс, субтропический влажный (но с засушливыми сезонами), умеренный влажный, бореальный (высокоширотный). Среди территорий с аридным климатом выделяются субтропические аридные, аридные и умеренные аридные с холодной зимой и т. д. [37]. В соответствии с этим Н. М. Страхов предложил выделение типов литогенеза по параметру влажности — сухости.

Если учесть последние работы геокриологов и литологов, то существующая классификация климатических типов литогенеза может быть детализирована и уточнена следующим образом. В основу выделения климатических типов литогенеза прежде всего, очевидно, следует положить термодинамический или энергетический фактор, прямым количественным выражением которого является распределение по земной поверхности радиационно-теплого баланса.

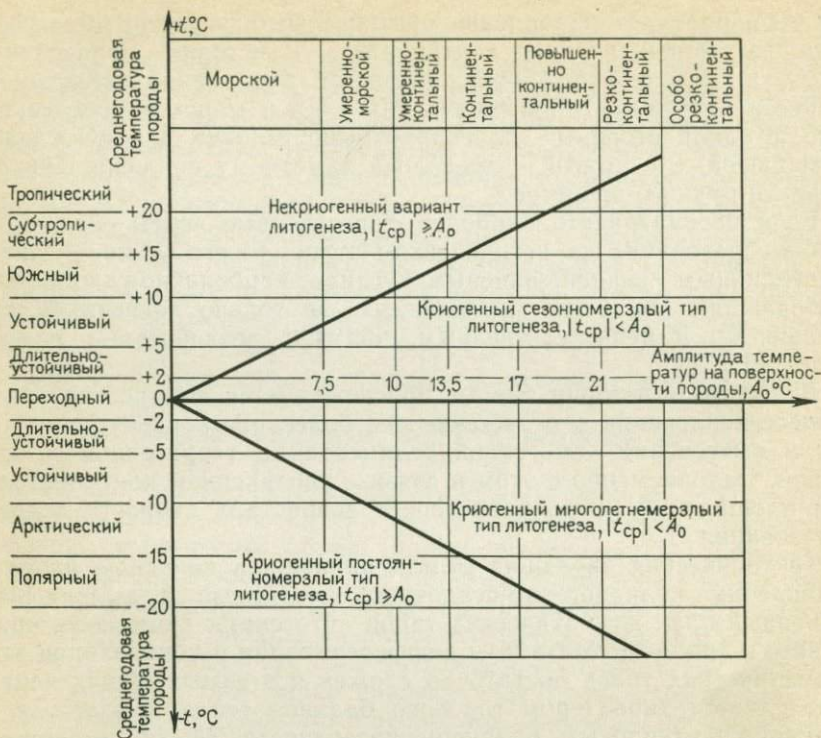


Рис. 65. Варианты, типы и подтипы литогенеза, определяемые радиационно-тепловым балансом земной поверхности

Практически оправдано использование производных этого энергетического баланса: среднегодовой температуры t_{cp} и амплитуды колебания температуры A_0 на поверхности пород. По соотношению t_{cp} и A_0 можно выделить два варианта литогенеза: некриогенный (когда $t_{cp} > 0$ и $|t_{cp}| \geq A_0$, т. е. породы практически не подвергаются сколь-нибудь ощутимому воздействию сезонного промерзания), и криогенный (включающий многолетне- и сезонномерзлые породы). Среди криогенного варианта при этом обособляются три мерзлотных типа литогенеза: постоянномерзлый ($t_{cp} < 0$ и $|t_{cp}| \geq A_0$, т. е. отсутствует практически даже слой сезонного оттаивания), многолетнемерзлый ($t_{cp} < 0$ и $|t_{cp}| < A_0$) и сезонномерзлый ($t_{cp} > 0$ и $|t_{cp}| < A_0$, т. е. когда лишь небольшой верхний слой немерзлой толщи пород подвергается сезонному промерзанию).

Используя разработки В. А. Кудрявцева [20], выделенные типы литогенеза можно подразделить на множество подтипов, исходя из континентальности климата и значений среднегодовых температур (рис. 65). Наименование подтипа литогенеза тогда оканчивается многоступенчатым (например, криогенный постоянномерзлый полярный умеренноморской, некриогенный субтропиче-

ский морской, криогенный многолетнемерзлый периодически появляющийся континентальный, криогенный сезонномерзлый устойчивый повышенно континентальный и т. д.).

Следующим важным моментом в разделении литогенеза должен быть учет массообмена на земной поверхности или водного баланса, определяющего приход z и расход воды (испарение E , подземный и поверхностный сток f , и изменение влагосодержания пород v_w в трех ее фазах):

$$z = E + f + v_w. \quad (6.1)$$

Наиболее часто в практической деятельности пользуются упрощенным вариантом выражения водного баланса: соотношением количества поступающих осадков и величины испарения влаги ($z - E$). Тогда при значении $z - E < 0$ и $f + v_w < 0$ климат считают аридным, а при значении $z - E > 0$ и $f + v_w > 0$ — влажным. По этому показателю в пределах каждого типа литогенеза могут обособляться аридный и влажный виды литогенеза (табл. 14). Причем для постоянномерзлого типа литогенеза влажный климат (при $f \rightarrow 0$) обеспечивает резкое возрастание влагосодержания (v_w). Другими словами, происходит интенсивное накопление снега и формирование ледников. Это — так называемый ледниковый вид литогенеза. Напротив, в аридных условиях постоянномерзлый тип литогенеза характеризуется интенсивным стаиванием льда (например, морского сверху и нарастанием его снизу в результате подмерзания) или интенсивной сублимацией льда из мерзлой породы вплоть до ее перехода в морозную. Этот вид литогенеза может быть назван поэтому ледовым (в пределах Арктического бассейна) или морозным (в пределах континентальных участков).

Вполне очевидно, что литогенетический процесс определяется не только климатическими условиями, а всей совокупностью факторов геолого-географической среды. Он будет по-разному протекать на платформах и геосинклиналях, в условиях их поднятия и погружения, в пределах горных областей и равнинных участков. Поэтому при подразделении литогенеза следует учитывать также тектонический режим и характер рельефа, в значительной мере определяющие денудацию и осадконакопление. С учетом этого могут быть выделены в пределах каждого вида литогенеза разновидности: платформенные (воздымающиеся или погружающиеся) и геосинклинальные и орогенические (воздымающиеся или погружающиеся). Последняя разновидность литогенетического процесса, в отличие от платформенной, характеризуется обычно большими амплитудой и скоростью колебательных движений, значительной мощностью осадочных толщ и сильным проявлением магматизма и вулканической деятельности, интенсивным образованием рудных скоплений, повышенным геотермическим градиентом и специфическим (грубообломочным, полимиктовым) составом пород. В зависимости от характера рельефа континента (суши) или дна океана (моря) можно, по-видимому, выделять разновидности литогенеза в пределах гор, нагорий и межгорных впа-

Принципиальная схема подразделения форм литогенеза (показано в качестве примера)

Вариант литогенеза	Тип литогенеза	Вид литогенеза (влажный, аридный)	Разновидность литогенеза (геосинклинальная, воздымающаяся, бассейновая, горная и др.)	Класс литогенеза (эпикриогенный, палеокриогенный, палеокриогенный и др.)	Форма развития литогенетического процесса
Криогенный	Постоянно-мерзлый	Влажный	Платформенно-погружающаяся, субаквально-континентальная, равнинная	Синкриогенный	Криогенная многолетне-мерзлая влажная платформенно-погружающаяся, субаквально-континентально-равнинная, синкриогенная формация осадочных пород
	Многолетне-мерзлый				
	Сезонно-мерзлый				
Некриогенный					

дин (характеризующиеся интенсивным развитием денудационных и склоновых процессов) и в пределах равнин и плато (характеризующиеся преобладанием аккумуляционных процессов).

При выделении криогенных форм литогенеза и формаций осадочных пород следует учитывать также соотношение процессов осадкообразования и промерзания, соответственно, многолетнего или сезонного, т. е. в какой-то мере оценить криогенную историю формирования осадочных толщ.

Каждая разновидность литогенеза может быть подразделена на классы, учитывающие одновременность (синхронность) процесса многолетнего промерзания и осадкообразования (синкриогенные толщи), одновременность осадконакопления и сезонного промерзания (палеокриозювиальные толщи) и неодновременность многолетнего промерзания и осадкообразования, когда осадки промерзают после завершения осадконакопления, возможно осложненного процессом сезонного промерзания (прерывно- и непрерывно-эпикриогенные и прерывно-эпикриогенные палеокриозювиальные толщи).

Если учитывать все главные факторы, определяющие развитие литогенетического процесса, то в конечном итоге обнаруживается достаточно много разнообразных групп литогенеза, которые могут быть названы формой развития литогенеза (см. табл. 14). Полное название формы при этом учитывает практически все основные геолого-географические условия (рамки, форму или обстановку), в пределах которых протекают качественно одинаковые литогенные процессы выветривания, переноса, осадкообразования и диагенетического преобразования осадочных отложений. По существу, форма литогенеза определяет конкретную генетическую геолого-географическую формацию осадочных пород. Наименование формы развития литогенеза оказывается, однако, сравнительно длинным (например, криогенная многолетнемерзлая аридная платформенно-погружающаяся субаэрально-континентальная горная прерывно-эпикриогенная форма литогенеза или формация осадочных пород). Предлагаемая схема классификации литогенетического процесса нуждается в уточнении и доработке. Однако несомненная необходимость в подобного рода подразделении литогенеза определяется тем, что только на основе такого подхода возможно обоснованное выделение формаций и фаций осадочных пород, а следовательно, и генетическое классифицирование осадочных криогенных, немерзлых, а также бывших в мерзлом состоянии (палеокриогенных или талых) пород.

Размещение типов, видов, разновидностей и форм литогенеза на земной поверхности не оставалось постоянным, каким оно видится в настоящее время, а достаточно существенно изменялось в соответствии с изменением климата. Причем предполагается, что в первую половину геологической истории Земли криогенного и аридного типов литогенеза еще не существовало, поскольку тогда сравнительно слабо были выражены платформенные массивы и континентальные площади, еще весьма велики были дозы радио-

генного тепла, поступавшего снизу, что тормозило климатическую дифференциацию на поверхности Земли.

Поскольку изученность криогенного типа литогенеза пока чрезвычайно слаба и отсутствуют однозначные и строго обоснованные критерии его палеореконструкции (исключая собственно ледниковые отложения), то на сегодняшний день существует сравнительно мало достоверных данных, подтверждающих развитие в древние эпохи этого типа осадочного породообразования. Доказательством развития этого типа на поверхности Земли служит в основном обнаружение районов распространения древних материковых оледенений и их моренных отложений и установление явлений механического отрыва пород ложа, механического переноса и обработки обломочного материала и механического отложения его после таяния льда.

Из докембрийских оледенений надежно датируется лишь протерозойское — гуронское (Северная Америка) и рифейское (Центральная Африка). Нижнепалеозойское (девонское) оледенение было приурочено к Центральной и Южной Африке. Помимо этого, следы его обнаружены в Южной Америке (Бразилия). В верхнем палеозое (карбон) достоверно фиксируются ледниковые отложения материкового (Южная Америка и Южная Африка) и горного (Индия, Австралия) типов. Известны также мощные оледенения в перми и кембрии.

Согласно Н. М. Страхову [37], климатические зоны Земли в нижнем и верхнем палеозое были значительно смещены относительно современных. Экватор проходил в пределах Американского континента, намного южнее современного. Был значительно смещен и южный полюс, располагавшийся вблизи южной оконечности Африканского континента. Иначе размещались северная и южная аридные зоны и разделяющая их тропическая влажная зона. На более высоких древних широтах располагалась северная умеренновлажная климатическая зона. Африка при этом практически целиком должна была располагаться в области криогенного типа литогенеза, характеризуясь в южной части развитием криогенно-ледникового литогенеза.

В течение среднего и верхнего мезозоя (юра, мел) и всего кайнозоя расположение климатических зон на Земле в основном соответствовало современному. Механизм возникновения климатических типов литогенеза, очевидно, не должен был принципиально отличаться от современного. Предполагается, что криогенный тип литогенеза в мезозое и кайнозое был недостаточно распространен, захватывая в основном лишь высокие широты и области высокогорья. Наиболее достоверно его развитие датируется в пределах четвертичного периода, поскольку ледниковые отложения или признаки материковых оледенений сравнительно хорошо сохранились в Северной Америке и Евразии. В течение этого периода фиксируется неоднократное чередование ледниковых эпох с межледниковыми (теплыми).

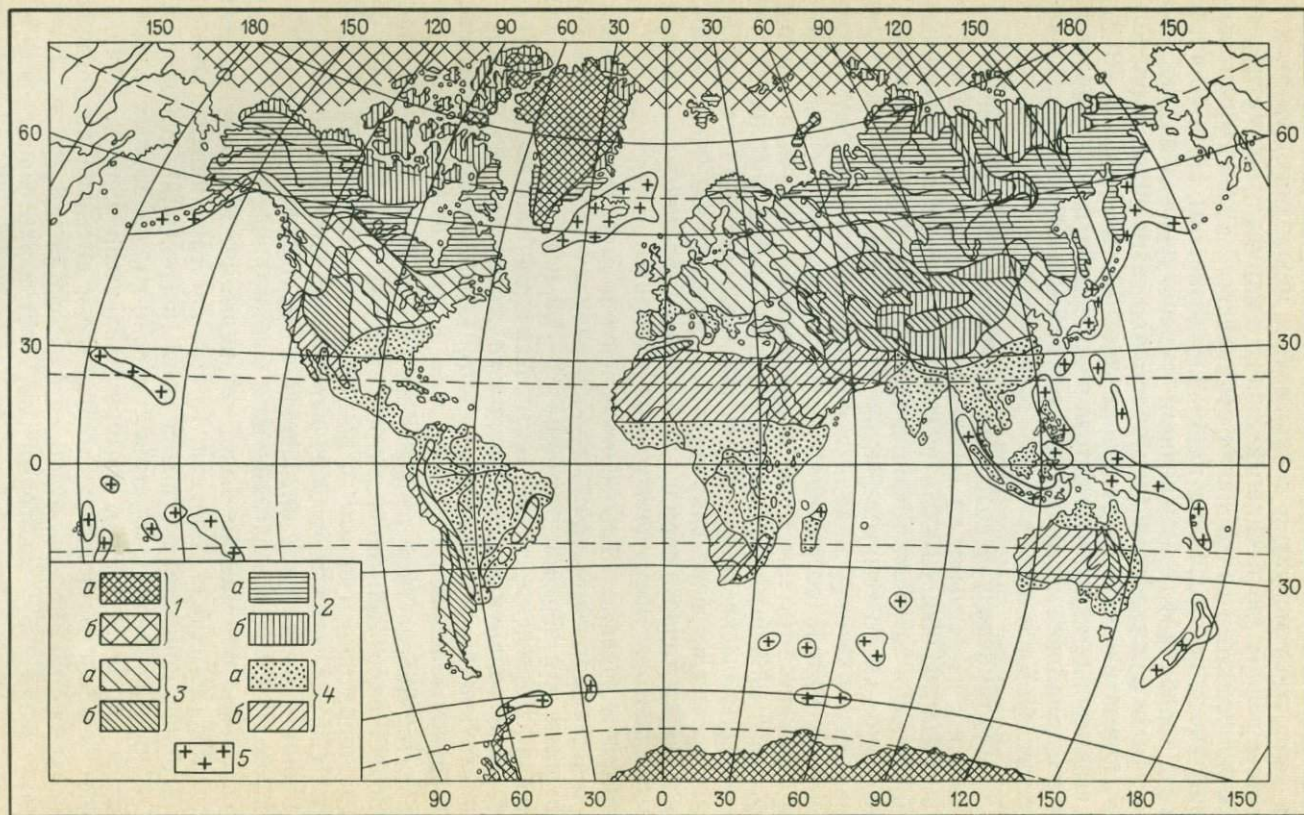
Эпохи оледенения сопровождались некоторым понижением средней вековой температуры на 5—7 °С (ориентировочные значения разности температур ледниковой и межледниковой эпох) и соответствующим увеличением влажности климата. Климатические колебания при этом связывают с периодическим колебанием излучающей способности Солнца на 1—2 % (известны 11- и 40-летние периоды колебаний), с изменением температуры вследствие изменения наклона земной оси (что приводит к изменению в расположении климатических зон через каждые 20 тыс. лет, $T=40$ тыс. лет), с изменением эксцентриситета земной орбиты (обуславливающего максимальное и минимальное удаление Земли от Солнца, $T=92$ тыс. лет) и т. д.

В целом температура поверхности Земли постоянно циклически изменяется с известными на сегодняшний день периодами в 4, 11, 40, 300, 1800, 21 000, 40 000 и 92 000 лет. На эти астрономически обусловленные изменения температуры накладывается также и значительное число земных факторов. В результате на Земле чередовались эпохи похолоданий и потеплений климата, что проявлялось в смещении географических поясов, изменении размещения типов литогенеза (в том числе и криогенного типа) и в периодической частичной аградации и деградации мерзлых толщ в плейстоцене. Циклические изменения в размещении типов криолитогенеза протекали на фоне направленного увеличения темпа похолодания в четвертичном периоде. Постоянно повышались суровость и частота повторяемости периодов похолоданий.

Наиболее древние следы многолетнего промерзания зафиксированы в нижнем плейстоцене (700—360 тыс. лет тому назад), а возможно даже и в верхнем плиоцене (1—1,5 млн. лет тому назад), в пределах Колымской низменности, Аляски и Канады. В среднем плейстоцене обнаруживается несколько климатических ритмов и соответствующих им ледниковых эпох (днепровское, московское и самарское оледенения).

Развитие многолетнемерзлых толщ (т. е. криогенных постоянно и многолетнемерзлых типов литогенеза) захватывало весьма обширные территории (вплоть до 55—56° с. ш.). Для верхнего плейстоцена (70 тыс. лет тому назад) характерно наступление мощного похолодания (валдайское оледенение в европейской части СССР, зырянское и сартанское оледенения в Сибири).

Валдайское оледенение было, по-видимому, наиболее продолжительным (до начала голоцена, 10 тыс. лет тому назад). Оно сопровождалось понижением уровня моря (регрессией), его оледенением и интенсивным накоплением озерно-аллювиальных толщ с мощными сингенетическими повторно-жильными льдами. Начиная с голоцена происходят резкое потепление и интенсивная деградация мерзлых толщ вплоть до климатического оптимума (8—4 тыс. лет тому назад), после которых наступает верхнеголоценовое похолодание и расширение области распространения криогенного типа литогенеза.



Современное распределение типов литогенеза на земном шаре представлено на рис. 66. Карта-схема составлена на основе разработок Н. М. Страхова с учетом дополнений по классифицированию криогенного типа литогенеза, представленных в настоящем разделе. Несмотря на схематичность, карта-схема показывает размещение основных криогенных, а также некриогенных типов и видов современного литогенеза и открывает пути дальнейшего более строгого и детального картирования разновидностей осадочного породообразования.

В целом процесс осадочного породообразования подчиняется всем основным законам диалектического развития и характеризуется спиралевидным характером, поднимаясь с каждым витком спирали на более высокую ступень. В этом заключается, с одной стороны, направленность литогенетического развития, а с другой — необратимость эволюции литогенеза в истории Земли.

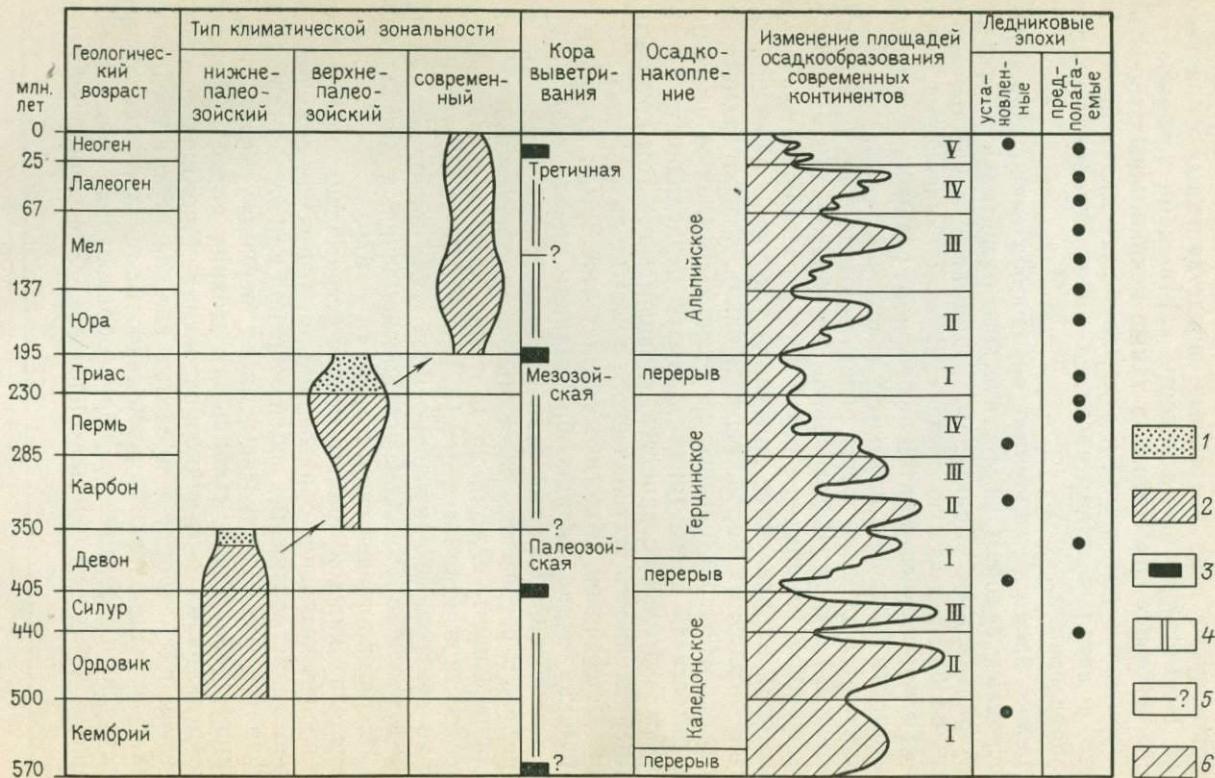
Различают несколько форм развития осадочных (в том числе и криогенных) пород: направленное преобразование каждой осадочной породы, изменение в связи с этим состава и строения осадочных толщ, направленное изменение условий образования каждого типа осадочных пород, периодичность и необратимость эволюции осадкообразовательного процесса и др. Особое место в эволюции литогенеза и его типов занимает периодичность развития осадкообразовательного процесса, главным моментом которого является периодичность тектонического развития литосферы.

В послерифейской геологической истории Земли известны три тектонических этапа складкообразования: каледонский, герцинский и альпийский. Каждый этап разбивается на три—пять волн трансгрессий и регрессий, связанных с орогеническими фазами. Продолжительность каждой из 13 таких волн оценивается в несколько десятков миллионов лет [37].

Эти колебательные движения земной коры приводили к существенному изменению площадей осадконакопления, а следовательно, и соотношения площадей суши и моря (рис. 67).

В пределах каждой трансгрессивно-регрессивной волны происходило последовательное образование пяти динамических комплексов пород, характеризующих собой основной или элементарный осадочный ритм. Это — комплексы пород периода пенепленизации, нарастания трансгрессий, стабильного стояния морей и озер, подводного вулканизма и складкообразования. Многократное повторение такой ритмичности в пределах каждой волны убедительно указывает на существование периодичности тектонического характера в эволюции осадочного породообразования (тектоническая периодичность литогенетического процесса). Эта периодичность не-

Рис. 66. Карта-схема размещения климатических типов современного литогенеза: 1 — криогенный постоянномерзлый (*а* — ледниковый, *б* — ледовый вид); 2 — криогенный многолетнемерзлый (*а* — влажный, *б* — аридный вид); 3 — криогенный сезонномерзлый (*а* — влажный, *б* — аридный вид); 4 — некриогенный (*а* — влажный, *б* — аридный вид); 5 — вулканогенно-осадочный тип литогенеза



избежно вызывала, в свою очередь, периодичность в развитии целого ряда других геолого-географических процессов и явлений.

Так, в период складкообразования и пенеппленизации резко возрастает площадь суши, что, с одной стороны, обуславливает интенсивное развитие кор выветривания, а с другой — вызывает понижение температуры и возникновение оледенений. В качестве примера можно указать, что увеличение размера поперечника суши свыше 600 км приводит к резкому (на несколько десятков градусов) понижению зимней температуры дневной поверхности (рис. 68). Причем если покрывающий поверхность снежный покров не успел растаять в теплое время, то он, повышая альбедо поверхности, провоцирует резкое похолодание. Ледниковый же покров, постепенно увеличиваясь в размерах, способен понизить температуру воздуха над собой и вокруг себя на 10—20 °С.

Исходя из этого эпохи оледенений (или весьма резких похолоданий) следует увязывать с образованием мощных кор выветривания, с началом каждого из трех тектонических этапов складкообразования, а соответственно, с началом каждой из 13 волн трансгрессий и регрессий, т. е. с эпохами перестройки тектонического режима. Следуя такой закономерности, можно допустить возможность существования даже более 13 материковых оледенений в послеледниковое время (см. рис. 67) или, по крайней мере, предполагать наличие при этом существенных периодических колебаний температуры и климата (рис. 69), что могло обеспечивать неоднократные и значительные изменения в площади распространения криогенного типа литогенеза на земной поверхности. Причем постоянное (пусть даже небольшое по площади развития) существование криогенного (по крайней мере сезонномерзлого) типа литогенеза на Земле, по-видимому, нельзя исключать на протяжении всего послепалеозойского времени.

Недостаточное число подтверждений этого, очевидно, связано со слабой изученностью криолитогенеза вообще и палеомерзлотных признаков и критериев в частности, а также со сравнительно плохой сохраняемостью в течение длительных геологических периодов следов и форм проявления криогенного типа литогенеза, таких, как ледниковые отложения, псевдоморфозы по жильным льдам, криотурбации и отдельные формы пластических деформаций осадочных пород мерзлотного генезиса.

Основываясь на изложенном выше материале, можно говорить о существовании периодичности осадкообразовательного процесса,

Рис. 67. Положение эпох мощного корообразования и оледенения в геологической истории Земли и их соотношение с климатической зональностью и тектонической периодичностью литогенетического процесса (по Н. М. Страхову и В. П. Петрову, с дополнениями и уточнениями):

1 — время перестройки климатической зональности; 2 — время существования определенного типа климатической зональности; 3 — эпохи мощного корообразования; 4 — время образования маломощных кор выветривания; 5 — недоказанные (предполагаемые) эпохи мощного корообразования; 6 — площади бассейнового осадконакопления; I—V — волны трансгрессий и регрессий

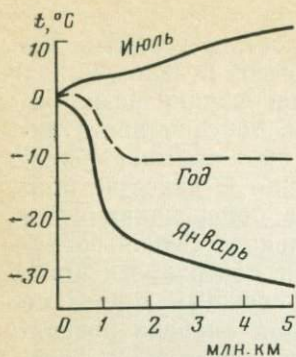


Рис. 68. Изменение температуры в зависимости от увеличения размера суши (по К. К. Маркову, 1960 г.)

обусловленной причинами тектоно-криогенной природы. Схематично эта тектоно-криогенная периодичность в эволюции литогенеза представлена на рис. 69.

Периодичность развития осадочного породообразования может быть также связана и с периодичностью собственно криогенного процесса, вне прямой зависимости от развития тектонических процессов (криогенная периодичность эволюции литогенеза).

Причинами ослабления или усиления интенсивности процесса криолитогенеза может служить направленное развитие самого осадочного процесса, вызывающее обмеление и зарастание водоемов и превращение их в сушу, изменение альбедо поверхности в результате деятельности процессов выветривания и переноса и изменение темпера-

турного режима пород в ходе седиментогенеза и диагенетических процессов экзо- и эндотермического характера и др.

Однако наиболее важным моментом остается, естественно, периодичность изменений климата астрономической природы. Наложение при этом друг на друга разнопериодных температурных колебаний приводит к весьма сложному характеру результирующей кривой температуры поверхности, обнаруживающей тем не менее четко выраженную периодичность в развитии потеплений и похолоданий, а следовательно, и криолитологического процесса.

Вполне понятно, что собственно криогенная периодичность является периодичностью более высокого порядка по сравнению с тектоно-криогенной, которая определяет развитие наиболее мощных периодов потеплений — похолоданий, связанных с эпохами оледенений. В пределах же этих эпох и между ними возможны существенные колебания температуры, приводящие лишь к явлениям аграции и деградации мерзлоты и к сокращению или увеличению площадей развития и размещения криогенного типа литогенеза. Другими словами, собственно криогенная периодичность осадочного процесса накладывается на тектоно-криогенную с меньшими периодами колебания температуры дневной поверхности Земли.

По-видимому, асинхронными по отношению к температурным являются периодические колебания количества выпадающих осадков, именующиеся климатическими ритмами Брикнера. На примере Забайкалья советскими почвоведомы (О. В. Макеевым, А. С. Керженцевым и др.) показано, что развитие климатических колебаний 12-летнего периода приводит к циклическому режиму формирования почв. В течение летнего периода существования степного (жаркого и сухого) климата бывшие мерзлотно-луговые почвы развиваются по типу черноземов (ухудшается водный режим, снижается биологическая активность почв и гумусонакопление, замедляется геохимическая миграция элементов и т. д.). В по-

следующие пять — шесть лет цикла, при холодном и влажном климате, уменьшается глубина сезонного оттаивания и промерзания, выносятся мелкозем и накопившиеся химические элементы, происходит оглеение и развитие почв по луговому типу. Асинхронные температурные и влажностные климатические ритмы Брикнера, очевидно, должны прослеживаться и для четырех-, сорока-, трехсотлетних и более высокого порядка периодов температурных колебаний.

Тектоно-криогенная и собственно криогенная периодичность осадочного породообразования на протяжении геологической истории Земли не является строгим повторением одних и тех же циклов, а приводит к направленному (неповторимому) изменению в развитии осадочного процесса в соответствии с направленным изменением условий формирования криогенного типа литогенеза. Это является частным проявлением более общего закона литогенеза — необратимости эволюции осадкообразования в истории Земли, определяемой необратимой эволюцией атмосферы и гидросферы [37].

В начальный период истории Земли преимущественно был развит вулканогенно-осадочный и гумидообразный типы литогенеза. С разрастанием платформ за счет геосинклиналей и увеличением континентальных площадей (суши) про-

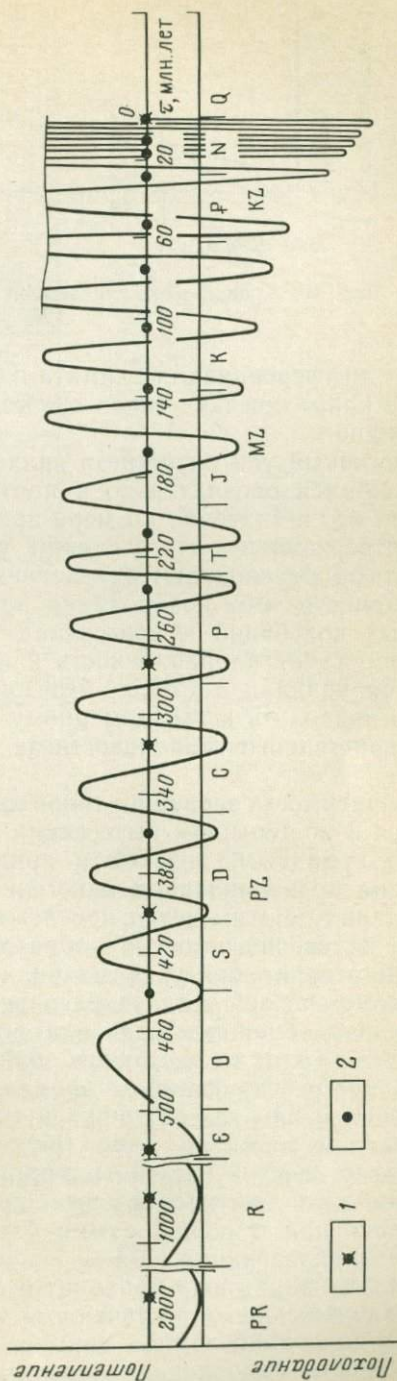


Рис. 69. Повторяемость ритмов мощного потепления—похолодания (эпох оледенения) климата в послеледниковой истории Земли (тектоно-криогенная периодичность):
1—2 — ледниковые эпохи (1 — установленные, 2 — предполагаемые)

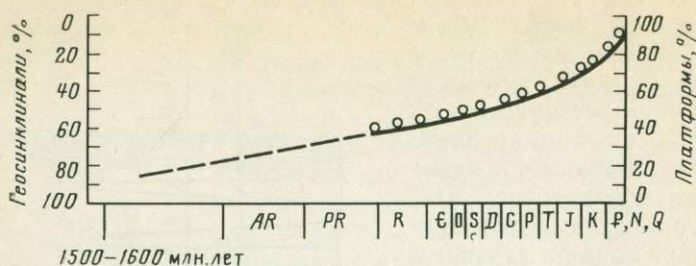


Рис. 70. Кривая развития земной коры (по Н. С. Шатскому, 1965 г.)

исходит дифференциация климата на Земной поверхности и формирование климатических типов литогенеза: вначале гумидного, а затем аридного.

Криогенный тип литогенеза является наиболее молодым, сформировавшимся окончательно в протерозое и приобретающим все больший вес и значение по мере приближения к современной эпохе. Подтверждением этого служит ужесточение климата и сгущение ритмов похолоданий (оледенений), т. е. увеличение частоты повторяемости эпох похолодания при сокращении периода температурных колебаний и повышении суровости климата. Особенно отчетливо такая направленность климатического процесса прослеживается начиная с конца мезозойской эры (см. рис. 69), что должно приводить к закономерному повышению частоты встречаемости криогенного типа литогенеза на последних этапах истории Земли.

Необратимость эволюции типов литогенеза, таким образом, проявляется в постепенном вытеснении вулканогенно-осадочного типа вначале гумидным, а затем и аридным, и, наконец, намечается тенденция превалирования криогенного типа литогенеза над другими. Наряду с этим четко прослеживается переход от преимущественно хемогенного способа образования бассейновых осадков к хемогенно-терригенному, а начиная с кайнозоя — к терригенно-биогенному способу осадкообразования. Связано это с постоянным увеличением общей площади платформ, а также переходом биоса на сушу и резким возрастанием общей биомассы живого вещества.

Так, прогрессирующий во времени рост платформ за счет присоединения к ним геосинклиналей сопровождался и значительным расширением массивов суши (рис. 70), что способствовало как усиленному сносу в бассейны терригенного материала, так и возрастанию доли континентальных, преимущественно грубодисперсных отложений в общей сумме бассейновых и континентальных осадочных образований [37].

К такому же выводу приходит и Л. Б. Рухин [32], основываясь на предположении о постепенном увеличении амплитуды вертикальных колебаний земной коры по мере ее развития. В результате скорость накопления осадочных толщ в послепалеозойское

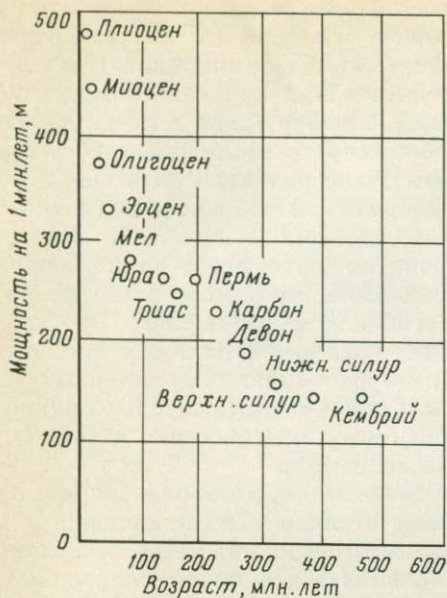


Рис. 71. Максимальные мощности отложений, образующихся в течение 1 млн. лет в осадочных толщах различного возраста (по Джилюли)

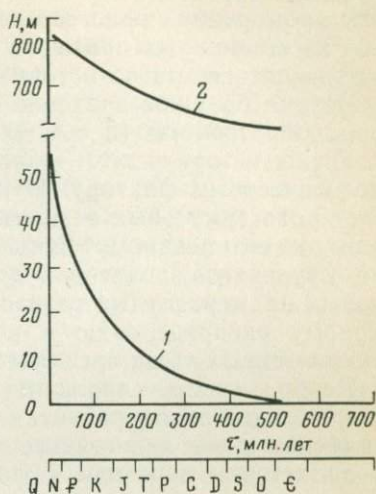


Рис. 72. Ориентировочный характер изменения максимальной мощности синкриогенных (1) и эпикриогенных (2) толщ осадочных пород на историческом этапе развития литогенеза

время прогрессирующе возрастает с 0,1 до 0,7 мм/год (рис. 71), а их состав характеризуется все большей пестротой минерального состава и грубодисперсностью. Если при этом принять, что скорость континентального осадкообразования столь же резко увеличилась (почти на порядок), то современные синкриогенные толщи (например, субаквально-континентальные породы) должны быть почти на порядок более мощными по сравнению с таковыми кембрийского периода (рис. 72). При этом оценочном расчете принималось (как и при оценке мощных современных синкриогенных толщ, см. гл. V), что максимальная продолжительность полупериода непрерывного существования отрицательных температур на поверхности Земли в докайнозойскую эру составляла не более 100 тыс. лет, а скорость накопления осадков уже, естественно, не 1 мм/год, а 0,1 мм/год.

Следовательно, кембрийские синкриогенные породы должны были характеризоваться чрезвычайно малой мощностью, не превышающей первого десятка метров. Основным представителем криогенных образований тогда, очевидно, являлись эпикриогенные толщи бассейновых и континентальных отложений.

Появление в послепалеозойское время синкриогенных толщ осадочных пород и прогрессирующее усиление их значимости и роли в общем литогенезе (т. е. переход к формированию как по площади, так и в разрезе преимущественно полигенетических по типу промерзания криогенных толщ) подтверждает в качестве одного из возможных примеров необратимость эволюции криогенного типа литогенеза на историческом этапе развития литосферы.

Весьма большое значение в необратимой эволюции осадочного породообразования (в том числе и для криогенного типа литогенеза) на историческом этапе развития литосферы принадлежит биологическому фактору. В криолитозоне при этом резко возрастает роль гумусовых веществ и особенно фульвокислот. Это приводит к интенсивному накоплению органо-минеральных соединений (фульватов, хелатов и др.) и образованию гумусово-иллювиальных надмерзлотных горизонтов, а также к относительно равномерному распределению и повышенному содержанию в разрезе синкриогенных толщ органического вещества.

Необратимость эволюции осадочного породообразования на историческом этапе развития Земли в связи с возникновением и усилением роли криогенного типа литогенеза наиболее отчетливо проявляется в переходе к формированию все более полигенных, полидисперсных, обломочных, слабо сортированных и сильно влажных (льдистых) осадочных образований мерзлотного типа, преимущественно мезомиктового (кварц, полевой шпат, кальцит, гидрослюда, монтмориллонит и др.) и песчано-алевритового (песок, крупная пыль) состава.

Обусловленные процессами промерзания — оттаивания отложений и специфическим диагенезом мерзлотного типа, резко интенсифицируются: карбонатизация (образование кальцита) и сульфатизация (образование мирабилита и гипса), криогенное «опреснение» порового раствора мерзлых пород и криогенное концентрирование (за счет легкорастворимых солей) подмерзлотных вод, формирование криопэггов и обратной гидрохимической зональности подземных вод, образование газогидратов и т. д. Особое значение в связи с этим приобретает возникновение нового аутигенного минерала — льда, значительные скопления которого приводят к образованию специфических мономинеральных пород — криолитов (полигонально-жилые, инъекционные, глетчерные и другие типы льдов), криолитов (высокольдистые полиминеральные породы — криогенные конгломераты, льдобрекчии и т. д.) и криоэлювиитов (лэссы, покровные суглинки, нивальный мелкозем и др.). Два последних класса пород представляют собой полиминеральные криогенные осадочные породы.

Железородный процесс в криолитозоне в современную эпоху практически целиком происходит в прибрежной части водоема стока и имеет четко выраженную тенденцию к смещению его на континент. Это связано с рядом направленно развивающихся процессов. Прежде всего мерзлые породы на континенте характеризуются повышенным содержанием углекислоты, отчетливо проявляю-

щей восстановительной обстановкой и кислой средой, что создает благоприятные условия для разложения силикатов, миграции обычно труднорастворимых элементов Fe, Al, Ti, P, Mg, Zr и других и образования различного рода закисных соединений железа и глеевых горизонтов. Наиболее характерными минеральными образованиями при этом являются: сидерит, вивианит, марказит, пирит, шамозит, глауконит, гидрослюды, монтмориллонит, бейделлит и различные водородные соединения (метан, фосфоритистый водород, сероводород). Одновременно с этим в связи с сильным проявлением физического выветривания (криогидратационного типа) и интенсификацией склоновых процессов (мерзлотного типа) среди осадочных образований в криолитозоне преобладают россыпные (элювиальные, солифлюкционные, аллювиальные и др.), преимущественно континентального генезиса, месторождения полезных ископаемых.

Литогенетический процесс в криолитозоне характеризуется также и целым рядом других специфических черт, ведущих к его отличию от немерзлых типов литогенеза, а в конечном итоге, к необратимости эволюции осадочного породообразования в истории Земли. Это дискретность, периодичность литогенетического процесса в годичном аспекте, формирование специфических маломощных обломочных кор выветривания криогенного типа с Ti-Al-Fe-гумусовыми горизонтами и гидрослюдисто-монтмориллонитово-бейделлитовыми зонами, образование типично мерзлотных глеевых почв, более интенсивное накопление склоновых и аллювиальных отложений при преобладании физического выветривания над химическим, формирование полигенетических (синкриогенных и эпикриогенных) мерзлых толщ сложного строения с резко выраженной отличительной криогенной текстурой и структурой мерзлых пород и наличием крупных включений льда и многое другое, что уже было рассмотрено в предыдущих главах.

ОСОБЕННОСТИ КРИОЛИТОГЕНЕЗА НА ДРУГИХ ПЛАНЕТАХ

Космическое пространство Вселенной, температура которого близка к абсолютному нулю, представляется царством холода. Размещающиеся в этом пространстве планеты и их спутники, астероиды и другие твердые тела должны, естественно, находиться в термодинамическом равновесии с окружающей космической средой. Поэтому, как неоднократно отмечал В. А. Кудрявцев, существование планет криогенного типа является правилом космического пространства, а планеты некриогенного («теплого») типа — такое же исключение, как и жизнь во Вселенной. В связи с этим планеты и другие твердые космические тела Вселенной в своем преобладающем большинстве должны являться криогенными, т. е. характеризоваться развитием отрицательных (по шкале Цельсия) температур и существованием мерзлых, морозных или переохлажденных горных пород. Мерзлые породы при этом должны содержать в своем составе лед — твердую фазу преобладающего в атмо-

сфере и литосфере трехфазного вещества, ответственного за развитие физических и химических литогенетических процессов и составляющего, по И. Я. Баранову [2], материальную основу криогенного процесса.

Таким широко распространенным и химически активным веществом на Земле, проникающим в другие соединения, минералы и горные породы внешних ее оболочек и способным как находиться одновременно в трех фазах (твердая, газообразная и жидкая фазы), так и в ограниченных теплоэнергетических пределах изменять свое агрегатное состояние в результате фазовых переходов, является вода. Процессы энерго- и массообмена, определяющие фазовые переходы вода — лед (замерзание — оттаивание), лед — пар (сублимация — аблимация) и вода — пар (испарение — конденсация), составляют при этом физическую сущность криогенного процесса водного типа.

В условиях других планет и космических тел материальной основой криогенных явлений, помимо воды, могут являться: углекислота, метан, аммиак, водород и др. Их распространение на той или иной планете в свободном или физически связанном состоянии находится в зависимости от стадий и условий развития планеты, космических и планетарных параметров, удаленности от Солнца и др. [2]. В пределах Солнечной системы можно различать планеты, характеризующиеся развитием криогенного процесса водного (Земля), углекислотно-водного (Марс, Венера), водородно-водного (Юпитер) и водородно-аммиачного (Сатурн) типов. Соответственно, различные планеты будут характеризоваться разными значениями температуры кристаллизации преобладающего трехфазного вещества литосферы. Поэтому температурный интервал, в пределах которого возможно существование мерзлых пород, является строго определенным и сугубо специфичным для каждой планеты.

По условиям развития мерзлых пород и размещению их на планетах можно выделять ряд сообществ, классов, групп и разновидностей планет, их спутников, малых планет (астероидов) и других космических тел (кометы, метеоры, скопления космической пыли). Первостепенное значение при таком классифицировании имеет поток тепла из недр к поверхности космического тела (q) и поступление к нему потока тепла извне (Q).

В зависимости от состояния ядра планеты (холодное или горячее) и происходящих внутри планеты физических и химических экзо- и эндогенных термодинамических процессов и реакций можно в первом приближении выделить планеты с отсутствием ($q=0$) или наличием ($q>0$) потока тепла из недр к поверхности планеты. В зависимости от поступления к космическому телу тепла от Солнца (радиационный поток тепла — солнечная коротковолновая радиация) или от другого космического тела (поток тепла за счет длинноволнового излучения) можно выделять планеты с отсутствием ($Q=0$, при далеком расположении планеты от Солнца и других источников теплового излучения) и наличием малого ($Q>0$)

или большого ($Q \gg 0$, при близком расположении от планеты внешних источников тепла) потока тепла к ним извне.

Различное сочетание вышеотмеченных параметров теплового баланса приводит к формированию разнообразных вариантов размещения мерзлых пород и криогенного типа литогенеза на планетах и космических телах (табл. 15). При этом обособляется полностью криогенное, неполно-криогенное, глубинно-криогенное, непрерывно-поверхностно-криогенное, прерывно-поверхностно-криогенное, частично криогенное (с поверхности) и полностью некриогенное сообщество планет космических тел.

Если учитывать еще и соотношение периодов вращения планеты вокруг своей оси $\tau_{вр}$ и обращения планеты около Солнца $\tau_{обр}$ или обращения спутника около планеты, то можно выделить классы планет и их спутников с симметричным ($\tau_{вр} > \tau_{обр}$) или квазисимметричным ($\tau_{вр} < \tau_{обр}$) размещением мерзлых пород на этих космических телах и асимметричным размещением ($\tau_{вр} = \tau_{обр}$), когда мерзлые породы располагаются только на ночной стороне планеты или спутника. Для планет симметричного типа характерны суточные (дневные и ночные) колебания температуры с периодом меньше годового периода обращения космического тела около внешнего источника излучения. Для планет квазисимметричного типа суточные колебания оказываются уже более существенными и значительными, чем годовые (сезонные) колебания температуры (если таковые имеют место). Поэтому слой суточного оттаивания — промерзания поверхностных пород для этих планет будет иметь большую мощность и длительность существования, нежели слой годового промерзания — оттаивания или колебания температуры. Таким образом, учет характера теплового баланса (соотношения величин внутреннего и внешнего тепловых потоков и специфики обогрева планеты за период ее вращения) позволяет выделить десять классов планет, резко различающихся по криогенному строению, т. е. особенностям залегания (по глубине) и распространения (по поверхности) мерзлых или морозных пород в пределах планет и космических тел (см. табл. 15).

Весьма существенными признаками классифицирования литогенеза на планетах и космических телах являются также особенности и характер водного (углекислотного, водородного, аммиачного и др.) баланса планеты, наличие или отсутствие жидкой фазы вещества, ответственного за физико-химические преобразования материнских и осадочных пород, преобладающий вид фазовых переходов этого вещества и др. Все эти признаки могут быть учтены (хотя и не в полной мере) посредством разделения планет и космических тел на безатмосферные и содержащие атмосферу.

Планеты, содержащие атмосферу, характеризуются равновесным или квазиравновесным характером баланса преобладающего трехфазового вещества, совершающего замкнутый цикл (круговорот) перехода из жидкого или твердого состояния в газообразное и, наоборот, из газообразного состояния в жидкое и твердое. Раз-

реженная атмосфера при этом начинает формироваться в условиях уменьшения (например, относительно Земли) значения силы тяжести и параболической скорости планет за счет утекания в космическое пространство вначале легких, а затем и тяжелых газов. В конечном итоге планета может целиком потерять атмосферу и характеризоваться интенсивной дегазацией и существенным иссушением (в результате испарения или сублимации) поверхностных пород литосферы.

Безатмосферные планеты характеризуются расходным характером баланса преобладающего в литосфере трехфазного вещества. В зависимости от наличия на планете преимущественно твердой, жидкой или газообразной фазы этого вещества происходит развитие и формирование, соответственно, ледникового или ледового, влажного или аридного и морозного или сухого видов литогенетического процесса.

Устойчивость мерзлых пород и криогенного типа литогенеза на планетах и космических телах в значительной мере определяется характером их орбиты и периодической удаленностью от Солнца или источника излучения. В случае круговой орбиты космическое тело будет характеризоваться криогенно-устойчивым, а при сильно вытянутой эллиптической орбите — криогенным периодически устойчивым типом развития мерзлых пород. При приближении космического тела к источнику излучения будет наблюдаться уменьшение мощности и площади развития мерзлых толщ, а при удалении от него — соответствующее ужесточение мерзлотных условий. Периодически устойчивый режим мерзлых пород наиболее отчетливо должен проявляться, например, на таких малых планетах, как Адонис и Аполлон (которые подходят к Солнцу даже ближе Венеры и удаляются от него, почти достигая в афелии орбиты Юпитера), и на кометах с большим эксцентриситетом орбит и периодом обращения в сотни и тысячи лет. При чрезвычайно вытянутых эллиптических (кометы) или гиперболических (метеоры) орбитах космических тел с периодически устойчивым режимом развития мерзлых пород можно говорить уже не о криогенных разновидностях планет, а о возможности перехода их в рамках вышеприведенной классификационной схемы из одного криогенного сообщества в другое (например, от полностью криогенного к глубинно-криогенному или прерывисто-поверхностно-криогенному характеру размещения мерзлых пород). И, наконец, в зависимости от угла наклона α оси вращения планеты или спутника к плоскости орбиты могут быть выделены разновидности криогенных космических тел по наличию или отсутствию сезонномерзлых (или сезонноталых) пород. Сезонное промерзание — оттаивание (или охлаждение — нагревание) поверхностных пород литосферы при этом будет отсутствовать, если угол $\alpha = 90^\circ$. При $\alpha \neq 90^\circ$ на планете может периодически формироваться слой сезонного оттаивания (промерзания) пород и слой годовых колебаний температуры, что характерно, например, для Земли.

В табл. 15 к выделенным классификационным сообществам, классам и группам космических тел приведены примеры соответствия известных в настоящее время планет, их спутников, астероидов, комет и метеоров. Обзор данной классификационной схемы подтверждает, что среди известных твердых космических тел преобладают тела криогенного типа. Следовательно, криогенный литогенез — это наиболее общий, типичный и широко распространенный, закономерно свойственный Вселенной вариант литогенетического процесса. Все остальные типы литогенеза чаще всего имеют подчиненное значение и встречаются обычно вкуче с криогенным.

Примеров полностью некриогенного класса космических тел и развития на них только некриогенного варианта литогенеза сравнительно мало. К ним, по-видимому, условно можно относить планеты на раннем этапе существования, когда развит преимущественно вулканогенно-осадочный тип литогенеза. С определенным допущением к полностью некриогенной симметричной безатмосферной группе космических тел может быть отнесен Меркурий — самая близкая к Солнцу планета. Она получает значительно больше тепла и света, чем Земля. Период обращения Меркурия равен 88, а период вращения — 59 сут. Экватор его наклонен к плоскости орбиты на 7° . Соответственно, Меркурий характеризуется наличием больших годовых (орбитальных) и весьма резких суточных колебаний температуры. Так, температура дневной стороны планеты изменяется от 280 до 440°C , а ночной — от -120 до -160°C . В результате малых значений силы тяжести ($0,36$ земной) и параболической скорости ($0,4$ земной) Меркурий не удержал легкие и часть тяжелых газов, а потому лишен атмосферы. В крайне небольших количествах здесь присутствуют азот, аргон и углекислый газ. По И. Я. Баранову [2], в недрах планеты можно ожидать наличия свободной, а также химически и физически связанной воды. Вода в виде пара может прорываться в атмосферу в небольших объемах и временно образовывать кристаллоконденсаты на ночной стороне. Многолетне- или постоянноморозные породы на Меркурии, по-видимому, отсутствуют. Однако на ночной стороне планеты можно предполагать формирование сезонномерзлого слоя пород, в образовании которого могут принимать участие углекислоты совместно с водой или отдельно. Развитие литогенеза на планете, очевидно, представлено вулканогенно-осадочным, метеоритным, сезонномерзлым (морозным) и некриогенным (сухим) типами.

Частично криогенная с поверхности атмосферная группа космических тел (некриогенный асимметричный класс) может быть рассмотрена на примере одного из ее представителей — планеты Венера. Период ее обращения около Солнца равен 224 сут, а период вращения 243 сут, т. е. к Солнцу она практически всегда повернута одной стороной. Ускорение свободного падения на Венере составляет $0,87$ земного, а параболическая скорость $0,92$ земной. Это обеспечивает в целом существование на ней весьма плотной атмосферы и слабую дегазацию недр. В составе атмосферы пре-

обладает углекислый газ и содержится небольшое количество инертных газов и кислорода. Предполагают, что облака Венеры состоят из кристаллов водяного льда, так как средняя температура верхнего слоя облаков составляет -39°C . Температура поверхности на солнечной стороне планеты достигает 480°C . Отрицательные температуры поверхности, по-видимому, могут иметь место только в околополярных областях. Предполагается, что в литосфере планеты существует свободная, парообразная, физически и химически связанная вода. Причем на постоянно ночной стороне Венеры в приполярных районах возможны кристаллоконденсаты и проблематично мерзлые породы. Это основывается на установлении с помощью светочувствительных наличия полярных «шапок» неизвестного состава [2]. В настоящее время, по-видимому, можно предположить преимущественное развитие на планете лишь вулканогенно-осадочного и некриогенного (влажного и аридного) типов литогенеза.

Среди планет и их спутников отсутствуют примеры неполнокриогенных и глубинно-криогенных сообществ космических тел. К их представителям могут быть отнесены лишь метеоры, характеризующиеся гиперболической орбитой и близким прохождением около Солнца, а также некоторые виды комет и астероидов, имеющих сильно вытянутые эллиптические орбиты и проходящие в перигелии на достаточно близком расстоянии от Солнца (комета Галлея, малые планеты: Адонис, Аполлон, Гидальго и др.). Астероиды и метеоры относятся к безатмосферной группе космических тел и поэтому могут характеризоваться развитием лишь морозных и сухих разновидностей литогенеза. Кометы же, напротив, обладая весьма мощной оболочкой газа, истекающего при их солнечном нагревании и формирующего голову и хвост кометы, по-видимому, могут обладать специфической атмосферой. Это позволяет предполагать возможность развития на них разнообразных типов литогенеза. Исключение составляет только вулканогенно-осадочный тип литогенеза, поскольку кометы представляют собой отдельные твердые небольшие осколки, возможно, сцементированные льдом. Горячее ядро в их твердой части отсутствует.

Полностью криогенное сообщество космических тел является достаточно распространенным среди астероидов и метеоров, представляющих безатмосферную группу твердых тел. Сюда же, очевидно, могут быть отнесены некоторые спутники планет, характеризующиеся небольшими размерами и значительным удалением от Солнца (например, спутники Марса Фобос и Деймос). Единственным возможным типом литогенетического процесса на таких безатмосферных телах, очевидно, может быть постоянномерзлый тип морозного вида, приводящий к формированию несцементированного обломочного материала. Полностью криогенная симметричная атмосферная группа космических тел включает некоторые кометы (не приближающиеся в перигелии близко к Солнцу) и спутники отдельных далеко отстоящих от Солнца планет. Такие космические тела, не имеющие существенного потока тепла из

недр, оказываются на большей части своей поверхности перекрыты льдом (как, например, спутники Юпитера — Европа и Ганимед), либо характеризуются широким распространением подземного льда, льдобрекчий и льдоконгломератов. Развитие литогенетического процесса на них должно ограничиваться постоянномерзлым ледниковым, а возможно, и ледовым типами литогенеза. Формирование и последующее преобразование рыхлых осадочных образований, исключая лед, очевидно, происходит весьма медленно.

Непрерывно-поверхностно-криогенное сообщество планет и спутников характеризуется симметричным развитием мерзлых пород относительно оси вращения, а также практическим отсутствием сезонного промерзания — оттаивания и изменения температуры в поверхностном слое пород. Постоянномерзлые или морозные породы при этом располагаются на самой поверхности планет, а их мощность определяется в основном плотностью внутреннего потока тепла, т. е. энергетическим уровнем теплого ядра планеты.

Атмосферная группа планет этого криогенного сообщества среди планет Солнечной системы представлена юпитерианской группой больших планет, характеризующихся предположительно не нулевыми значениями теплового потока из недр ($q > 0$). При этом по мере удаления от Солнца (в ряду: Юпитер — Сатурн — Уран — Нептун) мощность сплошной криогенной оболочки планет возрастает, а диаметр немерзлого ядра их сокращается. Не исключается возможность существования среди этих планет и их спутников полностью криогенных разновидностей, у которых немерзлое ядро может отсутствовать, учитывая чрезвычайно большую удаленность от Солнца.

Планеты-гиганты существенно отличаются по своим планетарным параметрам и стадиям геохимического развития от планет земной группы. Они далеко отстоят от Солнца, средняя плотность их почти в 4 раза меньше, масса и размер на несколько порядков больше, период вращения не превышает полусуток, резко различно (более чем в 10 раз) общее число спутников, и т. д. Все это и предопределяет существенное отличие их в криогенном отношении от планет земной группы.

Обнаруженные в спектрах мощных атмосфер планет-гигантов линии поглощения принадлежат водороду и его химическим соединениям (газообразным аммиаку и метану). Измеренные температуры верхнего облачного покрова оказались чрезвычайно низкими. Так, температура атмосферы над верхним облачным слоем Юпитера составляет приблизительно минус 168 °С, а у поверхности облаков — минус 123 °С. Все это позволяет говорить о наличии на планетах-гигантах мощных криоатмосфер. Сопоставление спектров этих планет показывает, что по мере перехода от спектра Юпитера к спектру Нептуна линии аммиака постепенно ослабевают, а линии метана усиливаются, что объясняется вымерзанием аммиака с понижением температуры. Очевидно, в такой же последо-

вательности (в соответствии с понижением температур кристаллизации газов) должны формироваться и ледяные (ледниковые и ледовые) покровы на планетах. Действительно, если в криолитосфере Земли преобладает лед H_2O , в криолитосфере Марса — лед H_2O и CO_2 , то в направлении наиболее удаленных планет-гигантов должен прослеживаться переход к формированию льда из углекислоты и аммиака с водой, а затем из метана.

В настоящее время не существует единой и общепризнанной модели строения юпитерианской группы планет. Исходя из весьма поверхностных на сегодняшний день сведений, можно полагать, что литогенетический процесс на планетах группы Юпитера должен быть представлен периодически возникающим и локализованным вулканогенно-осадочным и постоянномерзлым ледниковым и ледовым типами литогенеза. Мощность дисперсных осадочных образований (исключая лед) на них, по-видимому, сравнительно мала. Основной же осадочной породой на их поверхности является поверхностный и подземный лед, цементирующий глыбы и обломки пород.

К непрерывно-поверхностно-криогенной безатмосферной группе космических тел можно, вероятно, отнести только планету Плутон, если предположить у нее наличие более или менее значительного внутреннего потока тепла. К этой группе примыкает планета Марс, характеризующаяся весьма разреженной атмосферой. Более строго, Марс занимает промежуточное положение между атмосферной и безатмосферной группами планет, а по уровню своего развития и особенностям криолитогенеза, очевидно, стоит на грани перехода от планет земного типа к юпитерианским. Он представляет собой по существу планету переходного типа от непрерывно-поверхностного к прерывно-поверхностному криогенному сообществу космических тел. Марс обладает небольшими массой (0,12 земной), ускорением свободного падения (0,38 земной) и параболической скоростью (0,45 земной). Марсианские сутки и наклон оси вращения к плоскости орбиты весьма слабо отличаются от земных, поэтому смена времен года на Марсе происходит почти так же, как и на Земле, только продолжительность времен года при этом оказывается почти вдвое больше.

Атмосфера планеты состоит на 90 % из углекислоты и содержит небольшое (в 10^4 раз меньше земного) количество водяных паров, образующих редкие облака из криоконденсатов воды. Марс получает в 2,25 раза меньше солнечной энергии, чем Земля, что обуславливает существование на этой планете более низких температур. Минимальная температура поверхности планеты в зимний период достигает минус $130^\circ C$, а максимальная в летний период — плюс $15^\circ C$ (причем только вблизи экватора). Северная полярная «шапка» кристаллоконденсатов сохраняется круглогодично, южная — исчезает летом. Ввиду весьма низкой теплопроводности грунта на Марсе годовые и суточные колебания температур не проникают глубоко, а слой сезонного оттаивания (развитый только вблизи экватора) сравнительно маломощен (пер-

вый — второй десяток сантиметров). Более определенно и детально все эти вопросы получили освещение в работах Р. О. Кузьмина, показавшего возможность существования на Марсе мощной мерзлоты в верхних горизонтах коры и интенсивного проявления мерзлотных процессов на поверхности планеты.

Средняя мощность осадочного вещества на Марсе колеблется от десятков—сотен метров на экваторе до 1 км в приполярных областях, а в отдельных районах — и до нескольких километров. Такое утверждение основывается на обнаружении (по снимкам космического аппарата «Маринер-9») мощных (в несколько километров) слоистых покровных отложений, представляющих своеобразные гляциообразования, состоящие из напластования льда CO_2 и льда H_2O , газогидратов и рыхлых (песчаных и пылеватых) пород.

Предполагается также, что в истории планеты были ледниковые эпохи и влажные периоды с интенсивным проявлением водно-эрозивной деятельности. Подтверждением этому служат крупные (до сотен километров длиной и десятков километров шириной) извилистые сухие русла, напоминающие крупнейшие речные долины и простирающиеся от приэкваториальной зоны к обширным северным низменностям. Обнаружены также типичные для ледниковых форм U-образные долины. Широкое развитие таких долин, по-видимому, однозначно свидетельствует о возможности существования на Марсе мощных толщ аллювиальных и ледниковых отложений. Морской седиментогенез на планете, очевидно, отсутствовал, поэтому осадочные породы в своем подавляющем большинстве представлены субаэрально-континентальными отложениями.

Принимая во внимание резкие суточные и сезонные перепады температур, а также происходящие при этом фазовые переходы воды и CO_2 в поверхностных породах, можно уверенно говорить о возможности интенсивного развития криогидратационного и химического выветривания коренных пород, приводящего к формированию кор выветривания и элювия криогенного типа, а также образованию характерного для криолитозоны песчано-алевритового материала.

Специфика химического выветривания, очевидно, заключалась в существовании кислой и резко восстановительной геохимических обстановок, что обеспечивало интенсивное разложение силикатов и образование разнообразных закисных соединений и форм. Песчаные и пылеватые элювиальные породы при этом в своей верхней части являются морозными образованиями, практически несвязанными и несцементированными, поскольку лед и вода, подвергаясь процессам интенсивной сублимации и испарения в условиях разреженной атмосферы, существовать не могут. Подтверждением этому служат часто наблюдаемые на Марсе в зимнее время пыльные бури, которые могут формировать эоловые отложения.

На поверхности Марса широко развиты также склоновые процессы (крип, курумообразование и др.), приводящие к интенсивному разрушению «останцовых возвышенностей» и формированию в отрицательных формах рельефа осадочного материала, а у по-

дножья склонов — мощных делювиальных шлейфов (шириной до 6 км и протяженностью 10—30 км).

Многочисленные «останцовые возвышенности» Марса приурочены к древним кратерированным участкам планеты. Сложены они, по-видимому, древним реголитом, имеющим мощность 0,5—1 км [21]. Следовательно, на поверхности Марса широко развиты отложения, сформированные в результате метеоритной деятельности, что весьма характерно также для Луны и других безатмосферных планет.

При метеоритном ударе и взрыве происходит не только мобилизация вещества и образование рыхлого осадочного материала, но и его перенос на значительные расстояния и специфическая аккумуляция (осадконакопление на значительной площади), способная формировать мощные отложения реголита. Более подробно особенности этой породы рассмотрим ниже, здесь же следует лишь указать, что ее образование связано с ударами метеоритов и микрометеоритов, падающих на поверхность с космическими скоростями и вызывающих тепловые взрывы.

Под действием возникающих при взрыве высоких температур происходит оплавление кристаллических пород и их разбрасывание в расплавленном состоянии. Формирующаяся таким образом высокопористая дисперсная порода может в последующем цементироваться и слипаться в результате действия солнечного ветра, протонной и электронной бомбардировки. Как в период своего возникновения, так и в последующем эти осадочные образования подвергаются процессам переноса, осадконакопления и весьма существенным преобразованиям, составляющим суть весьма своеобразного и специфического диагенеза метеоритного типа.

Следовательно, налицо специфичный и самостоятельный тип литогенеза — *метеоритный*. Он не связан с климатической зональностью и характеризуется своеобразными условиями, процессами и факторами осадочного породообразования и возникновением пород, принципиально отличных по составу, строению и свойствам от пород других типов литогенеза.

Криолитосфера Марса предположительно характеризуется трехслойным строением (рис. 73). Оценочные расчеты показывают [21], что лед H_2O может стабильно существовать на поверхности лишь вблизи полюсов, где постоянны низкие отрицательные температуры. В высоких широтах твердая фаза достаточно стабильна и способна образовывать газогидратные соединения с углекислым газом. Зона существования на глубине твердой фазы CO_2 ограничена. Она широко распространена в приполярных районах и выклинивается в средних широтах. На участках наибольшей мощности мерзлой зоны большая часть мерзлых пород содержит твердую фазу воды и жидкую углекислоту. При переходе от экватора к полюсам трехслойное строение криолитосферы сохраняется, однако два верхних горизонта значительно меняются как по мощности, так и по составу стабильных фаз. Экстремальные оценки мощности постоянномерзлых пород на планете показывают (при рас-

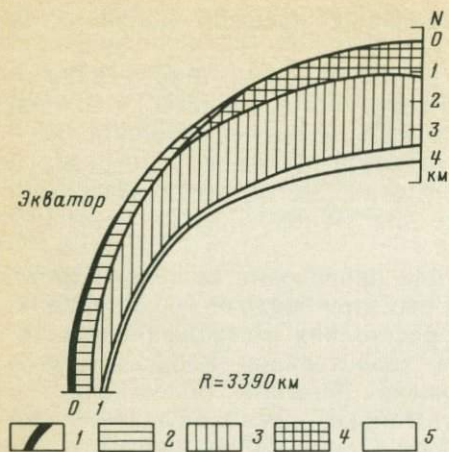


Рис. 73. Схематический разрез (северный полюс—экватор) криолитосферы Марса по меридиану (по [21]).

Возможные фазы: 1 — лед: H_2O ; 2 — лед H_2O и газиграт; 3 — лед H_2O и жидкость CO_2 ; 4 — лед CO_2 ; 5 — переохлажденная вода и газиграт

Среди планет и космических тел Солнечной системы прямые аналоги прерывно-поверхностно-криогенному асимметричному классу неизвестны. Симметричный класс представлен Землей (атмосферная группа), которая была достаточно полно рассмотрена в предыдущих разделах, и ее спутником Луной (безатмосферная группа).

В криогенном отношении Луна существенно отличается от Земли. Ее диаметр составляет 0,27 диаметра Земли, ускорение свободного падения 0,17 земного, а параболическая скорость 0,21 земной. Вращается Луна вокруг оси, наклоненной к плоскости эклиптики под углом 88° и обращена к Земле всегда одной стороной. Атмосфера и гидросфера на ней отсутствуют. В течение дня, длящегося 14,5 наших суток, поверхность Луны, не будучи защищена атмосферой, нагревается до $+110^\circ C$. Затем наступает такая же длинная ночь, во время которой температура падает до $-120^\circ C$. Рельеф Луны также существенно отличается от земного. Большую часть ее поверхности (до 40 %) занимает равнинные низменности («лунные моря») с малым числом крупных кратеров. Остальная, более светлая поверхность покрыта многочисленными кратерами, кольцевыми хребтами и бороздами. Мелкие кратеры (15—20 км в диаметре) имеют чашевидную форму, более крупные (до 200 км) характеризуются наличием округлого вала, крутонаклонными стенками и плоским дном. На лунной поверхности наблюдаются как древние кратеры (едва различимые и сильно переработанные), так и молодые (нередко перекрывающие более древние). Их образование связывается, с одной стороны, с вулканической, а с другой —

смотренном строении криолитосферы) значения порядка 1 км на экваторе и 3—4 км в полярных областях. Ниже зоны мерзлых пород можно предполагать наличие подмерзлых вод различной минерализации, а в самой криолитосфере могут встречаться линзы и горизонты с жидкой фазой углекислоты.

Исходя из изложенного, можно считать, что на Марсе широко развиты в основном постоянномерзлый (ледниковый, ледовый и морозный), многолетне- и сезонномерзлый (морозный) типы литогенеза. Несколько меньшую роль играет метеоритный литогенез. Вулканогенно-осадочный литогенез существенного значения в настоящее время не имеет.

с метеоритной деятельностью. В настоящее время метеориты выпадают на Луну гораздо реже, а вулканизм практически прекратился, хотя иногда и фиксируется истечение углеродсодержащих газов в некоторых лунных кратерах.

В недрах Луны, несомненно, присутствует физически и химически связанная вода. Однако в приповерхностных условиях в связи с существованием высокого вакуума даже эти формы воды, по-видимому, отсутствуют. Поэтому породы здесь могут находиться либо в немерзлом, либо в морозном состоянии. Чрезвычайно большие суточные колебания температур приводят лишь к процессам нагревания — охлаждения небольшого (за счет слабой теплопроводности) по мощности слоя рыхлых пород (несколько десятков сантиметров). Сезонное промерзание — оттаивание пород в лунных условиях отсутствует. В экваториальной части многолетнемерзлые и морозные породы, очевидно, могут существовать только на больших глубинах. В околополярных областях Луны можно предполагать существование постоянномерзлых с поверхности, морозномерзлых, а возможно даже и постоянномерзлых пород на больших глубинах.

Наиболее распространенными типами литогенеза на Луне в настоящее время, очевидно, являются постоянномерзлый (морозный), многолетне- и сезонномерзлый (морозный) и некриогенный (сухой). Особенности их развития определяются отсутствием атмосферы и гидросферы, водорода, кислорода и других активных в химическом отношении факторов. Поэтому основным представителем осадочных образований здесь являются континентальные отложения. На стадии физического выветривания (химическое выветривание и образование глинистых частиц, очевидно, вообще отсутствует) преобладают факторы температурного преобразования и космического излучения. Большая амплитуда колебания температуры (более 100 °С) и скорость ее изменения (от 9 до 200 °С/ч) в выветривающихся породах обеспечивают интенсивное трещинообразование коренных пород, их дробление и дезинтеграцию до песчаных и пылеватых фракций. О наличии интенсивного физического выветривания (температурного микротрещинообразования) свидетельствует тот факт, что обломки скальных пород, расположенные на поверхности планеты, характеризовались небольшой прочностью и легко разбивались средним по силе ударом ковша манипулятора АЛС «Сервейер-7». Существенная роль в выветривании, очевидно, принадлежит также ультрафиолетовому излучению и солнечному ветру, представляющему собой потоки электронов и протонов различной энергии, а также космическому излучению. Эти факторы могут приводить, с одной стороны, к значительному разрушению кристаллической структуры частиц породы и ее размельчению, а с другой стороны, за счет создания на грунтовых поверхностях свободных валентностей и электрических зарядов, — к агрегированию тонкодисперсных частиц и образованию вторичных агрегатов и брекчий [44].

На стадии переноса осадочного материала основная роль, очевидно, принадлежит процессам гравитационного смещения и крипу; не исключается также возможность перемещения пылеватого материала под действием ударов метеоритов и микрометеоритов. В результате обломочный и песчано-алевритовый осадочный материал постоянно перемещается с гор и возвышенностей в пониженные участки рельефа. Именно с этим связана повышенная мощность реголита (слагающего верхнюю часть лунного осадочного чехла) в пределах дна кратеров и морских равнин, составляющая в среднем 3—5 м (при максимально зафиксированных значениях до 50 м).

Диagenетические преобразования осадочного материала на Луне, по-видимому, отличаются относительной примитивностью в сравнении с Землей. Здесь преобладает физико-механический тип преобразования при явной подавленности или полном отсутствии процесса химико-диagenетического уравнивания пород с окружающей средой. Следует также учитывать, что гравитационное уплотнение осадочных образований (по мере перекрытия их новыми порциями осадка) будет проявляться в 6 раз слабее, чем на Земле. Это, а также ограниченность проявления физико-химических процессов агрегирования и коагуляции обеспечивает формирование сравнительно высокопористой (до 50 %) рыхлой структуры тонкодисперсных осадочных пород. Так, плотность верхнего слоя лунного грунта (до 4 см) составляет 0,5—0,6 г/см³, а на глубине 3—4 м — 1 г/см³ [44]. Сверхвысокий вакуум может также являться одним из специфических факторов преобразования осадочного материала, служить причиной слипания и спекания мелких грунтовых частиц и образования твердоподобных пористых и твердопористых грунтов.

Наряду с вышеотмеченными современными типами литогенеза на Луне в прошлом значительную роль в формировании осадочного материала, по-видимому, играли вулканогенно-осадочный и метеоритный типы литогенеза. Наибольший интерес при этом вызывает литогенез метеоритного типа. В условиях отсутствия на Луне атмосферы происходит непрерывная бомбардировка ее поверхности метеоритами и микрометеоритами. Соударение твердых космических тел с лунной поверхностью происходит со скоростями 20—30 км/с и сопровождается почти мгновенным выделением большого количества тепла и взрывом (тепловой взрыв). При этом возникают метеоритные кратеры (различного размера) и лунки, вокруг которых образуется вал или кольцевая площадь из частиц выброшенного при взрыве грунта. Частицы могут быть оплавлены и приобретают стекловатый вид. Доставленные на Землю, они характеризовались специфическим запахом гари или отстрелянных гильз. Причем при ударе мобилизации подвергается масса грунта, на несколько порядков превышающая массу падающей частицы. Породы лунной поверхности испытывают переплавление, сжатие и разрывные нарушения, вызывающие дробление пород, образование конгломератов и изменение структуры. Верхний слой по-

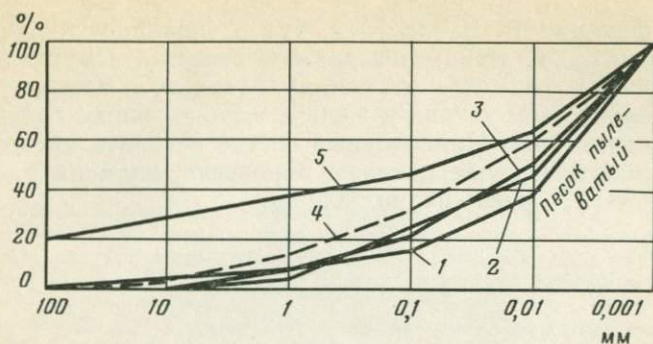


Рис. 74. Кумулятивные кривые распределения частиц лунного грунта по крупности (по [44]):

1 — «Сервейер-1»; 2 — «Сервейер-3»; 3 — «Сервейер-5»; 4 — «Сервейер-6»; 5 — «Сервейер-7»

род, таким образом, разрушается, измельчается и перемешивается.

Следовательно, в окрестностях метеоритного кратера первичная порода оказывается существенно преобразована и видоизменена (по составу и строению), а на поверхности образуется более или менее мощный слой выброшенного осадочного материала. Этот верхний слой на протяжении еще длительного времени испытывает обработку мелкими метеоритами (микрометеоритами), солнечным и космическим излучением и подвергается процессам структурного преобразования и перемещения. Таким образом образуется весьма специфичная горная порода — продукт метеоритного типа литогенеза. В последующем она может быть смещена в пониженные участки рельефа или перекрыта осадочными продуктами, образующимися в результате собственно физического выветривания. Это приводит к своеобразному слоистому строению осадочных образований, т. е. переслаиванию материала, мобилизованного выветриванием и ударным воздействием метеоритов. Подтверждением этому служат разрезы стенок траншей (глубиной до 40 см), отрытых американскими космонавтами («Аполлон-14»). В одной из них, например, были обнаружены следующие слои: верхний — зернистый темно-коричневый, средний — из черных стекловатых частиц, толщиной порядка 0,5 см, и нижний — более светлый крупнозернистый материал.

В целом строение верхнего слоя поверхности Луны представляется следующим образом: поверхностный, наиболее тонкодисперсный и переработанный слой породы (реголит, средний, состоящий из крупных обломков, песка, пыли и спекшихся брекчий) и нижний (разборная скала, подстилаемая незатронутыми процессом физического выветривания коренными породами). Самые верхние слои осадочной породы характеризуются при этом дефицитом глинистых частиц и преобладанием песчаной и пылевой фракций (рис. 74). Причем реголит из равнинных областей («Сервейер-1») содержит значительно больше (в 2 раза) пылеватых частиц, чем реголит горных районов («Сервейер-7»). Однако в обоих случаях,

по классификации В. В. Охотина, эти разновидности дисперсных пород относятся к легким пылеватым супесям. По химическому составу реголит относится к земному базальту с несколько повышенным количеством титана и железа и пониженным содержанием натрия и калия [44]. Минеральный состав реголита представлен в основном обломками плагиоклаза, пироксена, ильменита, оливина, полевого шпата и, очень редко, кварца.

1. Арз Ф. Э. Термоабразия морских берегов. М., Наука, 1979.
2. Баранов И. Я. Вопросы криолитологии.— В кн.: II Междунар. конф. по мерзлотоведению. Доклады и сообщения, вып. I. Якутск, 1973, с. 3—10.
3. Белов Н. А., Лапина Н. И. Донные отложения арктического бассейна. Л., Морской транспорт, 1961.
4. Гасанов Ш. Ш. Криолитогенез — физико-географический вариант осадочного процесса.— В кн.: Проблемы криолитологии. Изд-во МГУ, вып. 5, 1976, с. 23—26.
5. Гинзбург И. И. Стадийное выветривание минералов.— В кн.: Вопросы минералогии, геохимии и петрографии. М., Изд-во АН СССР, 1946, с. 123—133.
6. Глазовская М. А. Выветривание горных пород в нивальном поясе Центрального Тянь-Шаня.— Тр. Почв. ин-та им. В. В. Докучаева, т. XXXIV. М.—Л., 1950, с. 28—48.
7. Глазовская М. А. Выветривание и первичное почвообразование в Антарктике.— Научн. докл. Высшей школы. Геол.-географ. науки, 1958, № 1, с. 63—76.
8. Гравис Г. Ф. Склоновые отложения Якутии. М., Наука, 1969.
9. Данилов И. Д. Полярный литогенез. М., Недра, 1978.
10. Ершов Э. Д. Влагоперенос и криогенные текстуры в дисперсных породах. Изд-во МГУ, 1979.
11. Ершов Э. Д., Акимов Ю. П., Чеверев В. Г. Фазовый состав влаги в мерзлых грунтах. Изд-во МГУ, 1979.
12. Ершов Э. Д., Кучуков Э. З., Комаров И. А. Сублимация льда в дисперсных породах. Изд-во МГУ, 1975.
13. Зубаков В. А. Криогенные формации как палеографические единицы.— В кн.: Осадочные и вулканогенные формации. Л., 1966, с. 48—65.
14. Казанский Ю. П. Выветривание и его роль в осадконакоплении. М., Наука, 1969.
15. Карташов И. П. Основные закономерности геологической деятельности рек горных стран. М., Наука, 1972.
16. Катасонов Е. М. Мерзлотно-фациальные исследования многолетнемерзлых толщ и вопросы палеогеографии четвертичного периода Сибири.— В кн.: Основные проблемы изучения четвертичного периода. М., 1965, с. 284—294.
17. Кашик С. А., Карпов И. К. Физико-химическая теория образования зональности в коре выветривания. Новосибирск, Наука, 1978.
18. Конищев В. Н. Устойчивость минералов в зоне криолитогенеза.— Тр. III Междунар. конф. по мерзлотоведению. Эдмонтон (Канада), 1978, с. 152—160.
19. Кононова Р. С. Гидрохимическая зональность подземных вод как один из показателей палеомерзлотных условий.— Тр. II МКМ, вып. 5, Якутск, 1973, с. 90—94.
20. Кудрявцев В. А., Гарагуля Л. С., Романовский Н. Н. Общее мерзлотоведение. Изд-во МГУ, 1978.
21. Кузьмин Р. О. К вопросу о строении криолитосферы Марса.— В кн.: Проблемы криолитологии. Вып. VI. М., 1977, с. 7—27.
22. Лаврушин Ю. А. Аллювий равнинных рек субарктического пояса и перигляциальных областей материковых оледенений. М., Изд-во АН СССР, 1963.
23. Лапина Н. Н. К вопросу о химических процессах, протекающих в грунтах при отрицательной температуре.— Информ. бюлл. Ин-та геологии Арктики. Вып. 12. 1958, с. 34—39.
24. Лисицын А. П. Процессы современного осадкообразования в Беринговом море. М., Наука, 1966.

25. *Лукашев К. И.* Основы литологии и геохимии коры выветривания. Минск, Изд-во АН БССР, 1968.
26. *Никитина И. Б.* Геохимия ультрапресных вод мерзлотных ландшафтов. М., Наука, 1977.
27. *Парфенова Е. И.* Исследование примитивных горнолуговых почв на диоритах хребта Магишо (Сев. Кавказ). — Тр. Почв. ин-та им. Докучаева, т. XXXIV, 1950, с. 49—109.
28. *Петров В. П.* Основы учения о древних корях выветривания. М., Недра, 1967.
29. *Польнов Б. Б.* Кора выветривания. Ч. I. Л., Изд-во АН СССР, 1934.
30. *Попов А. И.* Мерзлотные явления в земной коре (криолитология). Изд-во МГУ, 1967.
31. *Разумова В. Н.* Кора выветривания латеритного и каолинитового типа основных пород. — Тр. ГИН, вып. 174, 1967.
32. *Рухин Л. Б.* Основы литологии. Л., Гостоптехиздат, 1961.
33. *Сергеев Е. М., Минервин А. В.* Сущность процесса облессования в подзолистой зоне. — Вестн. МГУ, Сер. геол., 1960, № 3, с. 3—14.
34. *Смирнов В. И.* Геология полезных ископаемых. М., Недра, 1976.
35. *Соколова Т. А.* Химический и минералогический состав горноподзолистой почвы на граните Восточного Забайкалья. М., Наука, 1964.
36. *Страхов Н. М.* Основы теории литогенеза. М., Изд-во АН СССР, 1962.
37. *Страхов Н. М.* Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.—Л., Госгеолтехиздат, 1963.
38. *Суходровский В. Д.* Экзогенное рельефообразование в криолитозоне. М., Наука, 1979.
39. *Таргульян В. О.* Почвообразование и выветривание в холодных гумидных областях. М., Наука, 1971.
40. *Тютюнов И. А.* Введение в теорию формирования мерзлых пород. М., Изд-во АН СССР, 1961.
41. *Тютюнов И. А.* Процессы изменения и преобразования почв и горных пород при отрицательной температуре (криогенез). М., Изд-во АН СССР, 1960.
42. *Фотиев С. М.* Гидротермические особенности криогенной области СССР. М., Наука, 1978.
43. *Цытович Н. А.* Механика мерзлых грунтов. М., Высшая школа, 1973.
44. *Черкасов И. И., Шварев В. В.* Грунт Луны. М., Наука, 1975.
45. *Швецов П. Ф.* Пучение пылевато-глинистых пород при промерзании в свете термодинамики необратимых процессов. — Мат-лы VIII Всесоюз. межвед. совещ. по геофизиологии (мерзловедению). Вып. 4. Якутск, 1966, с. 46—58.
46. *Швецов П. Ф.* Роль состава пылевато-глинистых образований и запасов потенциальной энергии в криогенных процессах. — В кн.: Физико-геологические процессы в промерзающих и протаивающих породах. М., 1974, с. 4—13.
47. *Шило Н. А.* Особенности образования россыпей в зоне развития вечной мерзлоты. — Советская геология, 1956, № 53, с. 102—117.
48. *Шило Н. А.* Перигляциальный литогенез в общей схеме процесса континентального породообразования. — Тр. СВКНИИ, Вып. 38, 1971, с. 3—57.
49. *Шило Н. А., Шумилов Ю. В.* Особенности литологии континентальных отложений Северо-Востока СССР. — В кн.: Состояние и задачи советской литологии. М., 1970, с. 199—206.
50. *Штеренберг Л. Е.* Основные черты осадконакопления и диагенеза в озерах северной гумидной зоны. — Тр. ГИН АН СССР, вып. 350, 1980, с. 167—185.

Предисловие	3
Глава I. Общие положения и современное состояние проблемы криоли- тогенеза	4
Объект, задачи и составные части криолитологии	4
Криогенный литогенез — самостоятельный тип литогенеза	9
История изучения и современное состояние проблемы криолитогенеза	13
Глава II. Образование осадочного материала (выветривание) в криоли- тозоне	19
Физическое и биологическое выветривание	20
Химическое выветривание	30
Особенности состава элювиальных образований криолитозоны	37
Глава III. Перенос и накопление осадочного материала на водосбор- ных площадях	54
Литогенетический акт осадочной дифференциации вещества на водосбор- ных площадях	54
Перемещение и отложение осадочного материала поверхностными водами, ледниками и другими физико-геологическими процессами	61
Перенос и аккумуляция осадочного материала на склонах	69
Глава IV. Осадкообразование в конечных водоемах стока	73
Особенности седиментогенеза в морях Арктического бассейна	73
Состав и строение донных отложений морей и водоемов криолитозоны	81
Глава V. Преобразование рыхлых отложений криолитозоны в породу	85
Особенности преобразования бассейновых и континентальных отложений криолитозоны в породу	86
Изменение состава и строения рыхлых отложений при их эпигенетиче- ском промерзании	99
Формирование основных типов криогенных текстур в дисперсных породах	113
Преобразование состава, строения и свойств дисперсных пород в резуль- тате многократного их промерзания — оттаивания	128
Особенности преобразования многолетнемерзлых пород в ходе последую- щего их развития	148
Глава VI. Эволюция криолитогенеза и полезные ископаемые криоли- тозоны	167
Формирование полезных ископаемых на различных стадиях криолито- генеза	167
Эволюция криолитогенеза в истории Земли	176
Особенности криолитогенеза на других планетах	193
Список литературы	209

ЭДУАРД ДМИТРИЕВИЧ ЕРШОВ

КРИОЛИТОГЕНЕЗ

Редактор издательства *С. Г. Бароянц*
Переплет художника *С. Н. Голубева*
Художественный редактор *Е. Л. Юрковская*
Технический редактор *М. И. Сырова*
Корректор *Т. М. Столярова*

ИБ № 4140

Сдано в набор 17.05.82. Подписано в печать 30.09.82. Т-17947. Формат 60×90^{1/16}.
Бумага типогр. № 2. Гарнитура «Литературная».
Печать высокая. Усл.-печ. л. 13,25. Усл. кр.-
отт. 13,5. Уч.-изд. л. 15,27. Тираж 1360 экз.
Заказ 265/8231—2. Цена 2 р. 30 к.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра»,
Ленинградская картографическая фабрика
ВСЕГЕИ

2р30к.

(103-)

4071

5

МЕДРА