Э.Д. ЕРШОВ

ОБЩАЯ ГЕОКРИОЛОГИЯ

Издательство
Московского
университета

Э.Д. Ершов

ОБЩАЯ ГЕОКРИОЛОГИЯ

Рекомендовано
Министерством образования
Российской Федерации
в качестве учебника для студентов
высших учебных заведений,
обучающихся по направлению 511000 Геология
и специальности 011400 Гидрогеология
и инженерная геология

Издательство
Московского университета
2002

УДК 551 34
ББК 26 3
Е 80

Reviewers
Geocryology Department of Yakutian State University Doctor of Science in geology Professor Academician *V V Baulin*

Scientific editor
Candidate of Science in geography, Senior Researcher K A Kondratyeva

Ershov E.D
General geocryology Manual for high school Moscow Moscow University Press, 2002 — 682 p

Thermal-physical physico chemical and mechanical processes in freezing thawing and frozen ground, the features of permafrost formation and development its composition cryogenic structure and properties are discussed in this manual The permafrost evolution within the planet from the beginning of geological development to present-day is shown Zonal and regional features of permafrost distribution its thickness and structure within Russia and the Earth are given The methods of rational use of permafrost in the course of various kinds economic development of cryolithozone are considered

Рецензенты

кафедра мерзлотоведния Якутского государственного университета,
доктор геол.-минер. наук профессор
действительный член РАЕН *В В Баулин*

Ершов Э.Д.
Е 80 Общая геокриология Учебник — М Изд-во МГУ, 2002 — 682 с ил
ISBN 5-211-04513-0

В учебнике рассмотрены теплофизические физико химические и механические процессы в промерзающих протаивающих и мерзлых породах закономерности формирования и развития толщ мерзлых пород и особенности их состава криогенного строения и свойств Показана эволюция «вечной» мерзлоты в пределах всей планеты с начала ее геологического развития до настоящего времени Даны зональные и региональные особенности распространения мощности и строения мерзлых толщ на территории России и на земном шаре а также рассмотрены методы рационального природопользования в криолитозоне при различных видах ее освоения

УДК 551 34
ББК 26 3

© Издательство Московского университета 2002
ISBN 5-211-04513-0
© Э Д Ершов 2002

ПРЕДИСЛОВИЕ

Геокриология является естественно-исторической наукой геологического цикла, которая изучает законы формирования, развития и существования во времени и пространстве многолетнемерзлых (в том числе сезонномерзлых) горных *пород — их состава и состояния, криогенного строения и* свойств, криогенных геологических процессов и явлений.

Объектом исследования геокриологии являются мерзлые горные породы, включая подземные и наземные скопления льда и снега. Мощность толщ мерзлых пород изменяется с юга на север от первых десятков метров до нескольких сотен и даже тысячи метров и более в высокогорьях планеты. Мерзлая зона литосферы характеризуется отрицательной среднегодовой температурой пород в диапазоне 0 —10,—17° на равнинах и 0 —15,—30°С и ниже в высокогорьях, а также содержанием в них льда в виде кристаллов, крупных ледяных включений и высокоминерализованных отрицательнотемпературных вод (криопэгов).

К настоящему времени четко определены объекты и круг основных задач геокриологии, ее научная и практическая значимость, разработаны методика и методы специальных геокриологических исследований в научном и практическом отношениях.

Областью существования и развития мерзлых пород согласно В. И. Вернадскому, А. Б. Добровольскому и другим является *криосфера*, представляющая собой такую термодинамическую оболочку Земли, в которой одновременно при

отрицательной температуре могут существовать лед вода и пар Мерзлые горные породы при этом являются естественно-историческими геологическими образованиями которые характеризуются строго определенными, только им присущими законами возникновения (генезиса) существования и распространения на планете Если же выйти за пределы Земли, то окажется что большая часть планет Солнечной системы и твердые космические тела Вселенной должны быть криогенными т е характеризоваться развитием на них мерзлых горных пород

Как и всякая другая отрасль знаний геокриология возникла из потребностей практики, а ее становление отразило процесс освоения территории Земли, занятых «вечной мерзлотой» В связи с этим достаточно указать, что площадь распространения мерзлых пород в настоящее время составляет около 25% всей суши Земли и около 65% площади России

Изучение мерзлоты земного шара было начато лишь в конце XVIII — начале XIX в Но уже в 1940 г М И Сумгиным, С П Качуриным, Н И Толстихиным и В Ф Тумелем издается первая научная книга, обобщившая представления о мерзлых породах Дальнейшее освоение районов с «вечномерзлыми» породами потребовало наличия специалистов – мерзлотоведов, и в МГУ им М В Ломоносова в 1953 г была организована первая в мире кафедра мерзлотоведения под руководством профессора В А Кудрявцева Уже в 1967 г Б Н Достоваловым и В А Кудрявцевым для обучения студентов и аспирантов в университетах и вузах был издан первый учебник «Общее мерзлотоведение», а в 1978 г — второй «Общее мерзлотоведение (геокриология)»

Издание учебника «Общая геокриология» (Ершов, 1990) было вызвано необходимостью обобщения качественно нового фактического и экспериментального материала и разработки новых теоретических представлений в геокриологии Второе издание данного учебника в самом начале XXI в связано также с дальнейшим развитием теоретических основ геокриологии Кроме того, он является библиографической редкостью, несмотря на то, что в 1998 г был издан на английском языке Издательством Кембриджского университета

Новое издание дополненного и переработанного учебника будет способствовать дальнейшим теоретическим и практическим разработкам таких научных направлений и учебных дисциплин, как планетарная криология (криология планет), динамическая литологическая, региональная, историческая, инженерно-геологическая и экологическая геокриология По всем этим направлениям за последнее десятилетие, на основе достижений математической, экспериментальной, региональной, планетарной и исторической

геокриологии получены данные, имеющие большое значение для изучения таких вопросов, как глобальное потепление климата Земли, проблема захоронения радиоактивных отходов, проблема создания благоприятной экологической обстановки в высокоширотных регионах Земли и особенно на Северо-Востоке России

Второе издание учебника «Общая геокриология» предназначено для изучения и преподавания геокриологии в университетах и вузах России и за рубежом

В ходе подготовки к изданию отдельные разделы учебника были просмотрены *С Н Булдовичем*, *К А Кондратьевой*, *В Н Зайцевым*, *Л С Гарагулей* и *С Ю Пармузиным* Научное редактирование и техническая подготовка к изданию выполнена *К А Кондратьевой*, рисунки — *О Н Патрик*, перепечатка текста — *Н В Гордеевой* *Всем перечисленным сотрудникам автор выражает глубокую признательность*

ВВЕДЕНИЕ В ГЕОКРИОЛОГИЮ

1 ГЛАВА

1.1. Предмет общей геокриологии

Геокриология (мерзлотоведение) — это естественно-историческая наука геологического цикла, которая изучает законы формирования и развития во времени и пространстве толщ мерзлых горных пород их состава, криогенного строения и свойств, а также мерзлотно-геологических процессов и явлений. Толщи мерзлых горных пород, достигая мощности в несколько сотен метров (до 1500 м и более) составляют мерзлую зону литосферы и характеризуются отрицательной температурой до −19°С и ниже и содержанием в них ледяных включений или кристаллов льда.

К настоящему времени четко определены объект и круг основных задач геокриологии, научная и практическая значимость ее, разработаны методика и методы специальных геокриологических исследований, сформировались основные разделы или научные направления и вырисовались огромные перспективы развития геокриологии в научном и практическом отношениях.

Объектом исследования геокриологии являются мерзлые горные породы, включая подземные и наземные скопления льда и снега. Областью существования и развития мерзлых пород, согласно разработкам А.Б. Добровольского, В.И. Вернадского, П.И. Колоскова и др., является криосфера, представляющая собой термодинамическую оболочку Земли, в которой одновременно при отрицательной температуре могут сосуществовать лед, вода и пар. Мерзлые горные породы при этом являются естественно-

историческими геологическими образованиями, которые характеризуются строго определенными, только им присущими законами возникновения (генезиса), существования, развития и распространения на планете Большая часть планет Солнечной системы и твердые космические тела Вселенной должны быть также криогенными с развитыми на них мерзлыми горными породами Поэтому в настоящее время геокриология по существу становится планетарной наукой, изучающей не только Землю, но и другие планеты Солнечной системы, такие как Марс, Юпитер, Сатурн и др

В истории развития нашей планеты прослеживается несколько периодов возникновения и существования мерзлых пород, чередующихся с периодами их исчезновения или резкого сокращения площади Распространение мерзлоты на земном шаре в древние эпохи связано с районами обнаружения древних материковых оледенений и их моренных отложений Редкое их обнаружение свидетельствует, что в первую половину геологической истории Земли (2,5 млрд л н) многолетнемерзлые породы, очевидно, не пользовались распространением, поскольку тогда сравнительно слабо были развиты платформенные массивы и континентальные площади, а дозы радиогенного тепла из недр были еще велики Однако уже в раннем протерозое (2,5—2,1 млрд л н) мерзлота существовала на Североамериканском континенте и в Южной Африке, в позднем протерозое (1000—600 млн л н) — в пределах Северной и Южной Америки, Гренландии, Австралии, Центральной и Южной Африки, Русской платформы, Урала, Казахстана, Южного Китая и Кореи В палеозое (400—240 млн л н) мерзлота захватывала (с перерывами) Центральную и Южную Африку, Бразилию, Южную Америку, Антарктиду, горные районы Индии, Австралии и Аравийского полуострова

В мезозое и раннем кайнозое мерзлые породы, по-видимому, не пользовались широким распространением В начале позднего кайнозоя (25 млн л н) вновь произошло похолодание и началась серия оледенений, а в плиоцене и плейстоцене — развитие многолетнего промерзания пород, продолжающееся до настоящего времени Районами наибольшего развития мерзлоты при этом являлись Северная Америка, Европа, Азия, Антарктида, Гренландия Наиболее древние следы многолетнемерзлых пород документально зафиксированы в раннем плейстоцене (более 700 тыс л н) и даже в позднем плиоцене (более 1,8 млн л н) в пределах Колымской низменности, Аляски и Канады

Таким образом, данные об известных ледниковых событиях геологической истории Земли свидетельствуют о нескольких крупных временных интервалах, когда многолетнемерзлые горные породы должны были пользоваться широким распространением Причины неравномерной периодичности развития крупных лед-

никовых эпох и мерзлоты на планете по современным представлениям связаны с тем, что ее развитие было возможно только в том случае, когда породы приобретали отрицательную температуру (ниже 0°С, или 273,1 К). Это вызывало переход грунтовой влаги в лед и, следовательно, переход породы в качественно новое — мерзлое состояние.

Можно полагать, что периоды ледниковых эпох и мерзлоты возникали как результат соответствующих климатических изменений на планете, предопределенных в первую очередь астрономическими факторами и связанных также с особенностями тектонического развития литосферы. Так, на основе тектоники литосферных плит наиболее крупные периоды похолоданий на Земле связывают с образованием гигантских по площади материков (Лавразии, Гондваны, Пангеи и др.), по местоположению приуроченных к одному из полюсов планеты.

Поэтому мерзлые горные породы следует рассматривать не как исключительное явление в истории Земли, а как детерминированно обусловленное естественно-историческое образование, неоднократно возникавшее в процессе ее геологического развития в различных частях планеты. При этом состав, строение, структурно-текстурные особенности и другие характеристики мерзлых горных пород, существовавших в древние эпохи, не были, очевидно, идентичны современным, а подвергались существенному эволюционному видоизменению в соответствии с необратимостью эволюции и типов литогенеза. Такая необратимость в истории Земли проявлялась в постепенном вытеснении вулканогенно-осадочного типа вначале гумидным, а затем аридным типами и, наконец, намечается тенденция преобладания *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. Связано это с постоянным увеличением общей площади континентальных платформ, а также переходом биоса на сушу и резким возрастанием общей биомассы живого вещества.

Тепловое состояние многолетнемерзлых пород связано с теплообменом на поверхности Земли между литосферой и атмосферой. В то же время этот теплообмен совершается в определенной геологической и географической среде, определяющей состав мерзлых толщ и специфику их развития. Многолетнемерзлые толщи органически связаны с этой средой, являются ее составной частью и находятся с ней в тесном взаимодействии. Динамику развития мерзлых толщ нельзя рассматривать вне законов геологической и географической истории развития Земли, но в то же время нельзя рассматривать ее и в отрыве от законов теплофизики, химии и механики. Поэтому формирование и развитие многолетнемерзлых пород определяется такими основными особен-

постями геологической и географической обстановки, как геологическое строение (геологические и геотехнические структуры, характер залегания и сложения горных пород, их генезис и состав), процессы осадконакопления и денудации, неотектонические движения, геоморфологические особенности, характер радиационно-теплового баланса на поверхности земли и теплообмена между атмосферой и литосферой в зависимости от широты местности, абсолютных высот рельефа, его форм и экспозиции, наземных покровов и других географических факторов

Теплофизика, химия и механика мерзлых пород являются важной научной проблемой в системе развития и существования Земли Их задачей является исследование (с молекулярно-кинетических и термодинамических позиций) природы и закономерностей протекания физико-химических, механических и теплофизических процессов в промерзающих, мерзлых и оттаивающих породах. Поэтому динамика развития сезонно- и многолетнемерзлых пород определяется термодинамическими, тепломассообменными, химическими, физико-химическими, механическими, структурно- и текстурообразовательными процессами

Среди многообразия мерзлых и морозных горных пород наиболее сложным объектом исследования являются дисперсные породы, представляющие многокомпонентные многофазные капиллярно-пористые, а нередко и коллоидные грунтовые системы Вода в них обычно находится в трех агрегатных состояниях в виде льда, пара и незамерзшей воды *Незамерзшая вода* представляет собой часть невымерзшей *связанной воды,* содержание которой с понижением отрицательной температуры уменьшается При этом лед и незамерзшая вода находятся постоянно в динамическом равновесии Так, при повышении отрицательной температуры лед подплавляется и пополняет запасы незамерзшей воды, а при понижении температуры происходит увеличение льдосодержания в породе за счет постепенного ее вымерзания Следовательно, мерзлая порода является высокодинамичной системой, реагирующей на всякое изменение внешних термодинамических условий

Мерзлые дисперсные породы существенно отличаются от немерзлых прежде всего своей монолитностью, т е цементированностью минеральных частиц льдом и наличием криогенной структуры и криогенной текстуры Все это обусловливает фазовые переходы грунтовой воды в лед при промерзании и сопровождается рядом сложных физико-химических процессов Связаны они с перемещением *(миграцией)* пленочной воды из талой в промерзающую часть породы, с коагуляцией, агрегацией и усадкой обезвоживающихся грунтовых частиц ниже фронта промерзания, с диспергацией, дроблением, набуханием и распучиванием грунтовых частиц в мерзлой части породы за счет расклинивающего

действия тонких пленок мигрирующей сюда влаги, ее замерзания и увеличения объема на 9%

Промерзание дисперсных пород с миграцией влаги приводит к дифференциации (сегрегации) породы на массивно-мерзлую (скелетно-минеральную) часть и визуально фиксируемые прослои миграционно-сегрегационного льда, формирующие специфическую криогенную текстуру (слоистую, сетчатую, линзовидую и др.) Криогенные текстуры скальных пород различного происхождения и состава обусловлены в основном характером распределения в них пустот (трещин, пор, каверн и др.) Ледяные шлиры и включения целиком наследуют эти пустоты, которые до промерзания были полностью или частично заполнены водой. В том случае, когда в мерзлой породе прослои льда или отдельные включения отсутствуют, а лед-цемент заполняет лишь поровое пространство породы, формируется бесшлировая криогенная текстура, называемая *массивной*. В данном случае речь может идти о *криогенной структуре* породы.

Широкое развитие в криолитозоне имеют подземные льды, встречающиеся в мерзлых толщах пород в виде самостоятельных образований — мономинеральных (ледяных) горных пород. Наиболее распространены при этом повторно-жильные льды, формирующиеся по морозобойным (температурным) трещинам, ледяные тела в различных буграх пучения, пластовые залежи льда и др.

Существенные различия мерзлых и немерзлых пород проявляются в их *химико-минеральном составе* и *дисперсности*, что связано со спецификой протекания в криолитозоне геохимических процессов и выветривания. Так, дисперсные породы, сцементированные льдом, характеризуются повышенным содержанием углекислоты, отчетливо проявляющейся восстановительной обстановкой и кислой средой. Это создает благоприятные условия для разложения силикатов и миграции химических элементов, образования закисных форм железа и глеевых горизонтов. В этих условиях образуются гидрослюда и монтмориллонит, накапливаются такие минералы, как вивианит, пирит, марказит, сидерит и др.

С процессами промерзания и оттаивания пород и специфическим диагенезом мерзлотного типа связаны резкая интенсификация таких процессов, как карбонатизация и сульфатизация (выпадение в осадок при понижении отрицательной температуры труднорастворимых солей и образование кальцита, мирабилита и гипса), криогенное «опреснение» порового раствора мерзлых пород и криогенное концентрирование (за счет легкорастворимых солей) подмерзлотных вод, формирование горизонтов с *криопэгами*, т. е. с солеными водами и рассолами, имеющими отрицательную температуру, образование *газогидратов* и др.

Многолетнемерзлые горные породы вследствие многофакторности формирования достаточно разнородны по составу, криогенному строению, типу криогенеза, криогенному возрасту, температурному режиму, мощности, льдистости и другим характеристикам.

Под собственно мерзлыми породами понимаются горные породы, характеризующиеся отрицательной температурой, влажностью, превышающей влажность незамерзшей (пленочно-связанной) воды $W_{нз}$ при данной температуре, и льдом, цементирующим минеральные частицы и заполняющим пустоты, поры и трещины в породе. К ним могут быть отнесены как дисперсные породы (обломочные, песчаные, глинистые, торфяные), так и трещиноватые или выветрелые магматические, метаморфические и сцементированные осадочные породы. Наземные (речные, озерные, морские, ледниковые и др.) и подземные (захороненные, повторно-жильные, сегрегационные, инъекционные, пластовые и др.) скопления льда и снега при этом рассматриваются как мономинеральные горные породы, а лед — как специфический минерал. Горные породы, имеющие отрицательную температуру и влажность, меньшую чем $W_{нз}$ при данной температуре, но не содержащие льда (монолитные магматические, метаморфические, сцементированные осадочные горные породы), называются морозными.

Периодическое изменение температуры горных пород, формирующейся в течение годового (многолетнего, векового) периода, приводит к разному эффекту теплового состояния приповерхностных слоев горных пород (почв, грунтов). Там, где среднегодовая температура пород положительная (т.е. $t_{ср}$ выше 0°С), с поверхности развито сезонное (зимнее) промерзание пород. В этом случае слой сезонного промерзания подстилается талыми (или немерзлыми) породами. Наоборот, в области развития многолетнемерзлых пород глубже слоя сезонного (летнего) оттаивания среднегодовая температура пород отрицательная (т.е. $t_{ср}$ ниже 0°С), а слой сезонного оттаивания подстилается многолетнемерзлыми породами. Глубина сезонного промерзания талых пород ($\xi_{пр}$) и сезонного оттаивания мерзлых пород ($\xi_{от}$) обычно изменяется от первых десятков сантиметров в льдистых торфах до 1—3 м в дисперсных и до 3—7 м в коренных породах.

Многолетнемерзлые толщи горных пород *по типу промерзания подразделяются на эпигенетически и сингенетически промерзающие.* К эпигенетически промерзшим (эпикриогенным) относятся горные породы, которые перешли в многолетнемерзлое состояние после того, как завершился процесс накопления осадков и их диагенетического преобразования. Сингенетически промерзшие (синкриогенные) горные породы формируются, как правило, из

осадочных отложений на уже существующем мерзлом субстрате, когда геологически синхронно происходят накопление осадка и его переход в мерзлое состояние. Кроме этого также выделяются диакриогенные (парасинкриогенные) толщи, которые формируются при промерзании (сверху вниз и с боков) переувлажненных нелитифицированных пород (свежеотложенных осадков и илов).

Глубина многолетнего промерзания горных пород по вертикали (мощность мерзлой толщи) зависит от многих факторов и условий и их изменения в процессе промерзания. Поэтому толща мерзлых пород от кровли до подошвы может иметь: 1) непрерывное (сплошное) или прерывистое распространение; 2) ярусность слагающих ее пород (рыхлых неоген-четвертичных, синкриогенных и эпикриогенных; скальных дочетвертичных эпикриогенных); 3) различное соотношение в разрезе пород разных криогенных типов (мерзлых, морозных, отрицательнотемпературных); 4) различную длительность существования в мерзлом состоянии и т.д. Непрерывными по вертикали являются также кратковременномерзлые и сезонномерзлые породы, верхняя поверхность которых совпадает с дневной поверхностью, а нижняя находится на небольшой (0,1—1,0 м) глубине.

Залегание в разрезе типов многолетнемерзлых пород определяется их соотношением со слоем сезонного или многолетнего оттаивания. Так, если верхняя поверхность мерзлых пород залегает непосредственно под слоем сезонного оттаивания, то мерзлые толщи являются *сливающимися* по разрезу. Если между верхней поверхностью мерзлой толщи и подошвой слоя зимнего промерзания сохраняется талый положительнотемпературный слой, то она является *несливающейся.* В случае многолетнего оттаивания мерзлой толщи на глубину, во много раз превышающую сезонное оттаивание, талые воды при похолодании климата или под влиянием техногенных воздействий снова могут промерзать с поверхности. В этом случае толща пород называется *двуслойной.* При этом верхний слой мерзлых пород является геокриологически молодым (позднеголоценовым, современным), а нижний — древним или «реликтовым» (ранне-, средне-, позднеплейстоценовым или раннеголоценовым) (рис. 1.1).

Распространение многолетнемерзлых пород по площади в зависимости от соотношения талых и мерзлых пород в плане принято подразделять на четыре типа (рис. 1.2): 1) редкоостровное — отдельные разобщенные участки мерзлых пород занимают до 25% территории района; 2) массивно-островное — 25—75% территории с мерзлыми породами; 3) прерывистое — 75—95% территории с мерзлыми породами; 4) сплошное — 95—100% с мерзлыми породами.

Первые три типа по ландшафтно-климатическим условиям и условиям распространения и современного состояния многолет-

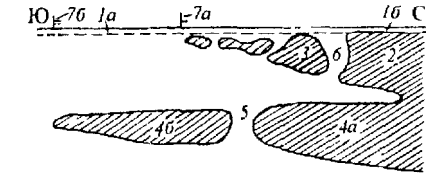


Рис 1 1 Изменение строения мерзлых толщ с юга на север (на примере Западной Сибири)

1 — слой сезонного промерзания (*1а*) и протаивания (*1б*) пород, *2* и *3* — соответственно голоценовые сливающиеся и несливающиеся мерзлые толщи, *4* — реликтовые сливающиеся (*а*) и несливающиеся (*б*) мерзлые толщи, *5* и *6* — соответственно сквозные и несквозные талики, *7* — южная граница современных (*а*) и реликтовых (*б*) мерзлых пород

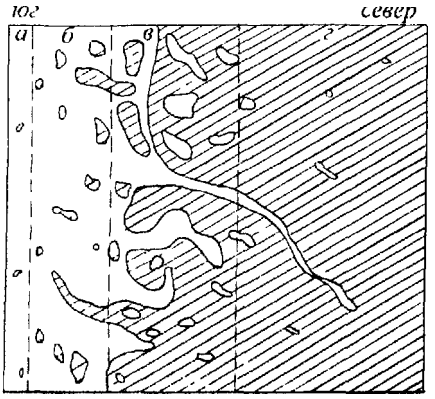


Рис 1.2. Соотношение распространения многолетнемерзлых и талых пород в «Южной» (*а, б, в*) и «Северной» (*г*) геокриологических зонах:

а — редкоостровное, *б* — массивноостровное, *в* — прерывистое, *г* —сплошное Мерзлые толщи заштрихованы

немерзлых пород входят в «Южную геокриологическую зону», четвертый тип — в «Северную геокриологическую зону», отделяемую от первых трех границей сплошного распространения многолетнемерзлых пород.

Южная геокриологическая зона с юга ограничена линией, называемой «южной границей распространения многолетнемерзлых пород», которая на обзорных и мелкомасштабных геокриологических и географических картах проводится по обнаруженным «южным» островам мерзлых пород с учетом ландшафтно-климатических условий их распространения. В горных районах низких широт граница распространения мерзлых пород называется «высотной границей» их распространения.

Участки положительнотемпературных пород, существующих в криолитозоне за счет солнечной радиации, отепления русловыми и озерными водами, водами термальных источников и другими, встречаемость и размеры которых уменьшаются к северу от южной границы (см. рис. 1.1 и 1.2) и с возрастанием высоты рельефа, в пределах криолитозоны называются *таликами*. Они включают в себя талые и немерзлые породы и ограничены многолетнемерзлыми и морозными монолитными породами. Талые породы — это некогда промерзшие и затем оттаявшие породы, немерзлые — это породы, не находившиеся в многолетнемерзлом состоянии в позднем плейстоцене. Талики могут быть сложены как водоносными, так и неводоносными породами.

Географическое распространение многолетнемерзлых пород схематично показано на рис. 1.3. Криолитозона (субаэральная, субгляциальная, субаквальная) в настоящее время в той или иной степени распространена на суше всех континентов земного шара,

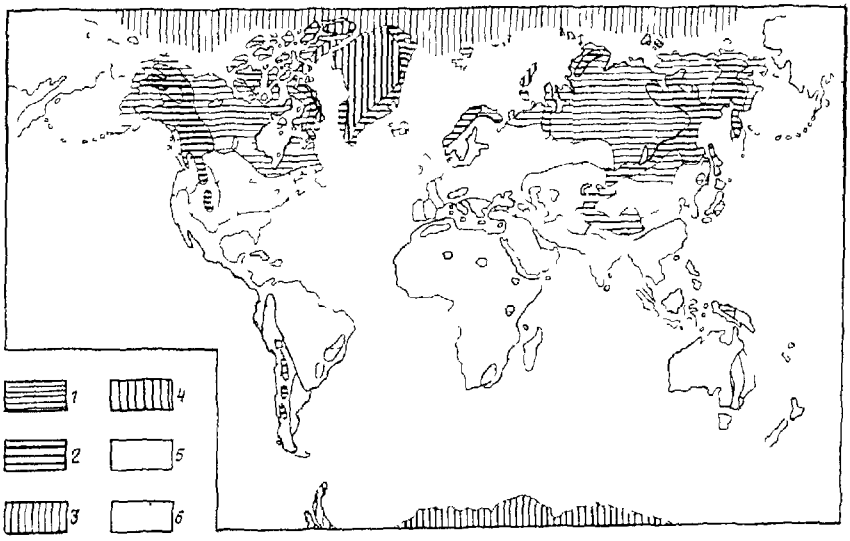


Рис 1 3 Схема современного распространения многолетнемерзлых и сезонномерзлых пород на земном шаре

1, 2 — субаэральная криолитозона (*1* — равнинная, *2* — горная), *3* — субмаринная криолитозона, *4* — субгляциальная криолитозона, *5, 6* — сезонная криолитозона (*5* — гумидного и *6* — аридного типов)

на шельфе и островах Северного Ледовитого и Антарктического океанов и на вулканических вершинах материков экваториальной зоны Из общей площади земной суши и шельфа, составляющей более 150 млн км^2, почти 40% занято многолетней криолитозоной Вместе с сезонным промерзанием эта площадь составляет более 60%

Наиболее криогенным является Северное полушарие Земли, особенно его восточная часть Здесь сосредоточена бо́льшая часть континентов, располагающихся в средних и высоких широтах, где многолетнемерзлые породы широко распространены на всех элементах рельефа. В низких широтах (Африка, Южная Америка, архипелаги и острова экваториальной зоны) многолетнемерзлые породы приурочены к высокогорным вершинам, достигающим охлажденных слоев атмосферы (см гл 18)

1.2. Структура, задачи и научные направления геокриологии

В конце XX и начале XXI в происходит дальнейшее ускоренное развитие и дифференциация науки о мерзлых горных породах

Геокриология, развивающаяся как учебная дисциплина с 1940 г , к настоящему времени заявила о себе как полноправная наука геологического цикла, существенно расширившая и углу-

бившая научные и практические связи со всеми разделами геологии — геохимией, минералогией, петрографией, литологией, палеонтологией, тектоникой, исторической и динамической геологией, четвертичной геологией, гидрогеологией, геофизикой и др. В то же время геокриология, изучающая мерзлую зону литосферы в пределах земного шара, вследствие широтно-зональных и высотно-поясных особенностей ее развития, тесно связана с науками географического цикла — климатологией, метеорологией, гляциологией, геоморфологией, гидрологией, геоботаникой, палеогеографией и др.

Практическая направленность геокриологии связана с запросами практики в промышленном, гражданском и линейном наземном и подземном строительстве, с поисками, разведкой и разработкой полезных ископаемых. Поэтому геокриология тесно связана с инженерной геологией, грунтоведением, агробиологией, геоэкологией и др.

Геокриология в развитии теории и практики базируется на достижениях таких наук, как физика, химия, теплофизика, математика, механика, астрономия, астрофизика и др. Как следует из вышеизложенного, геокриологии приходится всесторонне и широко исследовать практически все аспекты формирования, развития и существования горных пород, но в новом качестве — мерзлом их состоянии. Поэтому естественно, что сформировавшаяся структура этой науки в значительной степени повторяет структуру геологии. Однако существование мерзлых пород (и льда), в отличие от геологии, связано с наличием так называемой криосферы или отрицательнотемпературной оболочки Земли, а также других планет Солнечной системы. Поэтому к настоящему времени в геокриологическом цикле устойчиво формируется более общая наука — криология планет, в рамках которой в виде самостоятельных научных и учебных дисциплин выступают такие научные направления, как физика, механика и химия мерзлых пород, динамическая геокриология, литогенетическая геокриология, региональная и историческая геокриология, инженерная геокриология, геокриологический прогноз и геоэкология криолитозоны (табл. 1.1).

Криология планет, успешно используя знания и законы учения о мерзлых породах Земли и происходящих в них и на поверхности криогенных геологических процессах, направлена на изучение криогенных особенностей планет и их спутников и их сравнения с Землей. Целью такого сравнения являются прогнозирование естественного развития Земли как планеты, обладающей в настоящее время широким спектром биологической жизни, и перспективы усовершенствования условий жизни на ней. Кроме того, изучение планет, их спутников и других космических тел по мате-

Структура и научные направления геокриологии

Криология планет, их спутников, метеоров и других космических тел

Геокриология

- Динамическая геокриология
  - Физика, химия и механика мерзлых пород
  - Термодинамические и теплофизические закономерности формирования толщ мерзлых пород и процессов сезонного и многолетнего промерзания—оттаивания в верхних слоях земной коры
  - Динамика (развитие и прогнозирование толщ) многолетне- и сезонномерзлых пород
  - Закономерности формирования и развития мерзлотно-геологических процессов и явлений
- Литогенетическая геокриология
  - Теплофизические, физико-химические и механические закономерности формирования и изучение состава, строения и свойств мерзлых осадочных пород и льдов
  - Зональные и региональные закономерности формирования и развития состава, строения и свойств различных генетических типов, фации и формации мерзлых осадочных пород и льдов
  - Особенности осадочного породообразования и формирования, поисков и разведки месторождений полезных ископаемых в криолитозоне
  - Петрогенетическая геокриология
- Региональная и историческая геокриология
  - Зональные и региональные закономерности формирования мощности, температуры, условий залегания и распространения толщ мерзлых пород и мерзлотных явлений
  - Типизация мерзлых толщ районирование и картирование области распространения сезонно- и многолетнемерзлых пород
  - Эволюция (история возникновения, развития и исчезновения) толщ мерзлых пород на земном шаре, в различных регионах и природных зонах
- Инженерная геокриология
  - Региональная инженерная геокриология, изучение и инженерно-геологическая типизация мерзлых грунтов
  - Инженерно-геологические изыскания, рациональное использование и охрана природной среды в криолитозоне
  - Теплофизическое, физико-химическое и механическое взаимодействие мерзлых грунтов и сооружений, инженерно-геокриологический прогноз и управление мерзлотным процессом
  - Специализированная инженерная геокриология (строительная, горная, агробиологическая) и разработка нормативных документов
- Геокриологический прогноз и геоэкология криолитозоны

Таблица 1.1

риалам дистанционных и контактных спектральных и лабораторных анализов и съемок космическими аппаратами способствует пониманию стадии и времени существования планеты Земля в общем ходе развития планет Солнечной системы

Успешно развиваемая криология Марса способствует разработке основ криологии Луны и анализу накапливающихся данных по криологии планет юпитерианской группы и других космических объектов.

Физика, химия и механика мерзлых пород — это научные направления, успешно сформировавшиеся к концу XX в Их задачей является исследование с молекулярно-кинетических и термодинамических позиций природы и закономерностей протекания физико-химических, механических и теплофизических процессов в промерзающих, мерзлых и оттаивающих породах. Являясь междисциплинарной проблемой, они служат теоретическим фундаментом для рассмотрения поведения мерзлой породы в природной (геолого-географической) обстановке. Суть заключается в том, что мерзлая порода представляет собой сложную (многокомпонентную, многофазную, гетеропористую и полидисперсную), чрезвычайно динамичную физико-химическую систему, включающую в себя все три фазы влаги (незамерзшую воду, лед и пар), находящиеся в равновесном состоянии и способные к взаимным переходам. Поэтому поведение мерзлых пород в значительной мере определяется теми термодинамическими, тепломассообменными, химическими, физико-химическими, механическими, структуро- и текстуро-образовательными процессами, которые развиваются в ходе формирования (промерзания), дальнейшего существования (при отрицательной температуре) и развития (протаивания или циклов промерзания—протаивания) этих физико-химических грунтовых систем. Без знания указанных процессов невозможно не только грамотное истолкование истории развития мерзлых пород, условий их возникновения и распространения, особенностей протаивания и развития мерзлотно-геологических процессов и явлений, но и обеспечение научно обоснованными рекомендациями по прогнозу их изменения и целенаправленному преобразованию (управлению) в связи с хозяйственным освоением территорий. Поэтому очевидно, что физика, химия и механика мерзлых пород в целом являются фундаментальными науками и служат в геокриологии важнейшей теоретической базой динамической, литогенетической, региональной, исторической, инженерной геокриологии, геокриологического прогноза и геоэкологии криолитозоны.

Динамическая геокриология *изучает тепловое состояние Земли и факторы, влияющие на его изменение* По направленности изучения мерзлой зоны литосферы динамическая геокриология относится

к области геофизических наук, так как изучение теплового разреза Земли и происходящих в нем процессов связано с изучением магнитных, электрических, гравитационных и других физических и химических свойств горных пород. Прямой задачей динамической геокриологии является рассмотрение процессов промерзания (протаивания), охлаждения (нагревания), приводящих к формированию сезонномерзлых, сезоннооттаивающих и многолетнемерзлых горных пород. Такой анализ выполняется с помощью аналитических решений и применения вычислительной техники, позволяющих рассматривать вероятные ситуации развития процессов промерзания — оттаивания в верхних горизонтах земной коры и на ее поверхности.

Рассмотрение этих и других процессов, происходящих в промерзающих, мерзлых и протаивающих породах, с энергетической точки зрения по существу представляет *термодинамический подход* к изучению развития толщ мерзлых пород. Разработка термодинамических и теплофизических основ формирования толщ мерзлых пород базируется на изучении теплообмена в системе «атмосфера—литосфера», радиационно- и водно-теплового баланса, температурного режима и фазовых переходов влаги в горных породах, а также тепловых процессов в верхних слоях земной коры. Поэтому исследование динамики толщ многолетне- и сезонномерзлых пород во времени, по площади распространения и глубине возможно только при тесной увязке тепловой стороны процессов промерзания и протаивания пород с геологическими и географическими условиями среды, в которой эти процессы протекают. В результате моделирования, расчета и анализа для любой природной обстановки может выявляться направление и характер развития мерзлотного процесса (деградационный, стабильный, аградационный), а также устанавливаться криогенный возраст многолетнемерзлых пород в связи с коротко-, средне- и длиннопериодными колебаниями климата при различных возможных периодах деградации и аградации. При этом многие параметры при решении этих вопросов выявляются по температурным кривым глубоких скважин, соизмеримых с мощностью криолитозоны, или по данным комплекса глубокого геофизического зондирования.

Другой важной частью динамической геокриологии, решаемой совместно и при помощи региональной геокриологии, является изучение и прогнозирование *мерзлотно-геологических процессов*, в результате которых формируются специфические физико-геологические явления — мерзлотные формы рельефа и новые криогенные геологические образования, такие как морозобойные трещины, подземные и наземные льды, баиджерахи, бугры пучения, курумы, солифлюкционные формы (потоки, вачы, террасы), термоэрозионные овраги, наледи и др.

В целом моделирование и аналитические методы изучения мерзлотно-геологических процессов, формирующих специфические явления и формы рельефа, имеют большое значение для установления направленности развития и скорости изменения геокриологической обстановки в начале третьего тысячелетия.

Литогенетическая геокриология (криолитология) выявляет общие и частные законы формирования *дисперсности, химико-минерального состава, структурно-текстурных особенностей и строения мерзлых осадочных пород и льдов* на основе химических, физико-химических и физико-механических процессов, развивающихся в осадочных породах криолитозоны в ходе их стадиального преобразования Основными научными направлениями этого раздела геокриологии являются: исследование вещественного состава, структурно-текстурных особенностей и свойств мерзлых осадочных пород и льдов (петрография осадочных мерзлых пород и структурное ледоведение); выявление на основе мерзлотно-фациального и мерзлотно-формационного анализов особенностей и закономерностей формирования состава, строения и свойств различных генетических типов, фаций и формаций осадочных мерзлых пород и льдов с целью установления их генезиса, а также механизма, ландшафтно-геоморфологических и геологических условий образования осадков в криолитозоне; изучение на основе мерзлотно-стадиального анализа истории формирования мерзлой осадочной породы, т.е. особенностей седиментогенеза и преобразования осадка в породу в процессе выветривания, переноса, континентального и бассейнового осадконакопления и последующего диагенеза (осадочное породообразование в криолитозоне). И, по-видимому, к этому разделу геокриологии следует относить направление, исследующее закономерности формирования и развития состава, строения и свойств мерзлых и морозных магматических, метаморфических и сцементированных осадочных пород (в будущем раздел петрогенетической геокриологии).

Поскольку формирование состава, строения и свойств мерзлых осадочных пород тесно связано со способом и условиями их промерзания, а также с характером и скоростью осадконакопления и тектогенеза, литогенетическая геокриология придает особое значение изучению мерзлых толщ различного генезиса. При этом могут быть выделены синхронно-, асинхронно-эпикриогенные и палеокриоэлювиальные толщи континентальных образований, синкриогенные толщи континентально-субаквальных и континентально-субаэральных отложений и др. При этом процесс осадочного породообразования в криолитозоне и его результат оказались настолько специфичными, что по существу теперь в качестве самостоятельного стал выделяться криогенный тип

литогенеза. Он является наиболее молодым, окончательно сформировавшимся лишь в протерозое и приобретающим все больший вес и значение в формировании отложений по мере приближения к современной эпохе. Он характеризуется четко выраженной необратимостью своей эволюции

Региональная и историческая геокриология *исследует зональные, высотно-поясные и региональные закономерности формирования и развития толщ сезонно- и многолетнемерзлых пород*, их распространения по площади, условий залегания в разрезе, средней температуры пород за исследуемый период колебании климата (годовой, многолетний, вековой), криогенного строения и мощности мерзлых толщ, формирования, развития и существования мерзлотно-геологических процессов и явлений и их приуроченности к определенным ландшафтно-геологическим условиям Изучение мощности мерзлых толщ, их соотношения с ярусами пород, содержащих отрицательнотемпературные минерализованные подземные воды, газогидраты, включения пластовых залежей льда и систем мощных клиновидно-жильных льдов, инъекционных льдов в буграх пучения, инфильтрационно-сублимационных льдов в курумах, захороненных наледных и ледниковых льдов и других ледяных включении проводится в процессе проведения комплексных геокриологических исследований в подготовительный, полевои и камеральный периоды Изучение всех аспектов геокриологических условий, в гом числе и взаимодеиствия мерзлых пород и подземных вод, проводится при тесной увязке ландшафтно-климатических, геологических, орографических, геоботанических, гидрологических и гидрогеологических условий с теплофизическими, физико-химическими, глубинными геотермическими условиями изучаемой территории На этой основе производится классифицирование мерзлых горных пород и льдов по их составу, криогенному строению, генезису, возрасту, условиям теплообмена и осуществляются районирование и картирование области развития многолетнемерзлых горных пород, детальность которых определяется научной и практической значимостью изучаемои территории и задается масштабом исследовании

Важным научным направлением этого раздела геокриологии является разработка истории возникновения и развития мерзлых пород в пределах районов, регионов, материков и земного шара в целом При этом в настоящее время имеются достаточно достоверные сведения и разработки по вопросам истории развития мерзлых толщ для отдельных регионов, изученных с применением комплекса глубинных методов исследования, соизмеримых с прогнозируемой мощностью мерзлой зоны, сформировавшейся главным образом в четвертичном периоде Вопросы распространения и развития (эволюции) мерзлых горных пород на планете в более

древние эпохи протерозоя и фанерозоя стали разрабатываться лишь в конце XX в.

Инженерная геокриология представляет собой раздел практической геокриологии и занята инженерно-геологическим обеспечением проектирования, строительства и эксплуатации инженерных сооружений в криолитозоне для обоснования и выбора наиболее надежных и экономичных способов хозяйственного освоения территорий с сезонно- и многолетнемерзлыми породами. Любые конкретные и специализированные виды инженерно-геологических изысканий при этом осуществляются на базе разработок региональной инженерной геокриологии, которые должны быть получены при предпроектных исследованиях. Итогом таких разработок являются составление инженерно-геокриологических карт для различных видов строительства, выдача прогнозных оценок инженерно-геокриологической обстановки при хозяйственном освоении территорий, а также разработка общих проектов по рациональному использованию природной среды в криолитозоне в связи с преобразованиями естественных условий.

С целью выбора для хозяйственного освоения конкретных районов, участков и строительных площадок на стадиях технического проекта и рабочих чертежей обязательными являются производство инженерно-геокриологических изысканий и изучение (лабораторное, натурное и полевое опробование) состава, криогенного строения и физико-механических свойств мерзлых, промерзающих и протаивающих грунтов и льдов как оснований, материалов и вмещающей среды для инженерных сооружений. Обязательной составной частью инженерно-геокриологических изысканий при этом является составление прогноза техногенных изменений мерзлотных условий на выбранной площадке, а также рекомендаций по рациональному использованию и охране геокриологической среды.

На всех стадиях проектирования, и особенно на стадии рабочих чертежей, приходится уделять первостепенное значение процессам взаимодействия мерзлых грунтов и сооружений

Вопросы теплофизического и механического взаимодействия инженерных сооружений с мерзлыми, промерзающими и протаивающими грунтами решаются на основе разработок инженерной теплофизики и механики мерзлых грунтов. В настоящее время большое внимание уделяется изучению процессов физико-химического взаимодействия грунтовых оснований и фундаментов на них, хотя практика уже поставила ряд вопросов такого рода (перераспределение влаги, изменения льдистости, криогенного строения и механических свойств грунтов вблизи фундаментов, химические реакции и процессы, коррозия фундаментов и др). Основываясь на результатах качественного и количественного исследования взаимодействия мерзлых грунтов и сооружений, осуществляется

конкретный инженерно-геокриологический прогноз поведения оснований и фундаментов на периоды строительства и эксплуатации инженерных объектов

При неблагоприятном прогнозе разрабатываются приемы по целенаправленному изменению (преобразованию) мерзлотной обстановки (температуры, состава, льдистости, криогенного строения и свойств грунтов) и мерзлотно-инженерно-геологических процессов и явлений, т е составляется проект мероприятий по управлению мерзлотным процессом

Специализированная инженерная геокриология нацелена на решение вопросов инженерно-геологического обоснования надежного и экономичного строительства и эксплуатации конкретных инженерных сооружений на мерзлых, промерзающих и протаивающих грунтах При этом можно выделить следующие направления специализированной инженерной геокриологии строительное (при промышленном, градостроительном, гидротехническом, транспортном, трубопроводном и других видах строительства), горное (подземные сооружения, нефтегазовые месторождения, шахты, метро, дражные полигоны, карьеры, тоннели и др), агробиологическое (лесное и сельское хозяйство и др)

Геокриологический прогноз и геоэкология криолитозоны направлены на решение таких задач, которые имеют, с одной стороны, социальное и практическое значение для изучения жизненных условий людей и в целом живой природы, а с другой — естественно-историческое, объясняющее объективные законы развития Земли, устойчивость изменения отдельных компонентов природной среды к влиянию естественных и антропогенных факторов

Уже в последней четверти XX в геокриологический прогноз стал обязательной частью исследований как многолетнемерзлых, так и сезонномерзлых пород в связи с проявлением неблагоприятных последствий любого масштабного освоения сезонной и многолетней криолитозоны Такие последствия связаны с резким изменением свойств пород как при переходе из талого состояния в мерзлое, так и из мерзлого в талое и даже при изменении температуры пород в пределах отрицательных или положительных (вблизи нуля) значений

Условия залегания и распространения многолетнемерзлых толщ, свойства мерзлых пород, характер криогенных текстур, условия новообразования мерзлоты, а также развитие различных мерзлотно-геологических процессов и явлений существенным образом определяются теплообменом на поверхности земли Последний формируется в определенных геологических и географических условиях и в связи с этим также изменяется вместе с изменением природной обстановки под влиянием изменений климата и про-

изводственного освоения территорий. Направленность и характер этого изменения учитывается методом установления количественных связей между составляющими природной среды с ее естественным или техногенным изменением и отдельными характеристиками сезонно- и многолетнемерзлых пород. Установленные зависимости служит базой для составления геокриологического прогноза, целью которого является научное предвидение характера изменения мерзлотных условий, которые наступят в процессе освоения территории, и разработка мероприятий для их улучшения.

Вопросы конкретного прогнозирования решают на основе физического и математического моделирования и применения приближенных и точных (с использованием ЭВМ) решений задач о промерзании и протаивании горных пород с учетом тепло- и массообмена, внутренних и внешних источников тепла и льдовыделения в спектре отрицательных температур.

В связи с общим ростом неблагоприятных воздействий на природную среду криолитозоны техногенные нагрузки на нее оказываются столь существенными, что стали приводить к резкому нарушению сложившегося квазиравновесного состояния существующих геокриоэкосистем. Криолитозона вопреки ранее бытовавшим представлениям оказалась наиболее уязвимой в экологическом отношении, поскольку характеризуется высокой чувствительностью ландшафтов к антропогенным воздействиям и замедленностью (а нередко и необратимостью) их восстановления. Поэтому последствия техногенных нарушений в отдельных промышленно развитых регионах криолитозоны (Западная Сибирь, Ямал, Центральная Якутия, Норильский, Братский, Южно-Якутский крупные территориально-производственные комплексы, трасса БАМ, дражные полигоны Северо-Востока страны и др.) в ряде случаев имеют непредсказуемый и трудно контролируемый характер и требуют безотлагательного решения сложнейших экологических проблем на общегосударственном и мировом уровне. В связи с этим в геокриологии в последние годы интенсивно развивается еще одна фундаментальная научная проблема междисциплинарного характера — геоэкология криолитозоны, базирующаяся на изучении всех предыдущих направлений геокриологии и особенно на геокриологическом прогнозировании.

1.3. История изучения криолитозоны и слагающих ее мерзлых пород

В истории развития сезонно- и многолетнемерзлых пород можно выделить несколько этапов.

Первый этап (XV — первая половина XVIII в.) характеризуется обнаружением мерзлоты и первыми попытками объяснения при-

чин ее существования. При этом не вызывает сомнений, что коренные жители северных областей и Сибири всегда знали о ее существовании. В литературе *первые* сведения о мерзлоте (которую на Западе называли «русским сфинксом») стали появляться, по-видимому, лишь с XVI в., когда усилились поиски русскими северного морского пути из России в Китай. В сочинении 1598 г. «Описание чего ради невозможно от Архангельского города морем проходити в Китайское государство и оттоле к Восточной Индии» уже содержатся отчетливые представления не только о наличии, но и об общих причинах существования многолетних льдов в Арктике, что связывалось с малым поступлением тепла от Солнца в высоких широтах. Примерно в это же время появляются сведения о существовании мерзлых пород в Северной Америке. В XVII в. в Москву начинают поступать письменные донесения от русских воевод и путешественников об обнаружении мерзлых пород в Сибири и на Новой Земле. Так, в 1640 г. ленские воеводы П.Головин и М. Глебов сообщали в Москву, что «Земля-де, государь, среди лета вся не растаивает». В эпоху Петра I север и восток Сибири посещали не только отдельные путешественники, а даже целые экспедиции.

В то время, когда ученые Западной Европы еще спорили и в большинстве отрицали возможность существования многолетней мерзлоты, М.В.Ломоносов не только воспринял этот факт, но и дал вполне научное представление об условиях развития и широком распространении многолетнемерзлых пород. Так, в 1757 г. в труде «Слово о рождении металлов от трясения Земли» Ломоносов писал: «...теплота и огонь в недре земном жительствуют беспрерывно. И так подлежит посмотреть далее, есть ли там холод и мороз, оным противной. Правда, что обширные Сибирские стороны, а особливо к Ледовитому морю лежащие, равно как оные поля пространные, составляющие хребет горы превысокой, которою Китайское государство от Сибири отделяется, землю в глубине около двух или трех футов во все лето замерзлую имеют... Сие приписано быть может больше зимнему холоду, летний жар преодолевающему, что сии места, одно ради близости холодного климата, другое для высокого положения к студеному слою атмосферы поднявшегося, лишаются кроткого небес действия». Таким образом, впервые уже в середине XVIII в. было высказано суждение о причине существования многолетнемерзлых пород.

Второй этап (вторая половина XVIII —первая половина XIX в.) — это накопление фактического материала и признание научной общественностью широкого распространения мерзлоты на территории Сибири, Крайнего Севера и Дальнего Востока. В период с 1820 по 1828 г. работали две крупные экспедиции — одна в северо-восточных областях Сибири (Ф.П.Врангель, Ф.Ф.Матюшкин,

Н.М.Козьмин), другая — на Новосибирских островах (П.Ф.Анжу, А.Е.Фигурин и др.), уделившие большое внимание мерзлым породам и подземным льдам. Первые измерения температуры многолетнемерзлых пород были выполнены А.Эрманом в 1825 г. в Березове, в скважине глубиной 18 м. В 1828 г. Ф.Шергин возглавлял работу по проходке колодца в Якутске и в 1837 г., достигнув глубины 116 м, не обнаружил даже признаков воды. Так знаменитая Шергинская шахта стала историческим памятником в изучении мерзлых пород.

Существенное изучение мерзлоты было предпринято экспедицией акад. А.Ф.Миддендорфа в 1842—1845 гг. на территории от берегов Охотского моря до Енисея. Труды этой экспедиции явились важным этапом в развитии мерзлотоведения. При этом А.Ф.Миддендорфом была установлена зависимость глубины сезонного (летнего) оттаивания пород от их литологического состава и теплопроводности, а также впервые осуществлено измерение температуры мерзлых пород в Шергинской шахте до самого дна на глубине 116 м, что позволило ему высказать первые предположения о мощности многолетнемерзлых пород.

Третий этап (вторая половина XIX — начало XX в.) в изучении мерзлоты знаменуется зарождением мерзлотоведения как прикладной (инженерной) отрасли знания и связан с началом промышленного освоения Сибири (строительством Великой Транссибирской железнодорожной магистрали, развитием горного дела, усилением сельскохозяйственного освоения и переселенческим движением в Сибирь). Активное изучение мерзлых пород в этот период было вызвано необходимостью предотвращения деформаций и разрушения многих инженерных сооружений, а также серьезными затруднениями в водоснабжении Забайкальской и Амурской железных дорог.

Начало этого этапа (вторая половина XIX в.) отмечено многоплановыми исследованиями вечной мерзлоты как на территории Сибири (Г.Майдель, Л.А.Ячевский, В.А.Обручев, Н.М.Козьмин, А.И.Воейков и др.) и Северной Америки (Е.К.Леффингвелл, К.Брукс и др.), так и на островах Северного Ледовитого океана (И.А.Лопатин, А.Бунге, Э.Толль и др.). Большое внимание при этом было уделено вопросам формирования подземных (жильных) льдов, гигантских наледей, подземных вод и мерзлотно-геологических процессов и явлений, имеющих первостепенное значение для строительства на Севере.

Большой вклад в развитие мерзлотоведения внес Л.А.Ячевский, который в 1889 г. в докладе «О вечно мерзлой почве Сибири» представил схематическую карту распространения вечной мерзлоты и ее южной границы. Он отметил важное значение для формирования многолетнемерзлых пород отрицательной температу-

ры воздуха, мощности снежного покрова, рельефа, геологического строения местности, состава пород и их обводненности, а также указал на необходимость расширять теоретические исследования мерзлых пород В 1889 г А И Воейков в опубликованной сводке о мерзлых породах по линии строительства железной дороги в Сибири рассмотрел вопрос о влиянии климатических условий на процесс промерзания земной коры Позднее В А Обручев и Н М Козьмин высказали первые научные представления о тесной связи гидрогеологических и мерзлотных условий и их взаимном влиянии друг на друга

В 90-х годах в Петербурге под председательством И В Мушкетова была создана Комиссия по изучению мерзлоты в составе А И Воейкова, В А Обручева, М А Рыкачева и К И Богдановича В 1895 г этой комиссией была опубликована «Инструкция для изучения мерзлой почвы Сибири», явившаяся по существу первой печатной работой по вопросам инженерного мерзлотоведения В этом же направлении были продолжены исследования мерзлых пород и в первой четверти XX в В 1903 г С А Подъяконов публикует работу «Наледи Восточной Сибири и причины их возникновения» В 1912 г Н С Богданов в монографии «Вечная мерзлота и сооружения на ней» освещает способы строительства сооружений в условиях Забайкалья В 1916 г опубликована работа А В Львова «Поиски и испытания водоисточников водоснабжения на западной части Амурской железной дороги в условиях вечной мерзлоты почв», которая явилась первой крупной сводкой по гидрогеологическим вопросам в области распространения многолетнемерзлых пород

Начало XX в ознаменовалось исследованиями Переселенческого управления и Метеорологического бюро в области климатологии, почвоведения и земледелия Дальнего Востока Работы в этом плане при тесной увязке с мерзлотными условиями были выполнены П И Колосковым, М И Сумгиным, Л И Прасоловым, В Н Сукачевым и др

Четвертый этап (начало — середина XX в) в истории изучения мерзлоты является этапом становления мерзлотоведения как науки, созданной трудами советских ученых после Великой Октябрьской революции Он характеризуется организацией специальных учреждений по подготовке кадров для изучения сезонно- и многолетнемерзлых пород

В 1920—1930 гг начинают возникать организации, которые не могли обходиться без знания мерзлотных условий при строительстве на вечномерзлых грунтах (Гос институт по проектированию металлургических заводов, Исследовательское бюро Центр управления местного транспорта, Институт инженеров железнодор транспорта и др) В этих организациях стали появляться исследо-

ватели, занимающиеся изучением мерзлых пород Возникла необходимость обобщения накопленных к тому времени знаний по мерзлотоведению, что нашло отражение в труде М И Сумгина «Вечная мерзлота почвы в пределах СССР» (1927)

В конце 1929 г по инициативе М И Сумгина и акад В И Вернадского при АН СССР была организована постоянная комиссия по изучению вечной мерзлоты (КИВМ) под председательством акад В А.Обручева. В период с 1927 по 1936 г КИВМ организовала научно-исследовательские мерзлотные станции в Сковородино, Петровско-Забайкальском, Анадыре, Игарке, Якутске, Воркуте, Норильске. Помимо целенаправленного изучения многолетнемерзлых пород в различных регионах страны КИВМ явилась организующим центром по всем вопросам изучения мерзлоты С 1930 по 1939 г. было созвано шесть всесоюзных совещаний по мерзлотоведению, которые позволили сплотить многочисленный коллектив мерзлотоведов и координировать планомерные исследования вечной и сезонной мерзлоты в СССР. Особо следует отметить, что в 1932—1935 гг , т е. в предельно сжатые сроки, мерзлотные исследования выполнялись для изысканий и проектирования Байкало-Амурской железнодорожной магистрали В 1936 г в связи с расширением исследований в Арктике Академия наук реорганизовала КИВМ в Комитет по вечной мерзлоте, на основе которого в 1939 г в Москве был организован Институт мерзлотоведения им В А.Обручева АН СССР (ИНМЕРО), которому был передан ряд научно-исследовательских мерзлотных станций Помимо этого были созданы специальная мерзлотная лаборатория в Москве и мерзлотный стационар в районе Загорска для изучения сезонного промерзания пород. В этот же период усилилось изучение региональных особенностей области распространения вечной мерзлоты и лабораторные исследования состава, строения и свойств мерзлых горных пород. Начали публиковаться монографии и Труды ИНМЕРО по изучению вечной мерзлоты (около 20 выпусков), вышло четыре номера журнала «Мерзлотоведение». В 1937 г была опубликована работа Н А Цытовича и М.И Сумгина «Основания механики мерзлых грунтов», в которой впервые подводились итоги исследования физико-механических свойств мерзлых грунтов и их взаимодействия с инженерными сооружениями, а также давались основы расчета и конструирования фундаментов сооружений на мерзлых грунтах В 1940 г Институт мерзлотоведения АН СССР впервые опубликовал обобщающий курс «Общее мерзлотоведение» под редакцией В А Обручева, авторами которого являлись М И.Сумгин, С.П Качурин, Н И Толстихин, В Ф Тумель. На два—три десятилетия эта книга оставалась единственным учебным пособием для специалистов различного профиля, изучающих и осваивающих районы вечной мерзлоты В 1940 г издана книга Б П Вейн-

берга «Лед», в которой рассмотрены условия образования льда, его свойства, структура, а также лед в мерзлых горных породах. В 1955 г. вышла в свет монография П. А. Шумского «Основы структурного ледоведения», обобщившая результаты по изучению льда как минерала и горной породы.

Уже в 30—40-е годы в связи с широким освоением Севера встает проблема подготовки молодых кадров мерзлотоведов. Это побудило М. И. Сумгина к чтению лекции по мерзлотоведению в Ленинградском горном институте и Ленинградском университете, а с 1940 г. — в Московском геологоразведочном институте. В дальнейшем чтение курса по общему мерзлотоведению продолжили его ученики. Такой же курс читался в МГУ с 1935 г. А. Е. Федосовым, с 1941 г. С. С. Морозовым, затем Н. И. Быковским, а с 1947 г. — Н. Ф. Полтевым. Но только в 1953 г. на Геологическом факультете МГУ по инициативе проф. А. Н. Мазаровича была организована первая в мире кафедра мерзлотоведения, ставшая центром подготовки специалистов-мерзлотоведов. Возглавил кафедру проф. В. А. Кудрявцев. В 1961 г. на географическом факультете МГУ А. И. Поповым была организована кафедра полярных стран (впоследствии кафедра криолитологии и гляциологии). В ряде учебных заведений к этому времени уже читались специальные курсы по мерзлотоведению, а в ИНМЕРО и МГУ начала работать аспирантура по подготовке высококвалифицированных кадров мерзлотоведов.

В этот же период в связи с необходимостью прогноза и управления температурным режимом мерзлых пород в строительных и сельскохозяйственных целях получают широкое развитие исследования по разработке методики теплотехнических расчетов физического и математического моделирования процесса промерзания (протаивания) горных пород (П. А. Богословский, Л. С. Лейбензон, Д. В. Редозубов, М. М. Крылов, В. С. Лукьянов, М. Д. Головко, В. А. Кудрявцев, Г. В. Порхаев и др.). Это потребовало расширения и углубления знаний физики, механики и петрографии мерзлых, промерзающих и протаивающих пород и изучения процессов миграции воды, фазовых переходов грунтовой влаги, льдовыделения, криогенного текстурообразования, пучения и осадки в породах (М. И. Сумгин, А. Е. Федосов, Н. А. Цытович, А. Н. Гольдштейн, И. А. Тюлюнов, А. М. Пчелинцев, А. А. Ананян, В. Ф. Жуков, П. А. Шумский, С. С. Вялов). Широкие и многоплановые исследования были выполнены в этот период при разработке способов строительства на вечномерзлых грунтах для горнодобывающей промышленности, сельского хозяйства и водоснабжения на мерзлоте (Н. А. Цытович, Н. И. Салтыков, П. И. Колосков, П. И. Мельников, А. И. Ефимов, В. Г. Гольдтман, В. М. Пономарев и др.). По ряду районов криолитозоны были подытожены знания о составе, строении, температурном режиме, распространении мерзлых по-

род, гидрогеологических условиях, мерзлотно-геологических процессах и явлениях (В.Ф.Тумель, И.Я.Баранов, С.П.Качурин, П.Ф.Швецов, В.А.Кудрявцев, П.И.Мельников, В.К.Яновский, П.А.Соловьев, Б Н.Достовалов, А.И.Попов, А.И.Калабин, Н.И.Толстихин, В М.Пономарев и др.) Завершением этого плодотворного периода в истории исследования мерзлых пород является публикация в 1959 г. фундаментального двухтомного труда «Основы геокриологии (мерзлотоведения)» под редакцией П.Ф.Швецова, Б.Н.Достовалова, Н.И.Салтыкова, а в 1961 г. — методического руководства «Полевые геокриологические (мерзлотные) исследования».

Пятый этап (вторая половина XX — начало XXI в.) является современным в истории геокриологических исследовании и характеризуется дальнейшим развитием науки, ее дифференциацией на ряд научных направлений, многие из которых уже претендуют на самостоятельные дисциплины.

В 1961 г. Московский институт мерзлотоведения АН СССР им В А.Обручева был реорганизован, его подразделения были переданы в ПНИИИС и НИИОСП Госстроя СССР, где сформировались крупные мерзлотные отделы. В это же время в Якутске на базе Северо-Восточного отделения института мерзлотоведения им В.А Обручева был создан Институт мерзлотоведения Сибирского отделения АН СССР, который возглавил П.И.Мельников. Под его руководством были развернуты исследования по различным направлениям мерзлотоведения, в том числе опытные работы в подземелье заложенном в многолетнемерзлой толще с крупными прослоями льда. В 1966 г. в Якутске на базе Института мерзлотоведения СО АН СССР было проведено VIII Всесоюзное межведомственное совещание, а в 1972 г — II Международная конференция по геокриологии (мерзлотоведению), труды которых опубликованы (каждого в восьми выпусках). В 1970 г при Президиуме АН СССР в Москве был создан Научный Совет по криологии Земли, а в 1983 г. по инициативе советских ученых была организована Международная ассоциация по мерзлотоведению, первым Президентом которой был избран акад. П.И.Мельников. В 60—70-е годы геокриологические исследования активно осуществлялись в ПНИИИСе и НИИОСПе Госстроя СССР, ВСЕГИНГЕО, на кафедрах высших учебных заведении (МГУ, МИСИ, ЛГИ, ЧПИ, ЯГУ и др.), а также в проектных и научно-исследовательских организациях министерств энергетики, угольной, газовой и нефтяной промышленности, гидротехнического строительства, транспортного и др

В 60—70-е годы в МГУ на кафедре мерзлотоведения под руководством В.А.Кудрявцева впервые были разработаны методики комплексной мерзлотно-гидрогеологической и мерзлотно-инженерно-геологической съемки, комплексного мерзлотного картирования и мерзлотного прогнозирования На их основе были ус-

пешно проведены мерзлотно-гидрогеологические и инженерно-геокриологические исследования районов строительства ГЭС и других гидротехнических сооружений, лесопромышленных комплексов, АЭС, газо- и нефтепроводов, железных и шоссейных дорог и других крупных объектов государственного и ведомственного значения в масштабах исследования от 1 5000 до 1 500 000

Научные результаты, полученные при изучении различных регионов криолитозоны бывшего СССР за период 1961—1983 гг, нашли отражение в 28 выпусках трудов кафедры «Мерзлотные исследования». В эти же годы в соответствии с программой обучения студентов в 1967, 1978 и в 1981 гг были изданы учебники «Общее мерзлотоведение», «Общее мерзлотоведение (геокриология)», «Мерзлотоведение Краткий курс» под редакцией В А Кудрявцева Также под его редакцией были изданы в 1974 г. «Основы мерзлотного прогноза при инженерно-геологических исследованиях» и в 1979 г. «Методика мерзлотной съемки», а в 1983 и 1993 гг Н.Н Романовский опубликовал учебные пособия «Подземные воды криолитозоны» и «Основы криогенеза литосферы».

В этот же период тематическое изучение криолитозоны проводилось в МГУ на кафедре криолитологии и гляциологии под руководством А И Попова и В Н.Конищева, на кафедре грунтоведения и инженерной геологии под руководством акад Е М Сергеева, Г А Голодковской и В Т Трофимова, в Институте мерзлотоведения СО РАН под руководством Р.М Каменского, И.А Некрасова и В Т.Балобаева, в ПНИИИСе Госстроя РФ под руководством В В Баулина и Г И Дубикова, в Институте Криосферы Земли СО РАН — акад В П Мельникова

С начала 80-х годов на кафедре геокриологии МГУ большой объем исследований приходился на изучение физико-механических и физико-химических процессов в промерзающих, мерзлых и оттаивающих породах, что позволило конкретизировать и по-новому рассмотреть процессы влагопереноса, механизм формирования криогенных текстур, фазовый состав влаги и сублимацию льда, микростроение и теплофизические свойства мерзлых пород и др Полученные результаты явились основой для создания Э Д Ершовым ряда крупных работ, таких как монографии «Криолитогенез» (1982), «Влагоперенос и криогенные текстуры в дисперсных породах» (1979), учебные пособия «Физико-химия и механика мерзлых пород» (1986), «Петрография мерзлых пород» (1987), а в 1990 г учебник «Общая геокриология» Кроме этого совместно с сотрудниками экспериментальной лаборатории кафедры были созданы такие новые работы, как «Сублимация льда в дисперсных породах» (1975), «Фазовый состав влаги в мерзлых породах» (1979), «Термоэрозия дисперсных пород» (1982), «Теплофизические свойства горных пород» (1984), «Деформации и напряжения в

промерзающих и оттаивающих породах» (1985), «Микростроение мерзлых пород» (1988), «Инженерная геокриология Справочное пособие» (1991) и др. Учебник «Общая геокриология» в 1990 г. был переведен на английский язык и опубликован в Кембриджском университете (Великобритания)

Крупным обобщением накопленных к концу XX в. геокриологических материалов по всей территории бывшего СССР явились «Геокриологическая карта СССР» масштаба 1:2 500 000 (1997) и 5-томная монография «Геокриология СССР» (1988—1989), работа над которыми велась коллективом кафедры геокриологии более 15 лет.

Обе работы впервые комплексно с использованием фактических полевых и лабораторных материалов освещают условия формирования и развития сезонно- и многолетнемерзлых пород и мерзлотно-геологических процессов и явлений, их основные характеристики и изменчивость по территории Северо-Востока России, а также историю ее геокриологического развития В настоящее время обе работы по существу являются справочным руководством для оценки геокриологических условий любой территории бывшего СССР.

Большая учебная и научная работа кафедры способствовала тому, что при активной поддержке научных и производственных организаций, работающих в районах сезонной и многолетней мерзлоты, в 1996 и 2001 гг. на геологическом факультете МГУ были проведены Первая и Вторая конференции геокриологов России, научные и практические материалы которых опубликованы.

К концу XX в. возникла необходимость дальнейшего анализа и обобщения практических, экспериментальных и аналитических научных результатов на современной теоретической основе науки После первого такого обобщения в двухтомном труде «Основы геокриологии (мерзлотоведения)», изданном в 1959 г., прошло 40 лет. Поэтому на кафедре геокриологии создана новая 6-томная монография «Основы геокриологии», содержащая теоретические научные обобщения по таким направлениям, как: «Физико-химические основы геокриологии» (1995); «Литологическая геокриология» (1996); «Региональная и историческая геокриология Мира» (1998); «Динамическая геокриология» (2001); «Инженерная геокриология» (1999) и «Геокриологический прогноз и геоэкология» (2002).

1.4. Методологические основы геокриологии

Методологические основы геокриологии базируются на законах диалектического материализма, которые являются отправными пунктами для построения научных концепции в геокриологии, сформулированных В.А.Кудрявцевым в 1961 г. Так, наиболее об-

щий диалектический закон об эволюционном характере количественных изменений и скачкообразности перехода (на определенном этапе) количества в качество по существу предопределил возникновение и развитие самой геокриологии. Действительно, изменение температуры пород в положительной или отрицательной области (без перехода через 0°С) приводит только к преобразованиям количественных показателей горных пород. При переходе же температуры горной породы через 0°С происходит фазовый переход воды в лед и породы из немерзлого состояния переходят в мерзлое (или наоборот). При этом практически скачкообразно происходит глубокое качественное преобразование породы, которое проявляется прежде всего в существенном отличии состава, текстуры, структуры и большинства свойств мерзлых пород от немерзлых или талых. При этом возникает новый минерал — лед и образуются новые специфические породы — криогенные, т. е. образуется качественно новый геологический объект — мерзлая горная порода.

Для геокриологии важно верное понимание и толковане закона отрицания отрицания применительно к процессу перехода немерзлых осадочных пород в мерзлые, а затем последующего оттаивания мерзлых пород и перехода их в талые. Первичное отрицание немерзлой породы заключается не просто в ее переходе в мерзлое состояние, а в существенном изменении 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. Поэтому в геокриологии приходится рассматривать не только немерзлые (никогда не промерзавшие) и мерзлые породы, но и талые породы, претерпевшие процесс промерзания.

В целом же горные породы в криолитозоне в соответствии с принципом неразрывности единства и борьбы противоположностей претерпевают сложный эволюционный путь развития, никогда не возвращаясь в исходную позицию. В природе, таким образом, должен работать закон непрерывного развития криолитосферы, т.е. непрерывного поступательного движения по спирали в соответствии с общей историей развития литосферы и всего земного шара. Отсюда вытекает необратимость в истории Земли эволюции криолитогенеза и необходимость использовать при геокриологическом анализе одновременно принципы актуализма и историзма.

Мерзлые породы являются сложным и динамичным природным объектом, формирующимся в особых природных условиях. Последние представляют собой определенным образом взаимо-

связанное множество природных компонентов (с характерными для них структурой, свойствами, процессами), образующих целостное единство в виде природно-территориальных комплексов. Естественно, что подход к изучению мерзлых пород поэтому должен быть системным, комплексным, базирующимся на законах о всеобщей и причинной связи процессов и явлений, о непрерывности развития, о переходе количества в качество и других законах диалектического материализма. Методологическое значение такого подхода состоит в том, что многолетнемерзлые породы изучаются в зависимости от каждого элемента комплекса (системы) в отдельности и от конкретного их сочетания как единого целого. При этом определяются зависимости и устанавливаются частные и общие закономерности (Кудрявцев, 1967). Под первыми обычно понимаются двухсторонние зависимости либо между отдельными геокриологическими характеристиками и отдельными природными факторами, либо между двумя геокриологическими характеристиками, из которых одна рассматривается как фактор-причина, другая — как следствие.

Под общей закономерностью понимается суммарный результат воздействия всех природных факторов, свойственных данному природному комплексу, на формирование одной из геокриологических характеристик, выраженной либо температурой пород, либо их мощностью, либо типом сезонно- и многолетнемерзлых пород со своими отличительными признаками.

В основе изучения закономерностей лежат анализ и синтез. Изучение многолетнемерзлых пород можно разложить на ряд задач, связанных с изучением отдельных характеристик, таких как состав, строение, свойства, мощность, температурный режим и др. Каждая из геокриологических характеристик отражает определенное качество объекта и его связь с другими характеристиками (свойствами, проявлениями). В целом все характеристики природной среды образуют единый природный комплекс — геосистему. Эта связь сложная и индивидуально присуща каждой природной и в том числе геокриологической характеристике. В то же время все геокриологические характеристики находятся в сложной взаимосвязи между собой. Поэтому в геокриологических исследованиях прочно укрепился диалектический подход от сложного к простому и снова к сложному, от частного к общему через анализ и снова к общему через синтез и т. д

Весь процесс познания природных геокриологических систем возможен при проведении комплексной геокриологической съемки, которая позволяет в натурных и экспериментальных исследованиях, а также путем логических и математических построений выявить зависимости и установить закономерности распространения и динамики различных типов сезонно- и многолетнемерзлых пород со свойственными им характеристиками. Наиболее отвечают этой цели такие натурные исследования, которые проводятся

в виде мерзлотной (геокриологической) съемки, определение которой было сформулировано в 1961 г. В.А.Кудрявцевым. Мерзлотная (геокриологическая) съемка представляет собой комплекс полевых, лабораторных и камеральных работ, целью которых является изучение закономерностей формирования и развития сезонно- и многолетнемерзлых горных пород и мерзлотно-геологических процессов и явлений в зависимости от существующих природных условий, от их естественных изменений на протяжении плейстоцена — голоцена и под влиянием техногенных воздействий, а также составление мерзлотных карт и мерзлотного прогноза.

Основным методом мерзлотной съемки является *ландшафтно-ключевой*, сущность которого заключается в следующем. На первом этапе проводится типологическое ландшафтное районирование (микрорайонирование) территории по факторам и условиям, с которыми связано формирование и существование определенных типов сезонно- и многолетнемерзлых пород. Затем на основе карты ландшафтного районирования выбираются ключевые участки, на которых в полевой период с помощью различных методов изучаются частные и общие геокриологические закономерности и составляются геокриологические карты путем распространения полученных данных на определенные типы ландшафта в соответствии с картой ландшафтного районирования.

Изучение мерзлотных условий территории должно вестись с учетом естественной и антропогеной динамики всей природной обстановки.

Поэтому в ходе геокриологической съемки проводятся специальные работы по составлению прогноза, т.е. ожидаемого изменения мерзлых характеристик на определенный прогнозируемый период.

Наряду с общенаучными методами, используемыми в других науках, в геокриологии разработаны свои, специфические методы, позволяющие изучать как закономерности формирования и развития сезонно- и многолетнемерзлых толщ и мерзлотно-геологических процессов и явлений, так и их физическую природу на разных уровнях познания (от микростроения до макро- и космостроения).

Одним из главных аспектов любой науки является правильное соотношение теории и практики в процессе познания: от практики — к теории и от теории — к практике. Рассмотрение практических вопросов потребовало установления связей и общих законов развития мерзлых пород, т.е. разработки теоретических основ геокриологии (или учения о мерзлых породах). Полученные же теоретические разработки проверяются и подтверждаются на практике и получают новые импульсы для последующего развития.

Раздел I

ТЕПЛОФИЗИЧЕСКИЕ, ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ И МЕХАНИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В ПРОМЕРЗАЮЩИХ, МЕРЗЛЫХ И ПРОТАИВАЮЩИХ ГОРНЫХ ПОРОДАХ

ТЕПЛОФИЗИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В ПРОМЕРЗАЮЩИХ И ПРОТАИВАЮЩИХ ПОРОДАХ

2 ГЛАВА

2.1. Теплопередача и температурное поле в горных породах

Температурный режим горных пород верхней части литосферы формируется в результате их теплового взаимодействия с внешней средой (атмосферой, космическим пространством и др) и нижележащими слоями пород. При этом количество тепла, получаемого Землей из атмосферы (преимущественно от Солнца), приблизительно на три порядка превосходит количество тепла, приходящего из земных недр Процесс теплопередачи в горных породах может осуществляться в общем случае с помощью излучения, конвекции и кондукции.

Тепловое излучение представляет собой процесс испускания электромагнитных волн (лучистой энергии) нагретым телом в окружающее пространство. Длина волны, соответствующая наибольшему лучеиспусканию абсолютно черного тела, обратно пропорциональна его абсолютной температуре Доля тепла, переносимого излучением, в горных породах обычно не превышает нескольких процентов от величины суммарного теплопотока

Конвективный (от лат. convectio — принесение, доставка) *теплоперенос* осуществляется подвижным теплоносителем (жидкость, газ, водяной пар), перемещающимся в пустотном пространстве (порах, трещинах) горных пород Обычно под конвективной теплопередачей понимают перенос емкостных запасов тепла (физического теплосодержания) теплоносителя, однако с полным основанием этот термин относится и к широко распространен-

ным в природе процессам переноса скрытой теплоты фазовых превращений. Такая ситуация возникает, если подвижный компонент при перемещении в пустотном пространстве пород переходит из области с температурными условиями, соответствующими устойчивости этого компонента, в область с температурами ниже (выше) температуры его фазового перехода, где меняется его агрегатное состояние и происходит выделение (поглощение) значительного количества тепла. Таким образом, конвективная теплопередача возникает при переносе вещества, заполняющего поры и трещины горных пород путем свободной и вынужденной конвекции воды, газов и водяного пара, миграции связанной влаги, диффузии водяного пара и др. Доля тепла, переносимого за счет емкостных теплозапасов подвижного носителя, в общем теплопереноса обычно невелика, и только в случае интенсивной фильтрации воды или газа в сильнотрещиноватых скальных, грубообломочных и песчаных породах конвективный механизм теплопередачи играет существенную, а часто и определяющую роль.

Конвективный перенос тепла подвижным носитетелем в виде скрытой теплоты фазового перехода часто имеет высокий энергетический уровень. Так, при промерзании тонкодисперсных влажных пород имеет место миграция влаги из талой зоны пород в мерзлую зону (см. гл. 3) с последующим вымерзанием там в спектре отрицательных температур. При этом миграционное льдовыделение в мерзлой породе может даже превышать количество льда, формирующееся при замерзании влаги, изначально содержавшейся в поровом пространстве. Это миграционное льдовыделение формирует мощный объемный источник тепла, неучет которого неизбежно приведет к принципиальным ошибкам при расчете температурного поля в мерзлой зоне промерзающих пород. Еще одним примером конвективного теплопереноса в виде скрытого тепла фазовых переходов является значительное отепляющее влияние конденсации водяных паров в грубодисперсных породах слоя сезонного оттаивания, которое часто превосходит конвективный отепляющий эффект инфильтрации теплых летних осадков в тех же природных условиях. В этом случае водяной пар как путем диффузии, так и путем вынужденной (ветровой) циркуляции влажного воздуха в пустотах пород перемещается в зону протаивающего слоя пород с температурой ниже *точки росы* (обычно вблизи фронта протаивания), где и происходит выделение скрытой теплоты конденсации пара, приводящее к увеличению глубины оттаивания и повышению среднегодовой температуры пород.

Учет конвективной составляющей теплового потока осуществляется либо через эффективный коэффициент теплопроводности $\lambda_{эф}$, обусловливающий суммарный перенос тепла за счет конвекции и кондукции, либо посредством прямого расчета плотности

конвективного теплового потока $q_{кв}$, связанного, например, с фильтрацией воды или порового раствора: $q_{кв}=C_в \cdot v_ф \cdot t$, где $C_в$ — объемная теплоемкость воды (раствора); $v_ф$ — скорость фильтрации; t — температура в конкретной точке расчетной области.

Основной и наиболее существенный механизм переноса тепла в горных породах — кондуктивный. При кодукции тепло распространяется в среде вследствие колебаний атомов и молекул кристаллической решетки, интенсивность которых возрастает с повышением температуры. Реализуется эта теплопередача за счет теплопроводности горных пород. Математически процесс стационарной кондуктивной теплопередачи описывается законом Фурье: $q_{кд}=-\lambda \mathrm{grad} t$, где $q_{кд}$ — плотность кондуктивной составляющей теплового потока; λ — коэффициент теплопроводности среды, численно равный количеству тепловой энергии, проходящей за единицу времени через единицу площади при единичном градиенте температуры $\mathrm{grad} t$.

В чистом виде кондуктивный теплоперенос в природе реализуется только в монолитных скальных породах. Во всех остальных случаях в горных породах имеет место совокупность разнообразных форм переноса тепла и вещества. Однако относительный вклад в теплопередачу различных конвективных форм теплообмена в основной массе случаев бывает невелик, что позволяет с достаточной точностью описывать широкий круг задач теплообмена в породах в рамках кондуктивного закона переноса тепла.

Основным параметром, характеризующим тепловое состояние пород, является температура. Ее распределение в горных породах называется *температурным полем*. В общем случае температура в горных породах меняется от точки к точке и во времени, т.е. температурное поле описывается трехмерной нестационарной функцией $t(x, y, z, \tau)$. В природе нередки случаи, когда температурное поле заметно изменяется только по двум или даже по одной из пространственных координат, оставаясь практически неизменным по остальным. В соответствии с этим пользуются понятием двумерного $t_1(x, y, \tau)$ или одномерного $t_2(x, \tau)$ температурных полей.

При однородных температурных условиях на плоской земной поверхности и постоянных по площади теплофизических свойствах в приповерхностных слоях горных пород формируется *одномерное* температурное поле, изотермы которого расположены параллельно поверхности, теплопотоки осуществляются в вертикальном направлении, а температура пород на любой заданной глубине в горизонтальных направлениях в любой момент времени неизменна. Одномерными являются также температурные поля с осевой или сферической симметрией. В частности, такие близкие к одномерным поля температур формируются вокруг заглубленных трубопроводов или сферических хранилищ, причем в первом случае изотермические поверхности имеют вид цилиндрических

поверхностей, коаксиальных трубопроводу, а *во втором — сфер* с центром, совпадающим с центром хранилища В природе весьма широко распространены *двумерные* температурные поля, когда изменение температуры по одной из пространственных координат пренебрежимо мало, например в вертикальных разрезах горных пород, перпендикулярных линейным источникам (стокам) тепла на поверхности, таким как реки, вытянутые озера, полосы стока, а также дороги, вытянутые здания (вдали от торцов) и т д *Трехмерные* поля формируются в случаях неоднородных по площади температурных условий на поверхности и теплофизических свойств пород, а также при наличии выраженного рельефа

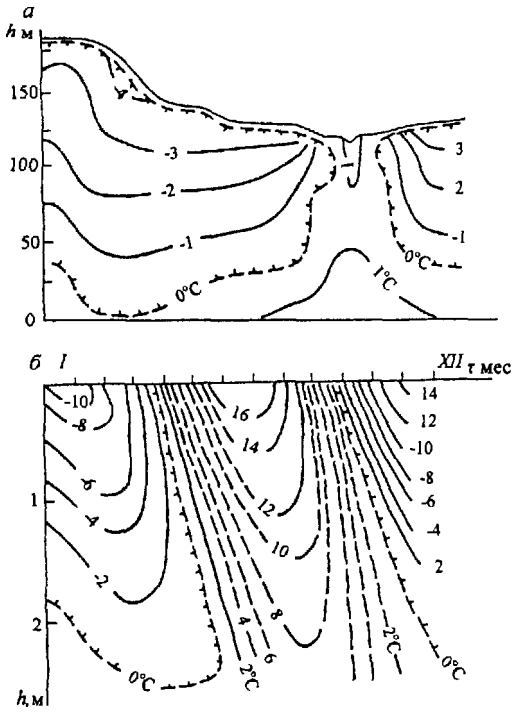


Рис 2 1 Примеры графического изображения температурного поля (*а* — двумерного стационарного, *б* — одномерного нестационарного) Изотерма 0°С — граница между талыми и мерзлыми породами

Графически температурные поля изображаются при помощи *изотерм* — линий или поверхностей, соединяющих равные значения температуры (рис 2 1) Если температурное поле в каждой точке со временем не изменяется, то оно называется стационарным (см рис 2 1, *а*) В противном случае оно характеризуется как нестационарное (см рис 2 1, *б*) Для математического описания процесса нестационарной кондуктивной теплопроводности и нахождения распределения температуры во времени и пространстве используют уравнение теплопроводности Фурье, дополненное соответствующими краевыми (начальными, граничными) условиями Для случая одномерного температурного поля оно имеет вид

$$C_{об}(z)\frac{\partial t}{\partial \tau} = \frac{\partial}{\partial z}\left(\lambda(z)\frac{\partial t}{\partial z}\right) + f(z), \qquad (2\,1)$$

где $f(z)$ — плотность распределенных источников или стоков тепла, $C_{об}(z)$ — объемная теплоемкость среды, численно равная ко-

личеству тепловой энергии, необходимой для нагревания на 1°С единицы объема вещества. Для наиболее простого случая среды с постоянными теплофизическими характеристиками и при отсутствии источников тепла (λ=const, $C_{об}$=const, $f(z)$=0) уравнение нестационарной теплопроводности имеет вид:

$$\frac{\partial t}{\partial \tau} = a\frac{\partial^2 t}{\partial z^2}, \qquad (2.2)$$

где $a=\lambda/C_{об}$ — коэффициент температуропроводности, служащий показателем тепловой инерционности среды. Аналитические решения нестационарного уравнения теплопроводности получены лишь для простейших случаев (однородная изотропная среда, неизменные во времени теплофизические характеристики, простые граничные условия и т.п.). В настоящее время, в связи с совершенствованием современных ЭВМ и программного обеспечения, уравнение теплопроводности при любых краевых условиях успешно решается численным методом не только в одномерном, но и в двумерном варианте.

Решение стационарной задачи теплопроводности осуществляется значительно проще, чем нестационарной. Этим определяется широкое использование стационарных решений при геокриологических исследованиях. Так, поскольку стационарное решение описывает конечную (предельную) стадию развития температурного поля после какого-либо разового изменения условий теплообмена на границе области, оно может непосредственно использоваться для прогнозирования изменений геокриологической обстановки, хотя и без описания динамики процесса. Расчет стационарного температурного поля при существующих граничных условиях и сравнение его с фактическим распределением температуры в породах позволяет судить о направленности изменений температурного режима пород (или его стационарности) в настоящий момент времени. Кроме того, стационарные решения для температурного поля применяются при получении приближенных решений задач промерзания—протаивания пород так называемым методом последовательной смены стационарных состояний, причем не только для одномерных, но и для двумерных расчетных схем.

Наиболее просто решение получается в одномерном случае, когда температура меняется только по глубине. В частности, нахождение установившегося температурного поля в слоистых толщах горных пород (с различными постоянными теплофизическими характеристиками в каждом слое) представляет значительный интерес в геокриологических исследованиях. Основным свойством стационарного одномерного температурного поля при отсутствии независимых внутренних источников (стоков) тепла является по-

стоянство теплового потока по длине расчетной области. При этом в пределах каждого слоя градиент температуры постоянен и температура меняется с глубиной по линейному закону. В силу постоянства теплового потока градиент температуры в каждом слое зависит от его теплопроводности. Таким образом, стационарное одномерное температурное поле в слоистой среде изображается в виде ломаной линии, число звеньев которой совпадает с числом слоев пород с разной теплопроводностью. Наклон каждого из таких звеньев (градиент температуры) обратно пропорционален коэффициенту теплопроводности соответствующего слоя (рис. 2.2).

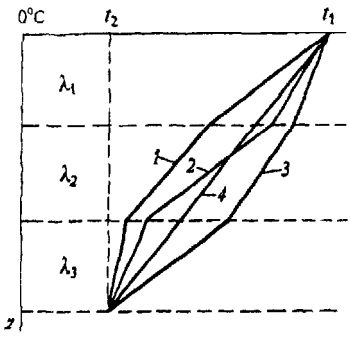


Рис. 2.2. Характер одномерного стационарного температурного поля в слоистой геологической среде:

1 — $\lambda_1 < \lambda_2 < \lambda_3$; *2* — $\lambda_2 < \lambda_1 < \lambda_3$; *3* — $\lambda_1 > \lambda_2 > \lambda_3$; *4* — $\lambda_1 = \lambda_2 = \lambda_3$

Отклонения от линейного закона распределения температур в горных породах на глубинах, превышающих глубину проникновения сезонных изменений температур, могут свидетельствовать о нестационарности температурного слоя, его неодномерности или о неоднородности геологического разреза. Кроме того, линейность распределения температур может нарушаться при наличии процессов конвективного переноса тепла или внутренних тепловыделений.

Так, при наличии в породах подземных вод, движущихся с постоянной скоростью в направлении потока тепла (или навстречу) в условиях стационарного одномерного температурного поля, последнее характеризуется сложным нелинейным законом распределения температур по глубине. При этом конвективное тепловыделение в объеме пород не является независимым источником тепла — в процессе движения в градиентном поле пород подвижный флюид (вода) охлаждается (нагревается), отдавая (поглощая) емкостное тепло, которое увеличивает (уменьшает) кондуктивный теплопоток в каждом сечении. Суммарный же теплопоток (кондуктивно-конвективный) по глубине исследуемого слоя остается постоянным (при отсутствии других независимых источников тепловыделения):

$$q_{\text{сум}}(z) = C_{\text{в}} v_{\text{ф}} t - \lambda \frac{\partial t}{\partial z} = \text{const}, \qquad (2.3)$$

где $C_{\text{в}}$ — объемная теплоемкость воды, $v_{\text{ф}}$ — скорость фильтрации, λ — теплопроводность пород.

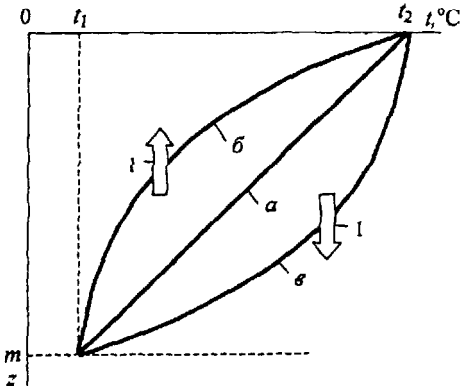


Рис. 2 3 Одномерное стационарное температурное поле в слое пород при наличии фильтрационного потока·

1 — направление фильтрации, кривые *а* — фильтрация отсутствует, *б* — фильтрация направлена против кондуктивного теплопотока, *в* — направление фильтрации совпадает с направлением кондуктивного теплопотока

Анализ решения уравнения (2.3) показывает, что чисто кондуктивная (линейная) термограмма выгибается в сторону направления фильтрации (рис. 2 3), причем этот выгиб тем сильнее, чем выше интенсивность фильтрационного потока. Указанная особенность температурного поля, формирующегося с участием конвективного механизма переноса тепла, используется, к примеру, в практике гидрогеологических исследований для определения расходов нисходящих (восходящих) фильтрационных потоков по данным термометрических измерений в скважинах, а также может иметь значение при исследовании различных геокриологических задач.

Определение стационарного двумерного и тем более трехмерного температурных полей в породах на основе решения задачи теплопроводности значительно более сложно, чем в одномерном случае. Такие решения получены лишь для простых расчетных схем (однородная изотропная среда, простые граничные условия I рода, отсутствие внутренних источников тепла и т.д.). Тем не менее определение стационарных пространственных температурных полей широко используется в геокриологии для ориентировочной оценки направленности развития многолетнемерзлых пород (аградация—деградация), прогнозных построений и т.д. Наиболее простой формой расчетной области является полупространство, ограниченное сверху плоскостью (например, в равнинных условиях), а в двумерной задаче — полуплоскость, ограниченная сверху прямой линией. В последнем случае стационарное температурное поле в однородной толще пород ($-\infty<x<\infty$, $z>0$) при распределении температур на верхней границе $t(x,0)=\varphi(x)$ и при значении геотермического градиента $\left.\frac{\partial t}{\partial z}\right|_{z=\infty} = g$ описывается следующим выражением:

$$t(x,z) = gz + \frac{z}{\pi}\int_{-\infty}^{\infty} \varphi(S)/\left[(S-x)^2 + z^2\right] dS \qquad (2\,4)$$

Распределение температур на поверхности $\varphi(S)$ определяется при натурных исследованиях Практически в качестве $\varphi(S)$ задается ступенчатая функция или ломанная линия, звенья которой соответствуют участкам с различными температурными условиями на поверхности При этом интеграл, входящий в (2 4), разбивается на сумму табличных интегралов Например, если по территории со среднегодовой температурой пород (t_1) протекает река шириной $2b$ с температурой донных отложений t_2, то стационарное температурное поле в сечении пород, перпендикулярном реке, будет

$$t(x,z) = gz + t_1 + \frac{(t_2 - t_1)}{\pi}\left(\operatorname{arctg}\frac{b+x}{z} + \operatorname{arctg}\frac{b-x}{z}\right), \qquad (2\,5)$$

где x — расстояние от середины реки Аналогичные двумерные решения могут быть получены и для значительно более сложных случаев, т е практически для любого закона изменения температуры поверхности по длине верхней границы Уравнения типа (2 5) позволяют построить изотермы (линии равных температур) для всей расчетной области и исследовать структуру тепловых потоков в любой точке полупространства

В природных условиях температурное поле в верхних слоях земной коры всегда имеет в той или иной степени *нестационарный* характер Это связано с непостоянством во времени граничных условий теплообмена и прежде всего на поверхности земли Если изменение величины грубинного теплопотока из недр происходит в течение геологически длительного времени, то температура на поверхности земли значительно меняется в суточном, годовом и многолетнем циклах, формируя в приповерхностных слоях пород резко нестационарное температурное поле Поскольку указанные изменения, как правило, носят ярко выраженную периодичность, важное значение приобретает исследование так называемых *периодически установившихся* температурных полей, формирующихся в породах вблизи верхней температурной границы Особенностью такого поля является то, что оно, будучи нестационарным в пределах каждого цикла, полностью повторяется с интервалом, равным периоду колебаний Определение периодически установившегося режима является задачей без начальных условий, поскольку при многократном повторении температурного хода на поверхности влияние начального распределения температур практически исчезает Оно как бы стирается из «тепловой памяти» среды и с некоторого момента им можно пренебречь

Наиболее простым и в то же время очень распространенным в природе случаем реализации периодически установившегося режима являются синусоидальные колебания температуры воздуха в суточном, годовом или многолетнем цикле и порождаемые ими такие же синусоидальные (гармонические) колебания температуры в горных породах. В этом случае говорят о распространении в породах температурных волн. Формально эти изменения температуры можно представить простой зависимостью

$$t(0,\tau) = t_{ср}^{0} + A_0 \sin\frac{2\pi}{T}\tau, \qquad (2.6)$$

где $t(0,\tau)$ — изменяющаяся во времени температура поверхности горных пород; A_0 — физическая (равная половине метеорологической) амплитуда колебаний этой температуры в годовом (суточном или многолетнем) цикле; $t_{ср}^{0}$ — среднегодовая (среднесуточная или среднемноголетняя) температура поверхности пород, около которой совершаются колебания с периодом T. Таким образом, колебания температуры на поверхности однозначно определяются тремя величинами: $t_{ср}^{0}$, A_0 и T.

Очевидно, что реальный, например годовой, ход температуры поверхности существенно отличается от синусоиды, поскольку в естественных условиях нередко проявляются нерегулярные потепления и похолодания на общем фоне изменения температуры за год (рис. 2.4,*а*). Однако если осреднять температуру по декадам, а тем более по месяцам, то температурная кривая все более приближается к синусоидальной. В общем случае эта кривая всегда может быть приведена к «идеальной» синусоиде посредством экспериментального определения площадей S_1 и S_2, располагающихся между осью нулевой температуры и реальной кривой изменения температуры за период T, равный одному году. Основные параметры такой «идеальной» синусоиды, т.е. среднегодовая температура поверхности $t_{ср}^{0}$ и физическая амплитуда колебания температуры A_0, при этом могут быть найдены следующим образом:

$$t_{ср}^{0} = \frac{S_1 - S_2}{T}, \quad A_0 \approx \frac{S_1 + S_2}{T}\cdot\frac{\pi}{2}.$$

Температурные колебания на поверхности $t(0,\tau)$ вызывают колебания температуры в подстилающих горных породах $t(z,\tau)$, т.е. температурная волна, формирующаяся на поверхности, распространяется вглубь, в толщу горных пород, возбуждая в них подобные периодические температурные колебания на каждом уровне При этом волна по мере своего продвижения вниз встречает сопротивление со стороны пород в виде термического сопротивления (величина, обратно пропорциональная величине коэффициента теплопроводности λ), а также затрачивает свою энергию на процессы, связанные с изменением теплоемкости среды $C_{об}$ По-

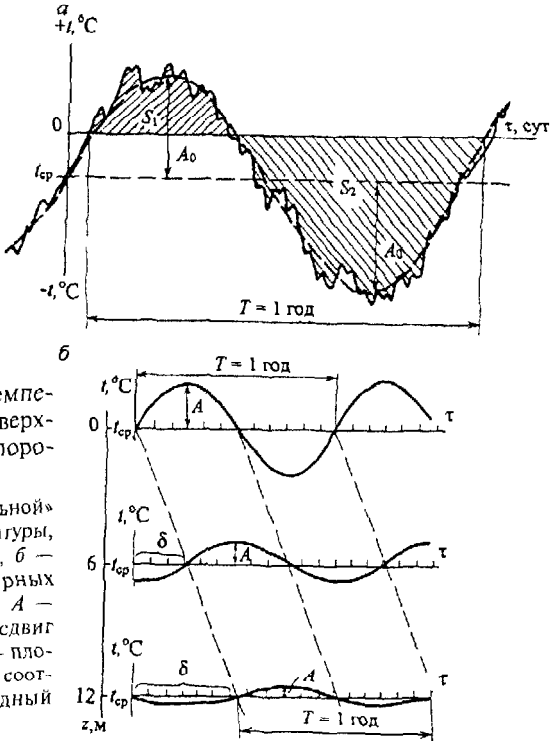


Рис 2.4 Гармонические температурные колебания на поверхности и в подстилающих породах:

а — приведенные к «идеальной» синусоиде колебания температуры, наблюдаемые на поверхности, *б* — распространение температурных волн в толще горных пород, A — амплитуда колебаний, δ — сдвиг колебаний по времени, S_1, S_2 — площади температурограduсочасов соответственно в теплый и холодный периоды

этому волна затухает с глубиной, претерпевая постепенное уменьшение значения A_0. Максимальная глубина проникновения в толщу горных пород поверхностной температурной волны (многолетней, годовой или суточной) называется *глубиной распространения колебаний температуры*, или *глубиной нулевых* (многолетних, годовых или суточных) *амплитуд температуры*. Приповерхностные слои горных пород, которые ограничиваются снизу этими значениями глубин, называются соответственно *слоем многолетних* (*n*-летних), *годовых* или *суточных колебаний температуры*.

Распространение температурных волн в средах без фазовых переходов описывается законами Фурье, которые являются следствием решения так называемой задачи Фурье о распространении температурных волн в однородной среде неограниченного полупространства без фазовых переходов. Математическая формулировка задачи выглядит следующим образом:

$$\begin{cases} \dfrac{\partial t(z,\tau)}{\partial \tau} = a\dfrac{\partial^2 t(z,\tau)}{\partial z^2}, \quad z>0; \\ t(0,\tau) = t_{ср}^0 + A_0 \sin\dfrac{2\pi}{T}\tau. \end{cases} \tag{2.7}$$

Начальные условия в постановке задачи отсутствуют, поскольку принимается, что процесс теплопередачи уже вышел на периодически установившийся режим. Решением этой задачи является функция

$$t(z,\tau) = t_{ср}^{0} + A_0 e^{-z\sqrt{\frac{\pi C_{об}}{\lambda T}}} \sin\left(\frac{2\pi}{T}\tau - z\sqrt{\frac{\pi C_{об}}{\lambda T}}\right), \qquad (2.8)$$

которая определяет значение температуры пород на *любой глубине z в любой момент времени* τ при соответствующих изменениях температуры на поверхности пород. Она полностью описывает периодически установившееся температурное поле, сформировавшееся в породах в результате синусоидальных колебаний температуры на поверхности. На основании этого решения можно сделать вывод, что в породах также устанавливаются колебания около той же средней температуры $t_{ср}^{0}$ и с тем же периодом T, что и колебания на поверхности (см. рис. 2.4, *б*). Температурная волна в породах распространяется вниз с постоянной скоростью $V_в^t$ (скорость погружения экстремумов температуры), которая зависит только от коэффициента температуропроводности a (см. 2.2) и периода колебаний T

$$V_в^t = z\sqrt{\frac{\pi a}{T}}. \qquad (2.9)$$

Длина температурной волны, т.е. расстояние между двумя ближайшими одноименными экстремумами (максимумами или минимумами), составляет в любой момент времени

$$D_в^t = 2\sqrt{\pi a T}. \qquad (2.10)$$

Ряд важных выводов, следующих из уравнения (2.8), известны под названием *законов Фурье* и являются основополагающими для процесса распространения температурных волн в горных породах.

Первый закон Фурье определяет, что амплитуда температурных колебаний экспоненциально убывает с глубиной

$$A(z) = A_0 e^{-z\sqrt{\frac{\pi C_{об}}{\lambda T}}}. \qquad (2.11)$$

Как следует из этой зависимости, скорость затухания температурных колебаний с глубиной определяется свойствами среды: чем больше теплопроводность среды (чем меньше ее термическое сопротивление) и чем меньше теплоемкость, тем медленнее затухает амиплитуда и тем на бóльшую глубину (при прочих равных условиях) проникают температурные колебания.

Кривые, ограничивающие на каждой конкретной глубине максимальные и минимальные значения синусоидальных колебаний

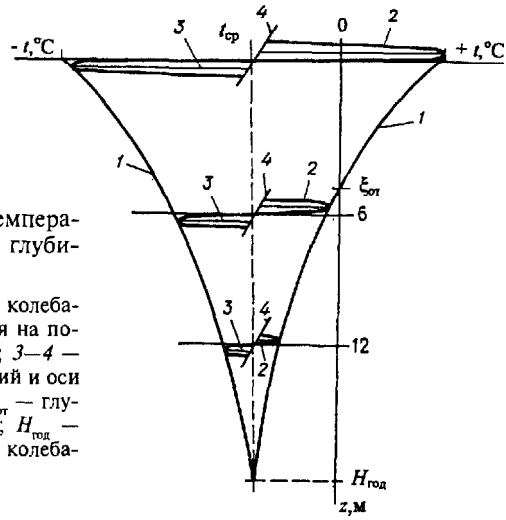


Рис. 2.5. Характер затухания температурных колебаний в породах с глубиной:

1 — огибающие температурных колебаний; *2* — температурные колебания на поверхности и на глубинах 6 и 12 м; *3—4* — соответственно амплитуды колебаний и оси времени на глубинах 0, 6 и 12 м; $\xi_{от}$ — глубина сезонного оттаивания пород; $H_{год}$ — глубина распространения годовых колебаний температуры

температуры, являются экспоненциальными кривыми, определяющими характер затухания амплитуд колебания температуры с глубиной (рис. 2.5). Другими словами, решение задачи Фурье о распространении температурных волн в однородной среде показывает, что все возможные изменения температуры по глубине заключены в конкретных пределах, за которые изменения температуры на данной глубине выйти не могут. Этими пределами служат отрезки экспонент $t_{ср}^{0} \pm A(z)$, где z изменяется от 0 до глубины нулевых годовых амплитуд. Так, если фактические данные по измерению температуры в одной скважине в течение года нанести на один рисунок (рис. 2.6), то единовременные по глубине температурные кривые как бы «заполняют» некоторую область, ограниченную отрезками экспонент (как бы огибающими температурные кривые). При анализе температурных полей в геокриологии нередко для изображения изменения температуры с глубиной пользуются одними огибающими, не изображая отдельные температурные кривые на конкретный момент времени (см. рис. 2.5).

Второй закон Фурье указывает, что температурные колебания в породах происходят со сдвигом фаз, пропорциональным глубине (см. рис. 2.4, *б*). Время запаздывания колебаний можно вычислить по формуле:

$$\tau(z) = \frac{1}{2} z \sqrt{\frac{TC_{об}}{\pi\lambda}}. \qquad (2.12)$$

Сдвиг колебаний по фазе с глубиной происходит вследствие ограничения скорости распространения температурной волны в породах. Эта скорость определяется теплофизическими свойствами породы и периодом колебаний, а потому для однородных по-

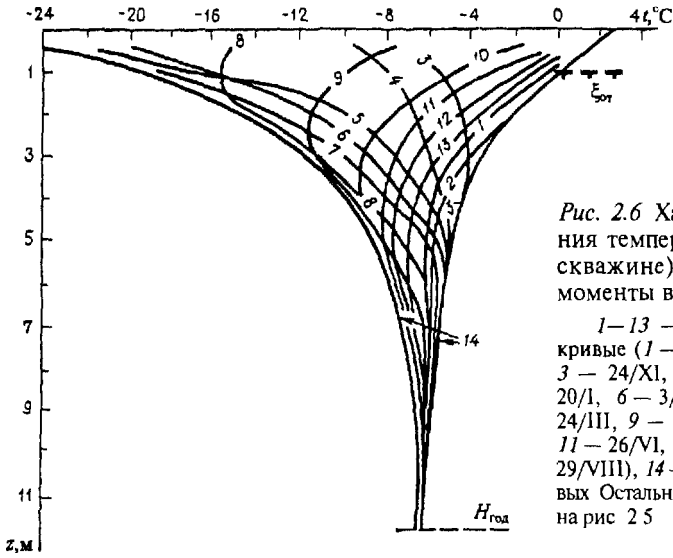


Рис. 2.6 Характер изменения температуры пород (в скважине) на различные моменты времени года·

1—13 — температурные кривые (*1* — 30/IX, *2* — 15/X, *3* — 24/XI, *4* — 17/XII, *5* — 20/I, *6* — 3/II, *7* — 20/II, *8* — 24/III, *9* — 26/IV, *10* — 2/VI, *11* — 26/VI, *12* — 27/VIII, *13* — 29/VIII), *14* — огибающие кривых Остальные обозначения см на рис 2 5

род постоянна по глубине и во времени. В соответствии с этим законом Фурье, например, минимальные зимние температуры на некоторой глубине z будут наблюдаться не в момент существования их на поверхности, а спустя некоторое время, которое необходимо волне, чтобы дойти от поверхности до этой грубины z. Поэтому в натурных условиях обычно наблюдается следующая картина: когда в приповерхностной части пород, например, наступает период похолодания или потепления, то в это же время в средней части слоя годовых колебаний температуры еще продолжается период потепления (или похолодания), а в нижней части слоя наблюдается еще период похолодания (или потепления) от предыдущей температурной волны (см. рис. 2.6, кривые *8* и *10*).

Третий закон Фурье связывает глубину проникновения температурных колебаний h с периодом и амплитудой колебаний температурной волны на поверхности:

$$h = \sqrt{\frac{\lambda T}{\pi C_{об}}} \ln \frac{A_0}{A_h} \qquad (2.13)$$

Исходя из этого выражения, глубина проникновения колебаний оказывается тем больше, чем больше амплитуда A_0 и период колебаний T. За максимальную глубину проникновения (глубину затухания) температурных колебаний принимается такая глубина, на которой амплитуда колебаний A_h становится меньше 0,1°С, т.е. оказывается соизмеримой с точностью определения температуры в натурных условиях. Подставив в выражение (2.13) значение A_h=0,1°С и различные численные значения периода колеба-

ний T, можно показать, что при прочих равных условиях наиболее глубоко проникают колебания с большим периодом, а короткопериодные колебания затухают вблизи поверхности Действительно, как показывают расчеты и натурные исследования, суточные колебания температуры могут проникать до глубин 1—2 м, годовые колебания — до 15—25 м, а трехсотлетние колебания — до 150—200 м и более Согласно третьему закону Фурье следует, что если имеются два колебания с неравными периодами T_1 и T_2 ($T_1 \neq T_2$), то глубины z_1 и z_2, на которых происходит одинаковое затухание соответствующих колебаний, связаны между собой соотношением

$$z_2 = \sqrt{\frac{T_2}{T_1}} z_1 \qquad (2.14)$$

Так, если имеются два колебания температуры на поверхности пород с периодами 1 год и 100 лет и известно, что амплитуда годового колебания уменьшается на губине 10 м в 10 раз, то из выражения (2 14) следует, что аналогичное затухание амплитуды (в 10 раз) 100-летнего колебания произойдет на глубине 100 м

В целом, поскольку в поверхностных слоях горных пород наблюдаются периодичекие (гармонические) колебания температуры (температурные волны), то годовой (суточный или многолетний) период изменения температуры в породах подразделяется на две части полупериод нагревания и полупериод охлаждения

Уравнение Фурье (2 8) позволяет анализировать динамику теплопотоков в исследуемой области Важное значение при этом имеет структура теплопотока через поверхность (z=0), отражающая уровень теплопотока пород с внешней средой При периодически установившемся температурном режиме приход и расход тепла в породах происходит в течение соответствующих полупериодов, причем теплопотоки через поверхность на их протяжении имеют разные знаки Количество тепла, приходящего в породу за полупериод нагревания и уходящего из нее за полупериод охлаждения, называется *теплооборотом* в породах В случае периодически установившегося режима колебаний температур теплообороты за каждый из полупериодов равны по абсолютной величине В случае их неравенства имеет место дисбаланс теплооборотов, сопровождающийся изменением (повышением или понижением) среднепериодной температуры пород во времени

Велина теплопотока в породе q (z,τ) находится дифференцированием уравнения (2 8) по глубине При z=0 находятся моменты изменения знака теплопотока $q(0,\tau)$=0, которые оказываются равными 3/8 и 7/8 T Интегрирование величины теплопотока через поверхность по времени в пределах найденных полупериодов нагревания (охлаждения) дает выражение для величины теплооборота B

$$B = \sqrt{2} A_0 \cdot \sqrt{\frac{\lambda T C_0}{\pi}}, \qquad (2.15)$$

где C_0 — объемная теплоемкость пород Величина теплооборота B широко используется при исследовании процесса теплообмена пород с внешней средой и входит во многие расчетные зависимости.

Рассмотренные выше теоретические закономерности в реальности осложняются или искажаются различными факторами, не учитываемыми теорией периодически установившихся температурных колебаний. Достаточно сказать, что в природных условиях, как правило, каждый последующий цикл колебаний температур на поверхности ни по одному из параметров, за исключением длительности периода, полностью не повторяет предыдущий. Это относится к суточным или годовым колебаниям, но, по всей вероятности, характерно и для многолетних. Поэтому при анализе, например, годового цикла теплообмена в породах используются среднемноголетние величины распределения температур поверхности пород во внутригодовом периоде При этом температурный режим пород в конкретный год может значительно отличаться от такового, получаемого расчетным путем.

Наличие фронтов промерзания—протаивания в условиях периодически установившегося температурного режима оказывает существенное влияние на формирование температурного поля пород — высокий энергетический уровень процессов выделения (поглощения тепла при кристаллизации (плавлении) воды в поровом пространстве пород ведет к существенному сокращению мощности слоя годовых теплооборотов, росту величины последних, изменяет скорости прохождения по разрезу фаз температурных колебаний и т.д. Однако указанные изменения носят в основном количественный характер, так как основные общие выводы, следующие из анализа решения Фурье (2.8), при этом остаются в силе. Это позволило В.А Кудрявцеву разработать общую и точную методику расчета глубины промерзания—протаивания влажных пород, которая основывается именно на этом решении (Кудрявцев, 1961—1967)

Следует особо подчеркнуть, что рассмотренные выше закономерности формирования температурного поля в горных породах не учитывали наличия горизонтальных и вертикальных потоков тепла. Например, если принимать во внимание существование потока тепла q из недр Земли, то среднегодовая температура пород по глубине слоя с годовыми колебания температуры не остается постоянной, а повышается в соответствии с геотермическим градиентом g, т е.

$$t_{ср}(z) = t^0_{ср} + (q/\lambda)z \qquad (2\ 16)$$

Геотермический коэффициент ($g=q/\lambda$) при этом показывает, на сколько градусов в данной точке местности изменяется (за счет потока тепла, идущего из недр Земли) температура при изменении глубины на единицу длины. Величина, обратная геотермическому градиенту, называется *геотермической ступенью*. Она показывает, на каком расстоянии по вертикали температура пород изменяется на 1°С. Для грубоориентировочных расчетов нередко принимают, что геотермическая ступень в пределах континентов составляет в среднем 33 м на 1°С.

Кроме вертикальных потоков тепла из недр Земли и вызванных ими геотермических градиентов температуры в верхней части литосферы существуют также и горизонтальные потоки тепла, соответственно и горизонтальные температурные градиенты. Особенно значительные горизонтальные температурные градиенты в горных породах наблюдается при переходах от одного элемента рельефа к другому, с иной ориентировкой по отношению к Солнцу, большим или меньшим наклоном поверхности и увлажнением, от суши к морским или озерным водоемам, а также к большим водотокам. Другими словами, в естественных условиях чаще всего приходится встречаться не с одномерными, а двух- и трехмерными температурными полями.

2.2. Промерзание и протаивание горных пород

Выше (см. 2.1) рассматривались температурные поля без учета фазовых переходов влаги, т.е. без учета замерзания или таяния воды в горных породах при переходе температуры через 0°С. Другими словами, анализировались процессы нагревания или охлаждения пород, а не собственно их промерзание или протаивание. Такие случаи характерны для горных пород, в которых практически отсутствует вода. Нулевая изотерма в этом случае принципиально не отличается от любой другой изотермы температурного поля.

В действительности во влажных грунтовых системах вблизи или на нулевой изотерме происходят важные теплофизические и физико-химические процессы, определяющие как свойства, строение и состав пород, так и особенности температурного поля горных пород. Важнейшим из этих процессов является переход содержащейся в породах воды из жидкого состояния в твердое и обратно, поскольку с этими фазовыми переходами связано выделение или поглощение большого количества тепла. Поэтому в области, где идут фазовые переходы, как бы возникают дополнительные источники или стоки тепла, которые существенно влияют на температурное поле пород и его динамику. Так, при охлаждении ниже

0°С дисперсной породы с влажностью 20% в результате замерзания влаги, содержащейся в 1 г породы, выделяется порядка 70 Дж тепла, которого оказалось бы достаточно для нагревания этого же грамма породы почти на 40°С Количество тепла $Q_ф$, выделяющегося или поглощаемого при полном замерзании или оттаивании единицы массы породы с весовой влажностью (льдистостью), равной $W_в$, и объемной массой скелета $\gamma_{ск}$, определяется из выражения

$$Q_ф \approx L\ W_в \gamma_{ск}, \qquad (2\ 17)$$

где L=335 000 кДж/м^3 — объемная теплота фазового перехода воды в лед и наоборот

Очевидно, что в процессе замерзания влажных пород понижение их температуры (ниже 0°С) должно происходить *медленнее*, чем простое их охлаждение Промерзающий слой горных пород при этом должен предохранять нижележащие породы от интенсивного охлаждения, поскольку нулевая изотерма не может подвинуться вглубь, пока на этой границе не произойдет замерзание всей свободной воды и не выделится соответствующее количество теплоты кристаллизации Нулевая изотерма в данном случае служит границей раздела талой (непромерзшей) и мерзлой (промерзшей) части промерзающей породы и называется *границей*, или *фронтом*, *промерзания* Наоборот, протаивание мерзлых пород замедляет их нагревание, поскольку большая часть тепла, поступающего в породу, затрачивается на фазовый переход льда в воду вблизи нулевой изотермы, которая в данном случае является границей или фронтом протаивания Такое воздействие на температурное поле промерзающих или протаивающих пород фазовых переходов влаги, совершающихся на нулевой изотерме, М И Сумгин назвал нулевой завесой

В соответствии с этим явлением глубина проникновения гармонических (синусоидальных) температурных колебаний в горных породах при протекании в них фазовых переходов влаги оказывается существенно меньше, нежели в сухих породах, где процессы замерзания и оттаивания влаги отсутствуют В том случае, когда амплитуда колебаний температур на поверхности оказывается меньше среднегодовой температуры пород ($A_0 \le |t_{ср}|$), фазовые переходы влаги отсутствуют и глубина проникновения годовых колебаний температур оказывается наибольшей (рис 2 7) В противном случае ($A_0 > |t_{ср}|$) в верхней части разреза горных пород развит слой сезонного оттаивания ($t_{ср} < 0$), подстилаемый многолетнемерзлыми породами, либо сезонного промерзания ($t_{ср} > 0$), подстилаемый талыми породами Наличие слоя сезонного промерзания (или протаивания) приводит к существенному сокращению мощности слоя с годовыми колебаниями температур (см рис 2 7) Это связано с тем, что значительная часть годовых теплооборо-

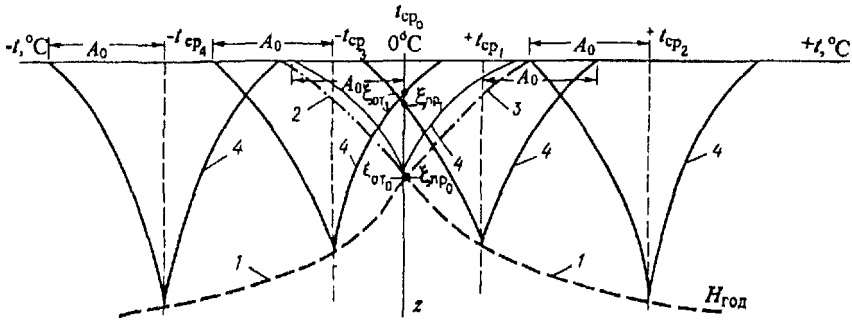


Рис. 2.7. Зависимость величин $H_{год}$, $\xi_{пр}$, $\xi_{от}$ от соотношения среднегодовой температуры $t_{ср}$ и амплитуды температурных колебаний на поверхности A_0:

1 — глубина нулевых годовых амплитуд $H_{год}$ при $t_{ср_4} < t_{ср_3} < t_{ср_2} < t_{ср_1} < t_{ср_0}$; *2* — глубина сезонного оттаивания пород, *3* — глубина сезонного промерзания, *4* — огибающие температурные кривые $\xi_{ср_1}$ при $+t_{ср_1}$; $\xi_{пр_0} = \xi_{от_0}$ при $t_{ср_0}$; $\xi_{от_3}$ при $-t_{ср_3}$, при $t_{ср_2}$ и $t_{ср_4}$ сезонное промерзание и оттаивание отсутствуют

тов, которая могла бы пойти на нагревание или охлаждение пород, залегающих ниже слоя сезонного промерзания или протаивания, затрачивается в этом слое на фазовые переходы воды в лед и обратно. Поэтому температурная волна проникает на меньшую глубину. Причем чем больше мощность слоя $\xi_{от}$ или $\xi_{пр}$, тем меньше будет мощность слоя с годовыми колебаниями температур $H_г$. И наконец, при $t_{ср}$=0°С (см. рис. 2.7) слой годовых колебаний температур совпадает по мощности со слоями сезонного промерзания или протаивания ($\xi = H_г$), т.е. все теплообороты происходят только в слое промерзания или протаивания, а нижележащие породы не подвергаются ни охлаждению, ни нагреванию. В этом случае может наблюдаться процесс как сезонного промерзания, так и сезонного протаивания. Все будет зависеть от того, в каком состоянии (*многолетнемерзлом или талом*) будут находиться *подстилающие* породы. При этом следует особо подчеркнуть, что мощность слоя сезонного промерзания (протаивания) при $t_{ср}$=0°С оказывается максимальной, убывая по мере *увеличения абсолютных значений* $t_{ср}$. Таким образом, *глубина распространения годовых колебаний температуры* при наличии процесса сезонного промерзания (протаивания) равна:

$$H_1 = \xi_{пр(от)} + h_1. \qquad (2.18)$$

В слое h_1, располагающемся между подошвой слоя сезонного промерзания (или протаивания) и глубиной затухания годовых колебаний температур (см. рис. 2.7), фазовые переходы влаги в породах практически отсутствуют, а потому для этого слоя оказываются справедливыми ранее рассмотренные в (2.1) законы Фурье. Используя формулу для расчета глубины проникновения температурных колебаний (2.18), можно расчитать мощность слоя h_1.

При наличии слоя сезонного промерзания или сезонного протаивания изменение среднегодовой температуры пород с глубиной существенно отличается от ее изменения в случае отсутствия фазовых переходов. В целом, если учитывать наиболее существенные факторы, влияющие на формирование температурного поля горных пород при периодически установившемся температурном режиме, то изменение среднегодовой температуры по глубине ($t_{ср}(z)$) можно представить в виде ломанной линии, состоящей из ряда прямолинейных участков. Рассмотрим эту кривую раздельно для случаев сезонного промерзнаия и сезонного протаивания (рис. 2.8) начиная со среднегодовой температуры воздуха $t^{в}_{ср}$ на высоте 2 м, которая обычно измеряется на всех метеостанциях.

В приземном слое воздуха (0—2 м) при этом наблюдается понижение среднегодовой температуры по мере удаления от земной поверхности, т.е. $t^{п}_{ср} > t^{в}_{ср}$, где $t^{п}_{ср}$ — среднегодовая температура на поверхности покровов. Связано это с тем, что именно земная (дневная, или активная) поверхность, поглощающая солнечную радиацию, греет воздух (а не наоборот). В том случае, когда на поверхности гоных пород отсутствуют какие-либо покровы, среднегодовая температура воздуха оказывается ниже среднегодовой температуры поверхности грунта $t^{0}_{ср}$ на величину так называемой *радиационной поправки* (Δt_R), не превышающей обычно 1°С. При наличии на грунтовой поверности различного рода покровов переход от $t^{в}_{ср}$ к среднегодовой температуре поверхности грунта $t^{0}_{ср}$ оказывается более сложным, поскольку покровы могут оказывать как отепляющее, так и охлаждающее влияние.

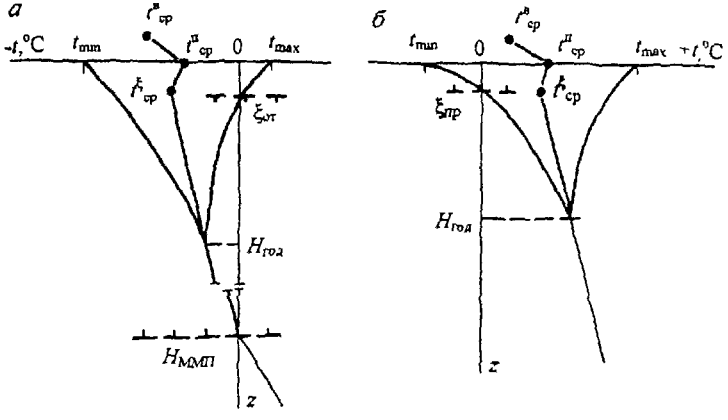


Рис. 2.8. Изменение среднегодовой температуры с глубиной для сезонного оттаивания (*а*) и сезонного промерзания (*б*) пород:

$t^{в}_{ср}$, $t^{п}_{ср}$, $t^{0}_{ср}$ — среднегодовые температуры воздуха, на поверхности покровов, на подошве слоя сезонного оттаивания (промерзания) соответственно, $\xi_{от}$, $\xi_{пр}$ — соответственно глубины сезонного оттаивания, промерзания, $H_{год}$ — глубина проникновения годовых колебаний температуры, $H_{ммп}$ — мощность многолетнемерзлых пород

Не остается постоянной среднегодовая температура и в слое сезонного промерзания (протаивания). Она понижается с глубиной, что и приводит к возникновению первого излома рассматриваемой температурной кривой на поверхности горных пород при z=0 (см. рис. 2.8). Причиной такого понижения $t_{ср}$ в слое ξ является различие в значениях коэффициентов теплопроводности пород этого слоя в талом $\lambda_т$ и мерзлом $\lambda_м$ состояниях, что в свою очередь служит причиной формирования в слое так называемой температурной сдвижки Δt_λ, определяемой как разность между среднегодовой температурой на подошве слоя сезонного промерзания (протаивания) $t_{ср}^{\xi}$ и среднегодовой температурой поверхности пород при периодически установившемся температурном режиме:

$$\Delta t_\lambda = t_{ср}^{\xi} - t_{ср}^{0}. \qquad (2.19)$$

Важным обстоятельством при этом является то, что на любой глубине слоя годовых колебаний температуры выполняется баланс тепла, т.е. за полупериод нагревания в грунт поступает тепла ровно столько, сколько его уходит за полупериод охлаждения. Иначе периодически установившийся режим не мог бы существовать. Например, если бы в полупериод нагревания тепла поступало бы больше, чем его отводилось бы из грунта в полупериод охлаждения, то шел бы процесс разогрева пород, и их среднегодовая температура повышалась бы со временем. Существование баланса «приходящего» и «уходящего» тепла непосредственно приводит к тому, что в горных породах, для которых характерно равенство теплофизических характеристик в талом и мерзлом состоянии (в первую очередь коэффициентов теплопроводности: $\lambda_т = \lambda_м$), температурная сдвижка отсутствует и $t_{ср}^{\xi} \approx t_{ср}^{0}$. Если же $\lambda_т \neq \lambda_м$, такая сдвижка существует. При этом, как показали многочисленные расчеты и результаты моделирования, другие теплофизические характеристики, такие как теплоемкость $C_{об}$ и теплота фазовых переходов $Q_ф$, на величину сдвижки практиччески не влияют. Согласно расчетным и экспериментальным данным, Δt_λ изменяется обычно в интервале 0,5—1,5°С.

Ниже слоя сезонного промерзания (протаивания) температура пород за счет геотермического градиента повышается с глубиной, что приводит ко второму излому температурной кривой на подошве слоя сезонного промерзания или протаивания $t_{ср}^{\xi}$. Причем если $t_{ср}^{\xi}$<0, то в разрезе присутствуют многолетнемерзлые породы, с подошвой которых связан еще один (третий) излом рассматриваемой температурной кривой (см. рис. 2.8, *а*). При этом на нижней границе многолетнемерзлой толщи контактируют талые и мерзлые породы, обладающие в общем случае различными теплофизическими свойствами (как правило, $\lambda_м > \lambda_т$). Но если эта

граница не движется, то теплопотоки в мерзлой и талой зонах должны быть равны $q_м=q_т$, т.е. $\lambda_м \text{grad}t_м=\lambda_т \text{grad}t_т$. При $\lambda_м > \lambda_т$ $\text{grad}t_т<\text{град}t_м$ т.е. температура с глубиной возрастает быстрее в талой зоне, чем в мерзлой. В результате на границе раздела температурная кривая и претерпевает излом. Если $t_{ср}^5>0$, т.е. в разрезе многолетнемерзлые породы отсутствуют, то ниже слоя сезонного промерзания температурная кривая оказывается прямолинейной (см. рис. 2.8, *б*).

Итак, решение задачи теплопроводности без учета фазовых переходов, сформулированное в 2.1 в виде законов Фурье (2.11)—(2.13), хотя и имеет большое значение для общего понимания процессов теплопередачи в горных породах, для строгого количественного описания этих процессов пригодно лишь для очень узкого класса природных объектов. К таким объектам относятся массивы горных пород, для которых процессами фазовых переходов воды можно пренебречь. К ним относятся массивы монолитных или дренированных трещиноватых скальных пород, полностью дренированных рыхлых пород (что встречается крайне редко), массивы талых или мерзлых пород, в которых за время наблюдений фазовые переходы отсутствуют. В большинстве случаев без учета фазовых переходов невозможно правильно количественно охарактеризовать температурные поля массивов горных пород и их измения во времени.

При этом с фазовыми переходами в спектре отрицательных температур определенным образом связаны процессы миграции воды в породах, которые, с одной стороны, влияют на характер формирующегося в породах поля влажности (льдистости), а с другой — оказывают обратное влияние на процесс фазовых переходов, а значит и на температурное поле. Наконец, увеличение объема воды при замерзании, а также миграции ее в промерзающую зону могут приводить к изменению полей напряжений в породах, что также имеет обратную связь с процессом промерзания (протаивания). Важной особенностью зоны фазовых переходов, в которой происходят описанные процессы, является то, что ее положение по глубине со временем не остается постоянным. Эта граница (зона) движется и на ней наблюдается скачок значений тепловых потоков, поступающих к этой границе и уходящих от нее. Этот скачок и определяет *условия движения фазовой границы в толще пород.*

Допустим, что на поверхности массива горных пород, к нижней границе которого из недр Земли поступает постоянный тепловой поток q, в некоторый начальный момент времени $\tau=0$ температура перешла через 0°С, и начался процесс промерзания (рис.2.9). Температура на поверхности еще некоторое время понижалась, а затем установилась постоянной (отрицательной). И, наконец, по прошествии еще некоторого времени она начала повышаться,

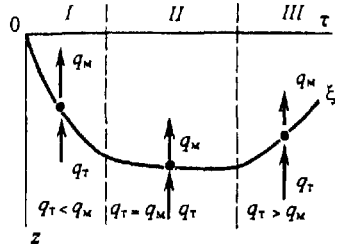


Рис 2 9 Динамика продвижения фазовой границы при изменяющихся температурных условиях на поверхности

I—III — стадии изменения температуры во времени (I — понижение, II — стабилизация, III — повышение), ξ — положение фазовой границы, $q_м$ и $q_т$ — плотность теплового потока соответственно от ξ к поверхности и из талой зоны к ξ

оставаясь отрицательной. В этом случае процесс промерзания (протаивания) этого массива имеет четко различимые три стадии (см. рис. 2.9). На первой стадии отвод тепла $q_м$ от образовавшейся фазовой границы оказывается больше, чем приход его из недр Земли $q_т$, т.е. $q_м > q_т$. В результате этого происходит фронтальное промерзание, граница ξ движется вниз, т.е. $d\xi/d\tau = \xi' > 0$. На второй стадии на фазовой границе ξ устанавливается баланс приходящего и уходящего тепла, т е. $q_м = q_т$. Граница промерзания при этом оказывается неподвижной, а $\xi' = 0$ И, наконец, на третьей стадии потепление на поверхности приводит к тому, что тепла от границы ξ отводится меньше, чем его поступает из недр, т.е. $q_м < q_т$. В этом случае идет оттаивание мерзлых пород снизу. Граница оттаивания ξ движется вверх, а $\xi' < 0$. Именно так во многих случаях происходит процесс многолетнего промерзания и оттаивания массивов горных пород.

Следует отметить, что неравенство $q_м$ и $q_т$, т е $q_м - q_т = \Delta q$, а $\Delta q \neq 0$, является *необходимым* условием протекания процесса фазовых переходов в промерзающей или протаивающей породе. Причем за любой отрезок времени Δτ протаивает или промерзает такой слой грунта Δξ ($\Delta\xi = \xi'\Delta\tau$), на фазовые переходы воды в котором ($Q_ф \Delta\xi$) уйдет вся разница между пришедшим к фронту и ушедшим от него количеством тепла ($\Delta q \Delta\tau$). Другими словами, тепловое условие на подвижной границе промерзания или протаивания горных пород может быть записано в виде $\Delta\tau(q_м - q_т) = Q_ф \Delta\xi$ Из этого выражения может быть найдена скорость промерзания или протаивания горных пород, т.е. скорость движения границы фазовых переходов влаги

$$\xi' \approx \frac{q_м - q_г}{Q_ф} \qquad (2\ 20)$$

Отсуда следует, что нагревание залегающих под фазовым фронтом пород за счет выделяющейся при промерзании теплоты фазовых переходов невозможно, так как это тепло может выделяться только тогда, когда оно может отводиться. Причем его выделяется ровно столько, сколько может быть отведено во внешнее пространство через вышележащий слой промерзающих пород.

Обычно полученное выражение описывается в виде $q_м - q_т = Q_ф \xi'$ или, раскрывая выражения для теплопотоков,

$$\lambda_м \left.\frac{\partial t_м}{\partial z}\right|_{z=\xi-0} - \lambda_т \left.\frac{\partial t_т}{\partial z}\right|_{z=\xi+0} = Q_ф \frac{d\xi}{d\tau}, \qquad (2.21)$$

где $t_м$ и $t_т$ — температура пород соответственно мерзлой и талой зон. Это выражение называют условиями Стефана на подвижной границе раздела фаз. Оно дает возможность установить закон продвижения фазовой границы. Так, в случае постоянной отрицательной температуры на поверхности первоначально талого массива граница промерзания $\xi(\tau)$ продвигается в глубь массива по закону $\xi(\tau) = \alpha\sqrt{\tau}$, где α — постоянный коэффициент, зависящий от теплофизических свойств пород, начальной температуры массива и температуры на его поверхности.

2.3. Постановка задачи о промерзании (протаивании) горных пород

В зависимости от полноты учета характера физических процессов, протекающих на границе фазовых переходов и в промерзающей и в протаивающей зонах, возможны несколько постановок задачи о промерзании (протаивании) горных пород. Выбор той или иной постановки для практических расчетов определяется особенностями строения и свойств исследуемой толщи пород. Для простоты будем расматривать одномерные температурные поля в однородных грунтовых массивах.

Постановка задачи о промерзании (протаивании) пород с образованием границы раздела фаз (задача Стефана). Наиболее простой является постановка задачи промерзания (протаивания) с образованием фазовой границы, т.е. границы, на которой поддерживается температура фазовых переходов для данного грунта; считается, что все фазовые переходы воды происходят на этой границе (рис. 2.10). Тогда на ней же скачком будут изменяться и теплофизические свойства пород: $\lambda_т \neq \lambda_м$, $a_т \neq a_м$ и $C_т \neq C_м$ где $\lambda_т$ и $\lambda_м$ — коэффициенты теплопроводности соответственно талых и мерзлых пород, $a_т$ и $a_м$ — коэффициенты их температуропроводности, $C_т$ и $C_м$ — коэффициенты теплоемкости. Эта постановка хорошо описывает процессы промерзания (протаивания) в крупнообломочных породах и песках, а также в трещиноватых (водонасыщенных) скальных породах. Для таких пород характерно то, что практически все фазовые переходы воды происходят при температуре замерзания $t_з$, равной или близкой к 0°С. При дальнейшем понижении температуры фазовые переходы не наблюдаются и теплофизические свойства пород остаются неизменными.

Математическая формулировка задачи в этом случае включает два уравнения теплопроводности (для талой и мерзлой зон) и условие Стефана на подвижной границе раздела фаз Это записывается следующим образом:

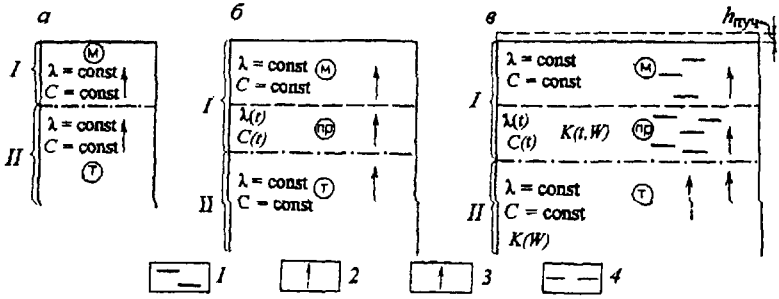


Рис 2 10. Схема процесса промерзания (протаивания) пород:

а — с образованием границы раздела фаз ξ, *б* — с образованием зоны промерзания, *в* — с учетом миграции влаги в промерзающую зону, I — мерзлые (м) и промерзающие (пр) породы, II — талые (т) породы, *1* — шлиры сегрегационного льда, *2* — поток влаги I_w из талых в промерзающие породы, *3* — теплопоток *q* соответственно в талой, промерзающей и мерзлой породах, *4* — граница раздела фаз, $h_{пуч}$ — величина пучения пород, *K* — коэффициент влагопроводности талых и промерзающих пород

$$\left.\begin{aligned}
&\frac{\partial t_м(z,\tau)}{\partial \tau} = a_м \frac{\partial^2 t_м(z,\tau)}{\partial z^2}, 0 < z < \xi(\tau); \tau > 0;\\
&\frac{\partial t_т(z,\tau)}{\partial \tau} = a_т \frac{\partial^2 t_т(z,\tau)}{\partial z^2}, \xi(\tau) < z < l; \tau > 0;\\
&t_м(\xi(\tau),\ \tau) = t_т(\xi(\tau),\ \tau) = t_з;\\
&\lambda_м \frac{\partial t_м}{\partial z}\bigg|_{z=\xi-0} - \lambda_т \frac{\partial t_т}{\partial z}\bigg|_{z=\xi+0} = Q_ф \frac{d\xi(\tau)}{d\tau},
\end{aligned}\right\} \qquad (2.22)$$

где l — положение нижней границы рассматриваемой области. Последние два уравнения являются *условиями сопряжения решений уравнений теплопроводности в мерзлой и талой зонах на подвижной границе раздела фаз* (*условие Стефана*). Они «сшивают» уравнения теплопроводности и позволяют решить эту систему. Для того чтобы получить однозначное решение поставленной задачи, необходимо дополнить постановку краевыми (начальными и граничными) условиями:

$$\left.\begin{aligned}
&t_м(z,0) = \varphi_1(z),\ 0 < z < \xi(0);\\
&t_т(z,0) = \varphi_2(z),\ \xi(0) < z < l;
\end{aligned}\right\} \text{начальные условия}$$

$$\left.\begin{aligned}
&t_м(0,\tau) = \Phi_1(\tau);\\
&t_т(l,\tau) = \Phi_2(\tau).
\end{aligned}\right\} \text{граничные условия}$$

Эта постановка справедлива для процесса как промерзания, так и протаивания пород, а направленность процесса (промерзание или протаивание) при этом определяется в ходе решения задачи.

В данной записи математической формулировки задачи в качестве граничных условий на верхней $z=0$ и нижней $z=l$ границах взяты граничные условия I рода, т.е. заданы изменения во времени значений температуры на этих границах. Возможны и другие способы задания граничных условий, а именно:

II рода, когда на границе задается значение теплопотока или градиента температуры $\left.\frac{\partial t(z,\tau)}{\partial z}\right|_{z=0} = f(\tau)$;

III рода, когда условия на границе задаются в виде комбинации значений температуры и градиента температуры на этой границе, причем по отдельности значения ни температуры, ни градиента не известны, т.е. $\alpha t(0,\tau)+\beta\left.\frac{\partial t(z,\tau)}{\partial z}\right|_{z=0} = \Psi(\tau)$; где α и β — постоянные коэффициенты, определяемые характером теплообмена на поверхности.

Слудует отметить, что $\varphi_1(z)$, $\varphi_2(z)$, $\Phi_1(\tau)$, $\Phi_2(\tau)$, $f(\tau)$, $\psi(\tau)$ являются известными функциями своих аргументов и задаются либо в виде определенной формулы, по которой можно рассчитать их значения в любой точке или в любой момент времени, либо в форме таблиц для определенного дискретного набора аргументов В наиболее распространенных в геокриологии постановках задачи Стефана граничные условия являются смешанными: на верхней границе, как правило, задаются условия I рода, а на нижней — II рода, т.е. задается теплопоток из недр Земли.

Решение задачи Стефана даже в такой наиболее простой постановке получить достаточно сложно. В настоящее время только в некоторых частных случаях получено точное аналитическое решение, т.е. решение в виде формул, по которым можно рассчитать положение фронта промерзания (протаивания) и температурное поле на любой момент времени. В общем случае задача решается численно с использованием ЭВМ.

В случае, когда температурное поле не меняется во времени, т.е. когда поле стационарно, $\partial t/\partial\tau=0$, уравнение теплопроводности «вырождается» в уравнение Лапласа:

$\frac{\partial^2 t}{\partial z^2}=0$, или в многомерном случае $\frac{\partial^2 t}{\partial x^2}+\frac{\partial^2 t}{\partial y^2}+\frac{\partial^2 t}{\partial z^2}=0$.

Если на границе исследуемой области заданы условия I рода, то такую задачу называют задачей Дирихле, если граничные условия II рода — задачей Неймана.

Постановка задачи о промерзании (пртаивании) пород в спектре температур (с образованием зоны промерзания). Исследование про-

цессов промерзания (протаивания) в тонкодисперсных породах (пылеватые пески, супеси, суглинки, глины и др.) показывает, что рассмотренная математическая модель данного процесса в этом случае оказывается слишком грубой. Действительно, для таких пород характерно наличие большого количества связанной воды. Как было показано ранее, при температуре около 0°С замерзает только свободная вода, тогда как связанная вода переходит в лед в спектре отрицательных температур и эти фазовые переходы оказываются еще практически существенными до температур −5... −7°С. Таким образом, промерзающие породы могут быть условно разделены не на две зоны — талую и мерзлую — с четкой границей раздела, как это было в предыдущем случае, а на три — талую, промерзающую и мерзлую (см. рис. 2.10, *б*). Границей между талой и промерзающей зонами является нулевая изотерма (строго говоря, температура начала замерзания свободной воды $t_з$, которая для тонкодисперсных пород оказывается несколько ниже 0°С). На этой границе замерзает вся свободная вода. Граница между промерзающей и мерзлой зоной менее определенная и соответствует температуре, при которой заканчиваются слабоинтенсивные фазовые переходы. Для различных пород эта температура изменяется в интервале от −3 до −7°С. В зоне промерзания идут фазовые переходы, интенсивность которых уменьшается с понижением отрицательной температуры и может быть определена по кривой незамерзшей воды (см. рис. 3.4). Этот факт можно трактовать как наличие в промерзающей зоне непрерывно распределенных источников (или стоков) тепла

$$q(z,\tau) = L\frac{\partial W_{нз}(t)}{\partial \tau} = L\frac{\mathrm{d}W_{нз}(t)}{\mathrm{d}t}\cdot\frac{\partial t}{\partial \tau}, \qquad (2.23)$$

где L — объемная теплота фазовых превращений воды, $W_{нз}$ — объемная влажность незамерзшей воды.

На границе раздела фаз (между талой и промерзающей зонами), где температура постоянна и равна температуре начала фазовых переходов, происходят фазовые превращения свободной воды. Поэтому под удельной теплотой фазовых переходов на этой границе в данном случае следует понимать величину $Q_ф \equiv L\cdot[W_{об} - W_{нз}(t_з)]$, где $W_{об}$ — начальная (объемная) влажность породы; $t_з$ — температура начала замерзания (или температура начала кристаллизации незамерзшей воды $t_{кр}$).

В такой постановке задачи важна существенная зависимость теплофизических характеристик пород в промерзающей зоне от температуры: $\lambda_м = f(t)$, $C_м = \varphi(t)$, так как соотношение лед—незамерзшая вода в этой зоне не остается постоянным при изменении температуры. Это усложняет задачу, поскольку входящие в нее

параметры, определяющие температурное поле, сами зависят от искомой величины — температуры. Итак для случая промерзания пород в спектре отрицательных температур математическая формулировка задачи имеет вид:

$$\left.\begin{aligned} &C_{\text{м}}(t_{\text{м}})\frac{\partial t_{\text{м}}(z,\tau)}{\partial \tau}=\frac{\partial}{\partial z}\left[\lambda_{\text{м}}(t_{\text{м}})\frac{\partial t_{\text{м}}(z,\tau)}{\partial z}\right]+L\frac{\mathrm{d}W_{\text{нз}}(t_{\text{м}})}{\mathrm{d}t}\cdot\frac{\partial t_{\text{м}}}{\partial \tau},\\ &0<z<\xi(\tau);\\ &\frac{\partial t_{\text{т}}(z,\tau)}{\partial \tau}=a_{\text{т}}\frac{\partial^2 t_{\text{т}}(z,\tau)}{\partial z^2},\quad \xi(\tau)<z<l. \end{aligned}\right\} \qquad (2.24)$$

На подвижной границе между талыми породами и промерзающей зоной выполняются следующие условия:

$$\left.\begin{aligned} &t_{\text{м}}(\xi(\tau),\tau)=t_{\text{т}}(\xi(\tau),\tau)=t_{\text{з}},\\ &\lambda_{\text{м}}(t_{\text{з}})\frac{\partial t_{\text{м}}(z,\tau)}{\partial z}\bigg|_{z=\xi}-\lambda_{\text{т}}\frac{\partial t_{\text{т}}(z,\tau)}{\partial z}\bigg|_{z=\xi}=Q_{\phi}\xi' \end{aligned}\right\}. \qquad (2.25)$$

Краевые условия аналогичны рассмотренным в предыдущей постановке.

Формулировку задачи можно записать более компактно, если ввести понятие *эффективной теплоемкости* промерзающей породы: $C_{\text{эф}}(t_{\text{м}})=C_{\text{м}}(t_{\text{м}})+L(\mathrm{d}W_{\text{нз}}(t_{\text{м}}))/\mathrm{d}t$. Тогда уравнение для мерзлой зоны примет более привычный вид

$$C_{\text{эф}}(t_{\text{м}})\frac{\partial t_{\text{м}}(z,\tau)}{\partial \tau}=\frac{\partial}{\partial z}\left[\lambda_{\text{м}}(t_{\text{м}})\frac{\partial t_{\text{м}}(z,\tau)}{\partial z}\right],\quad 0<z<\xi(\tau). \qquad (2.26)$$

Решение этой задачи еще сложнее, чем в первой постановке, и осуществляется численными методами с использованием быстродействующих ЭВМ.

Обе рассмотренные постановки учитывают лишь кондуктивный способ теплопередачи, при этом возможность передачи тепла другими способами (в первую очередь конвективным) из рассмотрения исключается. Кроме того, в этих моделях принято, что вся вода (и свободная, и связанная) замерзает в том месте, где она находится, т.е. из рассмотрения исключается возможность перемещения грунтовой влаги путем миграции или фильтрации. Поэтому, используя эти постановки, нельзя рассчитать процесс шлирового льдовыделения, т.е. нельзя изучить закономерности формирования криогенной структуры и текстуры промерзающих пород. В то же время важность решения этой задачи с точки зрения и теории, и практики огромна. Достаточно сказать, что криогенное строение во многом определяет прочностные свойства мерзлых пород, используемых в качестве оснований сооружений.

С процессами миграции непосредственно связано также пучение грунтов при промерзании и оттаивании и др. Поэтому исследование процесса промерзания (оттаивания) горных пород в рамках кондуктивной задачи в ряде случаев оказывается недостаточным для полного описания этого явления.

Постановка задачи о промерзании пород с учетом миграции влаги в промерзающую зону. При промерзании тонкодисперсных пород в естественных условиях нередко наблюдается процесс миграции влаги из талой части разреза в промерзающую зону, проникая в которую связанная вода вымерзает, образуя ледяные включения, в том числе и в виде прослоев льда. Когда этот процесс протекает достаточно активно, наблюдается пучение (деформация поверхности) грунта, т.е. верхняя граница не остается неподвижной — она перемещается вверх. Это необходимо учитывать при математической формулировке задачи. Таким образом, при рассмотрении процесса медленного промерзания супесчано-суглинистых пород, когда возможна миграция влаги в промерзающую зону, необходимо решать термовлажностную задачу с учетом возможного пучения грунтов. Задача эта очень сложная, и в настоящее время окончательно не сформулирована даже физическая модель этого процесса, поэтому каждая из математических постановок этой задачи, предложенных различными авторами, имеет свои существенные недостатки.

Поскольку строгое решение задачи о промерзании (протаивании) породы с учетом миграции влаги и совокупности физико-химических и механических процессов, сопутствующих процессу промерзания (протаивания), находится еще в стадии разработки, рассмотрим лишь сущность теплофизической стороны процесса промерзания дисперсной породы с учетом миграции влаги и образования ледяных прослойков.

Замерзание воды в дисперсной породе и ее промерзание возможны только при отводе тепла кристаллизации, т. е. при наличии соотвествующих градиентов температуры в промерзающей части породы (рис. 2.11, слой $0—\xi_{пр}$). При больших градиентах температуры граница промерзания ($\xi_{пр}$) быстро продвигается вниз, а содержащаяся в нижележащем талом слое породы влага не успевает мигрировать в промерзающий слой. В итоге поровая влага в породе фиксируется фазовым переходом в лед на месте и образуется массивная криогенная текстура. По мере увеличения глубины промерзания градиенты температуры в промерзающей части уменьшаются, что обеспечивает поступление в зону промерзания уже достаточного количества миграционной влаги из талой части породы. Замерзание этой воды, распределяющейся в промерзающей части породы повсеместно или локально в виде сегрегационных прослоев льда (горизонт AB), происходит с выделением больших количеств теплоты кристаллизации $Q_ф$. Если при этом будет вы-

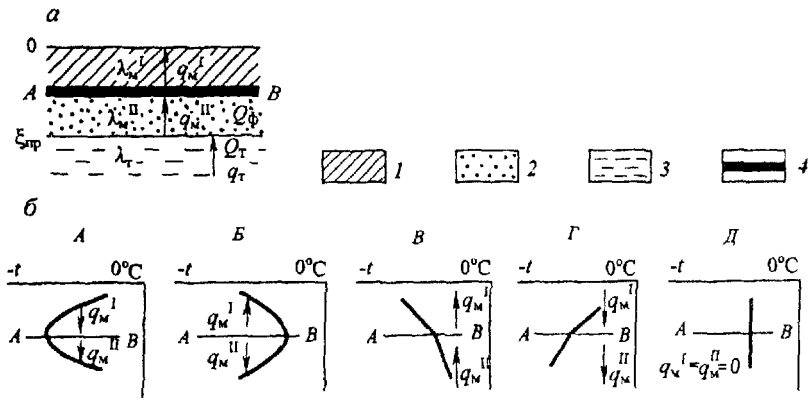


Рис.2.11. Теплофизические условия формирования в породе сегрегационного прослоя льда *AB*(*а*) и направление тепловых потоков вблизи *AB*(*б*):

$q_т$, $q_м^I$, $q_м^{II}$ — теплопотоки в талой, мерзлой и промерзающей зонах соответственно. *1—3* — породы (*1* — мерзлые, *2* — промерзающие, *3* — талые), *4* — сегрегационный прослой льда (горизонт *AB*)

полнено условие, что поток тепла $q_м^I$ станет равным сумме отводимого из промерзающей породы потока тепла $q_м^{II}$ и тепла, выделяющегося в связи с фазовыми переходами при образовании шлиров льда, то движение изотермы *AB* прекратиться и будет наблюдаться рост горизонтального прослоя льда. Другими словами, будет выполняться теплофизическое условие

$$q_м^I - q_м^{II} = Q_ф \xi'_ш, \qquad (2.27)$$

где $\xi'_ш$ — скорость роста ледяного шлира (прослоя). При дальнейшем понижении отрицательной температуры на поверхности и соответствующем увеличении отводимого тепла $q_м^I$ левая часть уравнения станет больше правой, и тогда горизонт льдовыделения *AB* начнет перемещаться вниз, что приведет к прекращению роста ледяного шлира. Только при выполнении условия (2.27) на каком-то новом более низком уровне будут возможны зарождение и рост второго сегрегационного прослоя льда. Ранее считалось, что условие (2.27) может и должно выполняться только на границе промерзания, поскольку в промерзающей части породы (выше фронта промерзания) миграция незамерзшей воды практически отсутствует. В настоящее время экспериментально доказано, что миграция незамерзшей воды может быть большой и достаточной для выполнения теплофизического условия (2.27), а следовательно, и для образования сегрегационных прослоев льда при отрицательных температурах внутри промерзающего слоя. При этом чем меньше градиент тепературы в мерзлой части породы, тем ближе к границе промерзания располагается изотерма образования прослоя льда.

При изменениях распределения температуры в пределах промерзающей части породы возможны как образование новых сегрегационных прослоев льда при квазистационарных положениях изотерм (выполнение условия (2 27)), так и преобразование или даже исчезновение ранее образовавшихся прослоев льда. При этом влага может мигрировать от одного прослоя к другому, что позволит расти одним прослоям за счет других.

2.4. Методы решения задач и приближенные формулы расчета глубин промерзания (протаивания) пород

Первые попытки решить задачу теплопроводности с учетом выделения теплоты фазовых переходов на подвижной границе раздела фаз были предприняты в 1831 г членами Российской Академии наук физиками Ж Ляме и П Клапейроном Вопрос о расчете глубины промерзания пород еще в 1862 г поставил и для простейшего случая решил Л Заальшютц Им была получена простая формула для расчета, которая в дальнейшем получила известность как «фомула Стефана», так как австрийскии математик И Стефан внес огромный вклад в решение данной задачи

Точное решение задачи Стефана впервые было получено Л И Рубинштейном в 1947 г , однако из-за своеи сложности оно не получило широкого использования В последующем важную роль в постановке и решении задач о промерзании пород сыграли работы В А Кудрявцева и В Г Меламеда (1957—1974) Одновременно развивались приближенные методы решения задачи Стефана Существенный вклад в это направление внесли Л С Леибензон, М М Крылов, В С Ковнер. В С Лукьянов, Г В Порхаев, И А Золотарь Г М Фельдман и др Значительный вклад в решение этих задач внес В А Кудрявцев, которыи предложил приближенные формулы расчета глубин сезонного и многолетнего промерзания и теплооборотов при периодических колебаниях температуры на поверхности пород, что особенно ценно для решения многих теоретических и практических вопросов геокриологии Рассмотрим некоторые из решении указанной задачи

Формула Стефана для определения глубины сезонного и многолетнего промерзания (протаивания) пород. Для ориентировочных расчетов глубины промерзания пород, если известны их теплофизические данные и температурные условия на поверхности, используется так называемая формула Стефана Она получена при следующих предположениях:

1) рассматривается однородная полуограниченная среда, температура которой в начальныи момент времени одинакова по глу-

бине и равна температуре фазовых переходов: $t(z,0)=\text{const}=t_з$, при $z>0$ (без ограничения общности) можно считать $t_з=0°C$;

2) в начальный момент времени на поверхности $t_п$ мгновенно задается и в дальнейшем поддерживается постоянная температура: $t(0,\tau)=\text{const}=t_0$, для случая промерзания $t_0<0$, и среда в начальный момент находится в талом состоянии;

3) все фазовые переходы происходят при температуре $t_з$, т.е. имеет место случай промерзания с образованием границы раздела фаз; фазовые переходы в спектре отрицательных температур, а также процессы миграции влаги при промерзании не учитываются;

4) наиболее важным моментом в этой постановке, максимально упрощающим решение задачи, является предположение о несравнимо большем количестве тепла, выделяющемся при промерзании, по сравнению с теплом, выделяющимся за счет теплоемкости пород $C_м$ при понижении температуры. Формально это предположение записывается в виде $Q_ф \gg C_м|t_0|$, в результате чего теплоемкостью $C_м$ можно пренебречь. Динамика температурного поля в мерзлой зоне при этом резко упрощается; граница промерзания $\xi(\tau)$ движется достаточно медленно, чтобы в мерзлой зоне температурное поле успевало приходить в стационарное состояние, которое характеризуется линейным законом изменения температуры с глубиной (рис. 2.12, *а*):

$$t_м(z,\tau) = t_0 - \frac{t_0}{\xi(\tau)} z. \qquad (2.28)$$

В этом случае закон движения фронта промерзания $\xi(\tau)$ легко получить из условия Стефана на подвижной границе:

$$\lambda_м \left.\frac{\partial t_м(z,\tau)}{\partial z}\right|_{z=\xi(\tau)} - \lambda_т \left.\frac{\partial t_т(z,\tau)}{\partial z}\right|_{z=\xi(\tau)} = Q_ф \frac{d\xi}{d\tau}, \qquad (2.29)$$

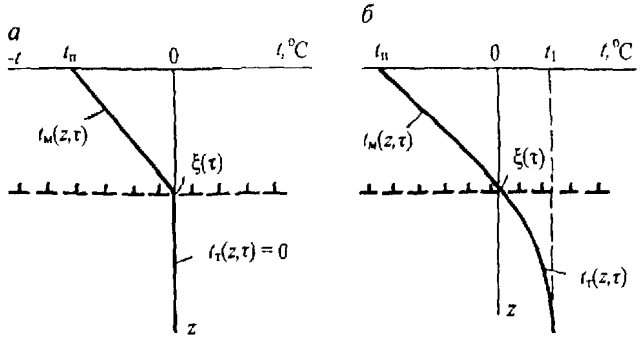


Рис.2 12. К выводу формул Стефана (*а*) и Лейбензона (*б*)

где $Q_ф$ — удельная теплота фазовых переходов Поскольку $\frac{\partial t_т(z,\tau)}{\partial z}=0$, так как $t_т(z,\tau)=0$, а $\frac{\partial t_м(z,\tau)}{\partial z}=-\frac{t_0}{\xi(\tau)}$, то, подставляя вычисленные градиенты в условие Стефана (2 21), получим обыкновенное дифференциальное уравнение I порядка $Q_ф\xi'=-\lambda_м t_0/\xi$, решением которого является функция

$$\xi(\tau)=\sqrt{\frac{2\lambda_м|t_0|\tau}{Q_ф}} \qquad (2\ 30)$$

Аналогично выводится формула для расчета глубины протаивания, в которой вместо $\lambda_м$ должно стоять $\lambda_т$ Формула эта, как уже говорилось, может быть использована для прикидочных оценок глубины промерзания (протаивания) Как правило, она дает завышенные результаты, и чем ближе условия промерзания (протаивания) описываются моделью, положенной в основу вывода этой формулы, тем точнее она описывает процесс

Величина $|t_0|\tau=\Omega(\tau)$ в геокриологии называется суммой морозоградусочасов (в случае промерзания пород) или теплоградусочасов (в случае их протаивания) Формула Стефана выведена из предположения постоянства температуры на поверхности пород (t_0=const), однако она может быть использована и при переменных t_0 Для этого необходмо по ходу сезонных изменений тепературы поверхности определить величину морозорадусочасов или теплоградусочасов ($\Omega_м$, $\Omega_т$) за отрезок времени τ, в течение которого происходит промерзание или протаивание Тогда выражение (2 30) приобретает вид

$$\xi=\sqrt{\frac{2\lambda_м\Omega_м(\tau)}{Q_ф}} \qquad (2\ 31)$$

Расчеты по формуле Стефана можно уточнить, если известна глубина промерзания ξ_1, вызванного известной суммой морозоградусочасов на поверхности пород Ω_1 Тогда для тех же пород глубина промерзания ξ_2 в результате воздеиствия другой суммы морозоградусочасов Ω_2 составит

$$\xi_2=\xi_1\sqrt{\frac{\Omega_2}{\Omega_1}} \qquad (2\ 32)$$

Формула Л.С.Лейбензона для определения глубин сезонного и многолетнего промерзания (протаивания) пород. Как было отмечено выше, существенная погрешность формулы Стефана связана помимо прочего с неучетом теплопотока, идущего снизу из талой зоны, из-за отличия температуры этой зоны от 0°С В модели, принятой Леибензоном, этот факт учитывается введением началь-

ных условий в виде $t(z,0)=t_1$, где t_1 — постоянная по разрезу температура пород перед началом процесса промерзания (протаивания). В случае промерзания $t_1>0$. Кроме того, предполагается, что в процессе промерзания (протаивания температура с глубиной в талой зоне изменяется по закону $\operatorname{erf}\left(\frac{z-\xi}{2a_т\sqrt{\tau}}\right)$, где $\operatorname{erf} x=\frac{2}{\sqrt{\pi}}\int_0^x e^{-s^2}\,ds$ — интеграл ошибок, при этом $\operatorname{erf}(0)=0$ и при $x\to+\infty$ $\operatorname{erf}(x)\to 1$. В остальном постановка задачи совпадает с постановкой при выводе формулы Стефана (см. рис. 2.12, *б*).

Таким образом, распределение температур в обеих зонах принимается следующим:

$$\left.\begin{aligned} t_м(z,\tau)&=t_0-\frac{t_0}{\xi(\tau)}z,\quad 0<z<\xi(\tau);\\ t_т(z,\tau)&=t_1\operatorname{erf}\left(\frac{z-\xi(\tau)}{2a_т\sqrt{\tau}}\right),\quad z>\xi(\tau),\end{aligned}\right\} \tag{2.33}$$

где $a_т=\lambda_т/C_т$ — коэффициент температуропроводности талых пород.

Задача решается аналогично предыдущему случаю подстановкой в условие Стефана на подвижной границе промерзания выражений для теплопотоков в талой и мерзлой зонах и интегрированием получаемого при этом обыкновенного дифференциального уравнения.

Решение для нахождения глубины промерзания $\xi(\tau)$ выглядит следующим образом:

$$\xi(\tau)=\sqrt{\frac{2\lambda_м|t_0|\tau}{Q_ф}+\frac{t_1^2\lambda_т C_т\tau}{\pi Q_ф^2}}-\frac{|t_1|}{Q_ф}\sqrt{\frac{\lambda_т C_т\tau}{\pi}}. \tag{2.34}$$

Если рассматривается случай протаивания, то в формуле (2.34) $\lambda_т$ и $\lambda_м$ меняются местами и вместо $C_т$ будет фигурировать $C_м$.

Сравнение этой формулы с формулой Стефана показывает, что за одинаковый отрезок времени значения глубины промерзания (протаивания), вычисленные по формуле Лейбензона, будут меньше вычисленных по формуле Стефана. Это естественно, так как формула Лейбензона учитывает ненулевое распределение температур в талой (мерзлой) зоне перед ее промерзанием (протаиванием), что замедляет движение фронта, так как часть тепловой энергии идет на понижение (повышение) температуры в этой зоне до температуры начала фазовых переходов. Как и следовало ожидать, если начальная температура в талой (мерзлой) зоне равна 0°С, формула Лейбензона переходит в формулу Стефана.

Рассмотренные приближенные решения задачи Стефана имеют достаточно ограниченный круг применения, поскольку могут использоваться только в случае оголенной поверхности пород, при отсутствии каких-либо покровов, выполняющих роль теплоизоляции На основании принципа квазистационарности температурных полей в промерзающем массиве пород было получено множество решений, учитывающих теплоизолирующее влияние снега, растительных и различных искусственных покровов Так, в наиболее простом случае, когда начальная температура массива равна 0°С, условие Стефана на границе фазовых переходов при наличии на поверхности пород слоя изоляции с постоянным термическим сопротивлением R_1 и температурои поверхности покрова $t_п$ в случае промерзания запишется в виде

$$\frac{|t_п|}{R_п + \dfrac{\xi(\tau)}{\lambda_м}} = Q_ф \frac{d\xi}{d\tau}, \quad R_п = h_п / \lambda_п,$$

откуда после интегрирования получается наиболее простое решение задачи промерзания грунта со слоем изоляции постоянной мощности

$$\xi(\tau) = \sqrt{\frac{2\lambda_м |t_п| \tau}{Q_ф} + S^2} - S, \quad S = \lambda_м \frac{h_п}{\lambda_п} \qquad (2\ 35)$$

где λ_1, $h_п$ — соответственно теплопроводность и мощность покрова Нетрудно заметить, что закон движения фронта промерзания в этом случае оказывается более сложным, чем в рассмотренных ранее случаях (2 30 и 2 34)

Среди приближенных расчетных форму l следует отметить также формулу, предложенную В С Лукьяновым и М Д Головко в 1957 г , которая учитывает теплоемкость промерзающих (протаивающих) пород, а также наличие на их поверхности теплоизолирующих покровов Этими исследователями было получено трансцендентное уравнение относительно ξ, решение которого представляет определенные вычислительные трудности Поэтому М Д Головко разработал сетчатую номограмму, позволяющую легко находить решение с достаточнои для практики точностью При всей ценности формулы В С Лукьянова и М Д Головко для инженерных расчетов ее существенным недостатком является неопределенность при назначении некоторых входных параметров

В целом для расчета глубины промерзания (протаивания) существует немало (более сотни) приближенных, часто полуэмпирических формул, предложенных разными исследователями Однако все они получены при предположении о постоянстве во времени температуры на поверхности пород, а главное — не отражают четкои связи теплофизическои стороны промерзания (прота-

ивания) пород с геолого-географической природой этого явления. Таких недостатков лишены приближенные формулы В.А.Кудрявцева.

Приближенные формулы В.А.Кудрявцева для определения теплооборотов и глубин сезонного промерзания (протаивания). Входными параметрами этих формул являются классификационные признаки процесса промерзания (протаивания), предложенные П.И.Колосковым и развитые В.А.Кудрявцевым. Их четыре: годовая амплитуда температур на поверхности пород A_0, средняя годовая температура на подошве слоя сезонного промерзания (протаивания) $t_{ср}^{\xi}$, состав пород и влажность пород, которые определяют все теплофизические характеристики ($\lambda_м$, $\lambda_т$, $C_{об}$, $Q_ф$). Формулы В.А.Кудрявцева выведены для периодически установившегося температурного режима на поверхности пород и являются обобщением законов Фурье. Они позволили распространить представления о температурных волнах на среды с фазовыми переходами.

Сами формулы для определения глубин промерзания (протаивания) ξ, теплооборотов через поверхность для слоя сезонного промерзания (протаивания) $Q_п$ и теплооборотов в грунтах, подстилающих этот слой, Q выглядят следующим образом:

$$\xi = \frac{2(A_0 - |t_{ср}^{\xi}|)\sqrt{\frac{\lambda TC}{\pi}} + \frac{(2A_{ср}C\xi_{2C} + \xi Q_ф)Q_ф\sqrt{\frac{\lambda T}{\pi C}}}{2A_{ср}C\xi_{2C} + Q_ф\xi + \sqrt{\frac{\lambda T}{\pi C}}(2A_{ср}C + Q_ф)}}{2A_{ср}C + Q_ф}, \qquad (2.36)$$

$$Q_п = \sqrt{2}(A_0 - |t_{ср}^{\xi}|)\sqrt{\frac{\lambda TC}{\pi}} + \frac{(2A_{ср}C\xi_{2C} + Q_ф\xi)Q_ф\sqrt{\frac{\lambda T}{\pi C}}}{2A_{ср}C\xi_{2C} + Q_ф\xi + \sqrt{\frac{\lambda T}{\pi C}}(2A_{ср}C + Q_ф)}, \qquad (2.37)$$

$$Q_- = \sqrt{2}\,|t_{ср}^{\xi}|\sqrt{\frac{\lambda TC}{\pi}}, \qquad (2.38)$$

$$A_{ср} = \frac{A_0 - |t_{ср}^{\xi}|}{\ln\dfrac{A_0 + \dfrac{Q_ф}{2C}}{|t_{ср}^{\xi}| + \dfrac{Q_ф}{2C}}} - \frac{Q_ф}{2C}, \qquad (2.39)$$

$$\xi_{2C} = \frac{2(A_0 - |t_{ср}^{\xi}|)\sqrt{\frac{\lambda TC}{\pi}}}{2A_{ср}C + Q_ф}, \qquad (2.40)$$

где C — объемная теплоемкость пород; T — период, равный 1-му году для сезонных процессов промерзания (протаивания); ξ — неизвестная глубина промерзания (протаивания); $t_{ср}^{\xi}$ — среднегодовая температура пород на глубине ξ; A_0 — амплитуда синусоидальных колебаний температуры на поверхности пород. Приведенные выражения справедливы для определения глубин как сезонного промерзания, так и сезонного протаивания пород в случае, если теплофизические характеристики грунтов в мерзлом и талом состояниях равны. В.А.Кудрявцевым получены решения и для случая различных теплофизических характеристик, но это значительно усложняет расчеты, поэтому в практической деятельности идут по пути их осреднения или пользуются приведенными характеристиками. Так,

$$\lambda_{пр} = [\lambda_т(A_0 + t_{ср}^{\xi}) + \lambda_м(A_0 - t_{ср}^{\xi})]/2A_0, \qquad (2.41)$$

$$C_{пр} = (C_т\tau_т + C_м\tau_м)/T, \qquad (2.42)$$

где $\tau_т$ и $\tau_м$ — продолжительность существования пород соответственно в талом и мерзлом состояниях.

Приведенная формула для определения глубины промерзания (протаивания) представляет собой квадратное уравнение относительно ξ. Корни этого уравнения действительные и разного знака, если выполняется условие $A_0 > |t_{ср}^{\xi}|$, необходимое для существования процесса сезонного промерзания (протаивания). Из физических соображений отрицательный корень отбрасывается. Здесь следует отметить преимущество формулы В.А.Кудрявцева перед рассмотренными выше в случае, когда $Q_ф$ невелико. Все предыдущие формулы выведены при условии больших фазовых переходов, когда $Q_ф \gg C|t_{ср}^{\xi}|$, и теряют всякий смысл, как это легко проверить при $Q_ф \to 0$. Формула же В.А.Кудрявцева ведет себя при этом замечательно, поскольку при $Q_ф = 0$

$$\xi = \sqrt{\frac{\lambda T}{\pi C}} \ln \frac{A_0}{|t_{ср}^{\xi}|}. \qquad (2.43)$$

что в точности соответствует решению задачи Фурье для сред без фазовых переходов. Величина ξ в данном случае представляет собой глубину проникновения нулевой изотермы или ту глубину, на которой $A_\xi = |t_{ср}^{\xi}|$. Таким образом, в определенном случае при $Q_ф \to 0$ формула В.А.Кудрявцева переходит в формулу Фурье.

По формуле В.А.Кудрявцева (2.36) построены номограммы, приведенные во многих литературных источниках, позволяющие определить ξ через заданные $t_{ср}^{\xi}$, A_0, $\lambda_м$, $\lambda_т$, $C_м$, $C_т$ $Q_ф$. Кроме того,

путем преобразования исходной формулы (2.36) можно перейти к более простому выражению, по которому расчет глубины промерзания (протаивания) пород не вызывает затруднений:

$$\xi = \sqrt{\frac{\lambda T}{\pi C}}\xi^*, \tag{2.44}$$

где безразмерная величина ξ^* зависит от двух безразмерных переменных $a = \frac{2C}{Q_\Phi} A_0$ и $b = \frac{2C}{Q_\Phi} |t_\xi|$ и равна:

$$\xi^* = \sqrt{(m+n)^2 + n} - m;$$

$$n = \ln\frac{a+1}{b+1}, \quad m = \frac{1}{2}\left[(a-b)(1+\frac{1}{n}) - n(2+\frac{1}{a-b})\right].$$

Формула В.А.Кудрявцева может быть использована и для вычисления глубины многолетнего промерзания пород $\xi_{мн}$, если известны «среднемноголетняя» температура на поверхности $t_{мн}$ и амплитуда многолетнего цикла колебаний температуры $A_{мн}$.

Задача усложняется тем, что среднемноголетняя температура $t_{\xi_{мн}}$ на глубине $\xi_{мн}$, значение которой входит в формулу В.А.Кудрявцева для расчета величины $\xi_{мн}$, в свою очередь линейно зависит от $\xi_{мн}$. Коэффициентом пропорциональности при этом служит величина геотермического градиента g:

$$t_{\xi_{мн}} = t_{мн} + g\xi_{мн}. \tag{2.45}$$

С некоторыми упрощениями формула В.А.Кудрявцева в этом случае выглядит так:

$$\xi_{мн} = \xi_{2C} + \frac{\left(2A_{ср}\xi_{2C} + \frac{Q_\Phi}{2C}\xi_{мн}\right)\frac{Q_\Phi}{2C}\sqrt{\frac{\lambda T}{\pi C}}}{\left[A_{ср}\xi_{2C} + \frac{Q_\Phi}{2C} + \sqrt{\frac{\lambda T}{\pi C}}\left(A_{ср} + \frac{Q_\Phi}{2C}\right)\right]\left(A_{ср} + \frac{Q_\Phi}{2C}\right)}, \tag{2.46}$$

где $A_{ср} = \frac{1}{2}(A_{мн} + |t_{мн} + g\xi_{мн}|)\sqrt{\frac{\lambda TC}{\pi}}$; (2.47)

$$\xi_{2C} = \frac{2(A_{мн} - |t_0 + g\xi_{мн}|)\sqrt{\frac{\lambda TC}{\pi}}}{2A_{ср}C + Q_\Phi}. \tag{2.48}$$

Это уравнение представляет собой уравнение 4-го порядка относительно $\xi_{мн}$. Решение его может быть легко получено численными методами.

ВЛАГОПЕРЕНОС И ЛЬДОВЫДЕЛЕНИЕ В ДИСПЕРСНЫХ ГОРНЫХ ПОРОДАХ

3 ГЛАВА

3.1. Замерзание воды и таяние льда в горных породах

Влажные горные породы при переходе температуры через 0°С являются весьма сложными по составу, строению, свойствам и взаимодействию составляющих их компонентов и фаз. Все природные воды являются, по существу, растворами, т.е. состоят из молекул воды, в разной степени связанных растворенными ионами. В дисперсных породах к этому добавляется еще и взаимодействие с активными поверхностями минеральных частиц, которое осуществляется в особом слое, называемом «связанная вода». Поэтому при изучении структуры и фазовых переходов связанной воды в дисперсных породах необходимо рассмотреть структуру свободной (объемной) воды, которая служит как бы эталоном при их сравнении.

Так, процессы фазовых переходов лед—объемная вода—пар могут быть представлены следующим образом. При температуре льда, близкой к 0°С, каждая молекула, располагающаяся в узле решетки льда, обладает минимумом кинетической энергии $E_к$ и максимумом энергии активации $E_{ак}$, т.е. суммарной энергией связи $E_{св}$, или взаимодействия ее с окружающими молекулами. Величина $E_к$ при этом оказывается значительно меньше значения $E_{св}$. По мере подвода тепла к объему льда происходит увеличение скорости движения молекул.

Приходящая энергия может также расходоваться на преодоление связи отдельных молекул в структуре льда и на совершение ими трансляционных скачков, когда $E_к > E_{св}$. При продолжающемся воздействии энергии наступает такой момент, когда в общей сложности разрывается более 9—13% водородных связей и начинается процесс изотермического плавления льда. Процент разорванных водородных связей определяется из соотношения *теплоты плавления* (5,9 кДж/моль) и *теплоты сублимации* (48,1 кДж/моль).

Разрыв такого количества водородных связей молекул H_2O происходит в узлах кристаллической решетки льда в результате возросшего числа трансляционных скачков молекул. Вследствие этого стройная и ажурная структура льда, имеющая дальнюю упорядоченность, как бы распадается на куски. При этом в теле кристалла выделяются или обособляются группы или ассоциаты моле-

кул, уже не прилегающие друг к другу столь правильно, как во льду. Для образования таких обособленных ассоциатов необходимо выполнение двух условий: 1) обязательный разрыв части водородных связей между соседними молекулами и по контуру ассоциата воды; 2) приведение обособившихся групп молекул («кусков льда») в колебательное (броуновское) движение около своих центров равновесия. Последнее осуществляется за счет импульсов транслирующих молекул H_2O. При этом практически прекращается увеличение энергии вращательно-колебательного движения молекул при продолжающемся поступлении тепла H_2O в узлах кристаллической решетки льда. В связи с этим при продолжающемся поступлении тепла не происходит дальнейшего повышения температуры льда.

В ходе плавления льда под воздействием импульсов как отдельных транслирующих молекул, так и их групп крупные и наиболее медленные ассоциаты молекул воды могут дробиться и разбиваться на более мелкие. Общий объем льда и воды при этом уменьшается, а плотность возрастает вследствие разрушения части тетраэдров в гексагональной структуре льда и внедрения их молекул в пустоты, которые еще сохраняются в неразрушенных частях кристаллической решетки. Координационное число молекул в такой системе возрастает и становится больше четырех, что означает увеличение числа водородных связей каждой молекулы, т.е. повышение энергии ее активации. Другими словами, дальнейшее дробление ассоциатов, достигших в среднем некой критической массы, прекращается, а поступающее тепло затрачивается в основном на увеличение кинетической энергии молекул в ассоциатах и самих ассоциатов как единого целого. Температура системы начинает повышаться, плавление и дальнейший разрыв водородных связей прекращается.

Далее несложно рассмотреть и обратный ход процесса — превращение воды в лед, т.е. процесс *замерзания (кристаллизации) воды*. Так, при отводе тепла от воды уменьшаются число трансляционных скачков и скорость диффузии как молекул H_2O, так и небольших ассоциатов воды. Импульсы, сообщаемые транслирующими частицами, слабеют. Колебания около центров равновесия крупных ассоциатов молекул, составляющих структурный каркас воды, замедляются и температура воды закономерно понижается. Возрастающая инерционность ассоциатов приводит к тому, что водородные связи между молекулами H_2O в сумме оказываются способными удерживать ассоциаты и группы молекул друг около друга. Броуновское движение ассоциатов молекул замедляется и затем прекращается вообще. Происходит укрупнение ассоциатов, объединение их и возрастание средней массы выше критической, т.е. превращение их в полнокристаллические зародыши льда, которые начинают быстро расти, выделяя *тепло кристаллизации*. К

этим укрупнившимся ассоциатам начинают присоединяться более мелкие, а также отдельные диффундирующие молекулы H_2O. Поскольку *координационное число* молекулы H_2O в решетке льда меньше, чем в воде, и равно четырем, а также в связи с тем, что лед кристаллизуется в *гексагональной сингонии,* характеризующейся наличием пустых каналов (дырок), объем системы при переходе воды в лед возрастает, а плотность снижается. Происходит *расширение воды на 9% при переходе ее в лед.*

Отмеченный выше процесс объединения и укрупнения ассоциатов и молекул H_2O сопровождается обязательным образованием новых водородных связей между молекулами H_2O, что происходит, естественно, с выделением тепла, которое должно быть отведено за пределы системы.

Можно предполагать, что процесс замерзания идет скачкообразно. Как только понизится, например, температура кристаллов льда, начнется выравнивание температуры в системе, и контактирующая с кристаллами льда температура воды должна понизиться. Однако вода не может понизить свою температуру, так как произойдет превращение ее в лед (т.е. связывание ассоциатов молекул H_2O). Другими словами, любое локальное понижение температуры кристаллов льда или ассоциатов молекул H_2O приведет к кристаллизации и переходу части воды в лед. Следовательно, пока не совершится переход воды в лед, температура системы не может понизиться (рис. 3.1, *а*). Именно поэтому процесс замерзания воды является *изотермическим.* Он сопровождается интенсивным укрупнением ассоциатов, характеризующихся броуновским движением и выделением теплоты кристаллизации. При

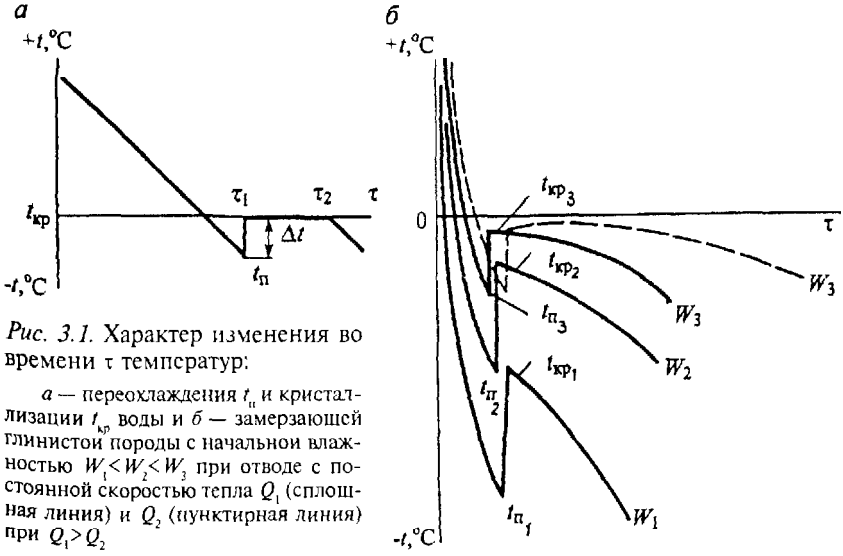


Рис. 3.1. Характер изменения во времени τ температур:

а — переохлаждения $t_п$ и кристаллизации $t_{кр}$ воды и *б* — замерзающей глинистой породы с начальной влажностью $W_1 < W_2 < W_3$ при отводе с постоянной скоростью тепла Q_1 (сплошная линия) и Q_2 (пунктирная линия) при $Q_1 > Q_2$

очень быстром отводе тепла от замерзающей системы замерзание произойдет почти мгновенно. Однако при этом не будет выделяться теплота кристаллизации, так как не будет происходить преобразований структуры воды в структуру льда. В этом случае структура H_2O как бы фиксируется и возникает так называемая *аморфная*, а не *кристаллическая* структура льда.

Одним из наиболее сложных и неясных вопросов в теории *кристаллизации воды* является установление критической массы ассоциатов молекул H_2O, когда они становятся кристаллическими зародышами льда, т.е. превращаются в полноценные по структуре микрокристаллы. Исследования последних лет позволяют предполагать, что это происходит при критической массе, равной 472 H_2O. Размер этой элементарной ячейки льда оценивается примерно в 10^{-20} см^3. Достигнув такой массы, эти ассоциаты уже могут интенсивно расти, являясь основой будущего кристалла. Растут кристаллы обычно радиально от центра зародыша. С термодинамической точки зрения до начала процесса кристаллизации необходимо появление дополнительных сил по связыванию молекул и ассоциатов H_2O в структуру льда, т.е. возникновение центра или центров кристаллизации.

Имеются две теории относительно природы развития микрокристаллов льда. Одна из них — *гомогенная* — рассматривает зарождение центров кристаллизации как закономерный процесс возникновения достаточной массы ассоциатов молекул H_2O в результате понижения температуры однородной среды, замедления скорости движения молекул и их объединения посредством водородных связей. *Гетерогенная* теория основывается на неизбежном присутствии в расплаве (воде) инородных частиц (примесей), которые служат естественной затравкой, т.е. центрами кристаллизации. Эта теория не отрицает теоретической возможности гомогенного зарождения кристаллов, но поскольку от примесей в расплаве освободиться практически невозможно, в действительности кристаллизация вызывается именно этими инородными частицами.

Обязательным условием гомогенного зарождения кристалликов льда является переход в метастабильное состояние, когда жидкость переохлаждается ниже температуры ее замерзания. Такой элементарный кристаллик зарождается самопроизвольно, а дальнейшая его судьба зависит от степени переохлаждения раствора. При достаточном переохлаждении системы кристаллик будет расти. Расчеты показывают, что область метастабильного состояния для воды находится в интервале температуры 0...−55°С. Экспериментально удавалось переохладить дистиллированную воду до −12...−16°С, а мелкие жидкие капли воды до −72°С. При такой температуре кристаллизация начиналась сразу во всем объеме капли. Величина переохлаждения объемной воды обычно не превышает

нескольких градусов и зависит от состава воды, предыстории ее формирования и скорости охлаждения.

Согласно гетерогенной теории, вынужденная кристаллизация вызывается затравками при наличии небольшого перенасыщения или переохлаждения расплава. Наилучшей затравкой являются частицы (примеси) самого выращиваемого кристалла льда. Затем по силе эффективного воздействия на кристаллизацию следуют частицы изоморфных веществ, способных давать с кристаллом твердые растворы, так называемые *газогидраты и кристаллогидраты.* Атомы или ионы такой примеси занимают углы кристаллической решетки воды. Затравками служат также растворимые в воде кристаллики солей, механические примеси и вещества, которые могут давать с растущим кристаллом закономерные сростки. В общем кристаллизацию воды должны вызывать все твердые тела, строение которых близко к строению льда.

Последующий (после образования зародыша) рост кристалла льда определяется, с одной стороны, особенностями его кристаллохимического строения, а с другой — условиями его питания. Так, при постоянном температурном градиенте и непрерывном увеличении поверхности растущего кристалла, а следовательно, при возрастании энергетических затрат на фазовый переход воды в лед, температура воды вокруг кристалла будет вначале несколько повышаться и тем самым замедлять его рост. Вслед за этим начнется понижение температуры за счет отвода за пределы системы тепла, выделившегося при кристаллизации воды. Другими словами, рост кристаллов льда в воде, по-видимому, носит скачкообразный и циклический характер. В результате небольшого нагревания воды вокруг растущего кристалла и последующего ее охлаждения возникают перепады по плотности воды, что может привести как к температурной, так и к концентрационной диффузии молекул H_2O. Этим обеспечиваются приток вещества к различным участкам кристалла и его рост. Скорость роста вокруг ребер и вершин кристалла оказывается большей, чем у его плоскостей, т.е. наблюдается *анизотропия в его росте.* Вследствие того что вершины кристаллов удлиняются быстрее, образуются ледяные иглы и звездочки, которые в дальнейшем срастаются в сплошную массу при сохранении скелетной формы только по краям. В условиях одностороннего равномерного охлаждения это приводит к росту тех кристаллов, которые ориентированы наиболее благоприятно. Менее выгодно ориентированные кристаллы выклиниваются. При этом, если грань растущего кристалла встречает на своем пути какое-либо постороннее тело, она начинает отталкивать его с некоторой силой, которая называется *кристаллизационной.*

В природной воде, содержащей растворенные соли, при кристаллизации обычно наблюдается дифференциация (расслаивание) компонентов. В процессе охлаждения такого раствора молекулы

солей, как и молекулы воды, организуются в элементарную решетку. Идет раздельное образование решеток льда и каждой соли. В ходе замерзания элементарные решетки солей оттесняются к границам силового поля, в котором действует зародыш кристаллизации льда. В кристалликах льда обычно содержится очень малое количество солей. Однако, чем больше скорость кристаллизации, тем больше солей захватывается кристаллом. Температура замерзания (кристаллизации) солевого раствора воды оказывается ниже 0°С.

При 0°С вода *обладает запасом энергии* 636 Дж/г, тогда как *лед* — 302 Дж/г. *Разность в запасе энергии* между ними (334 Дж/г) составляет *скрытую теплоту плавления льда*. Эта подводимая извне теплота затрачивается на образование решетки воды, т. е. на изменение среднестатического расстояния между молекулами H_2O во льду и воде.

3.2. Фазовые переходы связанной воды в лед в горных породах

Проблема фазовых *переходов связанной воды в лед* является более сложной, чем *фазовые переходы в свободной* воде. Несмотря на их соответствие, очевидно, что связанная минеральной поверхностью вода характеризуется структурой, отличной от структуры свободной воды, так как участвует в построении специфической структурной решетки, повторяющей структурный мотив кристаллической решетки минеральной поверхности (подложки). Чем ближе к минеральной поверхности, тем существеннее будет искажена структура связанной воды в сравнении со свободной. Для образования первых полнокристаллических зародышей *льда в связанной воде*, в которой практически отсутствуют крупные ассоциаты H_2O, слагающие структурную решетку объемной воды, вначале такие ассоциаты надо организовать. Для этого необходимо такое понижение температуры, которое позволит уменьшить кинетическую и колебательную энергию отдельных молекул связанной воды настолько, что энергия связи молекул между собой $E_{св}$ (или энергия активации) окажется больше суммы кинетической энергии и энергии связи их с минеральной подложкой $E_{мин}$. Водородные связи молекул H_2O будут *способны преодолеть действие* поверхностных сил минеральных частиц и сгруппировать молекулы в льдоподобные ассоциаты. Условие образования первых полнокристаллических зародышей льда в связанной воде записываются следующим образом:

$$E_{св} > E_к + E_{мин}, \qquad (3.1)$$

где $E_{мин}$, является переменной величиной, возрастающей в степенной зависимости по мере приближения к минеральной поверхности и уменьшения толщины пленки h связанной воды, т. е.

$E_{мин} = f(1/h^n)$, где n — показатель, величина которого зависит от типа взаимодействия воды с подложкой. Необходимое для реализации этого условия понижение температуры связанной воды до значения $t_{пер}$, равного температуре переохлаждения, будет обусловливаться величиной энергии связи воды с минеральной подложкой $E_{мин}$. Чем более энергетически будет связана вода, тем до более низкой температуры ее потребуется переохладить. Именно с этим связан тот факт, что при уменьшении начального влагосодержания дисперсной породы ($W_1 < W_2 < W_3$), а следовательно, при уменьшении толщины пленок связанной воды и соответствующем увеличении энергии связи молекул H_2O с минеральной поверхностью, температура переохлаждения будет характеризоваться все более низкими отрицательными значениями (см. рис. 3.1, *б*). Таким образом, природа эффекта переохлаждения связанной воды при замерзании дисперсных пород обусловлена необходимостью вывода части этой воды из-под действия поверхностных сил минеральных частиц, тогда как переохлаждение свободной воды необходимо лишь для организации первых полнокристаллических зародышей льда. Отсюда следует, что поверхностная энергия зависит от температуры, т. е. дальнодействие затухает с ее понижением.

Таким образом, после достижения грунтовой системой температуры, равной температуре переохлажденной связанной воды ($t_{пер} < t_{кр}^{н}$), энергетически наименее связанная часть ее выходит из-под действия поверхностных сил грунтовых частиц, что способствует образованию ассоциатов из отдельных молекул H_2O и их укрупнению. Последующее (по мере отвода тепла из системы) прекращение броуновского (колебательного) движения ассоциатов приведет к превращению их в полнокристаллические зародыши льда, а также к группировке отдельных молекул и мелких ассоциатов H_2O вокруг этих или инородных ядер кристаллизации. Причем для протекания этого процесса в связанной грунтовой воде не потребуется дополнительного переохлаждения, поскольку, с одной стороны, выполнение условия (3.1) уже предполагает наличие обязательного понижения температуры до $t_{пер} < t_{кр}^{н}$, а с другой — поровый раствор характеризуется наличием большого числа инородных ядер кристаллизации, что ускоряет и интенсифицирует перегруппировку молекул воды в структуру льда. Процесс проявления новых зародышей льда в связанной воде дисперсных пород и превращения их в полноценные по структуре кристаллы льда будет происходить с *выделением теплоты фазовых переходов*. Это вызовет скачкообразное повышение температуры грунтовой системы, а следовательно, и связаннои воды до температуры начала ее замерзания или начала кристаллизации $t_{кр}^{н}$.

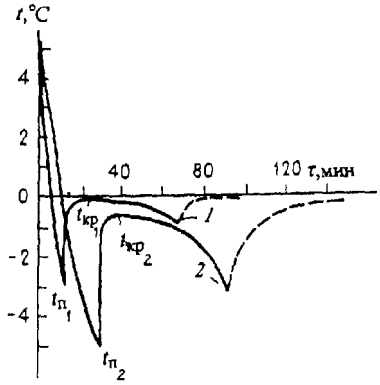


Рис 3 2 Кривые изменения температур переохлаждения $t_п$ до температур начала кристаллизации $t_{кр}$ (сплошная линия) и нагревания (пунктирная линия) песка (*1*) и глины (*2*)

Значение температуры пород начала кристаллизации связанной воды в дисперсных породах определяется величиной энергии связи грунтовой влаги с минеральной поверхностью $E_{мин}$. Экспериментально установлено, что чем больше эта энергия и тоньше пленка связанной воды, тем ниже температура начала кристаллизации Так, в *песках*, характеризующихся большим содержанием слабосвязанной (практически свободной) воды, температура начала ее замерзания близка к температуре замерзания объемной (чистой) воды ($t_{кр}^{н}\approx 0°C$). В *песках* при этой температуре происходит *замерзание всей свободной воды*, а продолжительность замерзания зависит от влажности песка и интенсивности охлаждения При продолжении отвода тепла из замерзающего песка его температура будет постепенно понижаться до −0,5...−1°С (рис. 3.2), что свидетельствует о вымерзании *все более связанной* воды и подтверждается выделением небольших количеств теплоты кристаллизации.

В *глинистых* породах температура *начала кристаллизации* связанной воды оказывается существенно *ниже*, чем в песках, и может достигать, например, в монтмориллонитовых глинах при влажности 41—45% порядка −2,5...−3,5°С. При этом следует учитывать, что наличие растворимых солей и обменных катионов в связанной воде дисперсных пород будет также понижать значение $t_{кр}^{н}$. Дальнейший отвод теплоты фазовых переходов из глинистой системы приводит к постепенному понижению отрицательной температуры породы по мере вымерзания все более энергетически связанных слоев воды (см. рис. 3.2).

Таким образом, как в песках (хотя это и слабо выражено), так и в глинистых породах фазовые переходы воды и выделение теплоты кристаллизации происходят не при какой-либо одной постоянной температуре, а в спектре отрицательных температур. В этом случае имеет смысл выделять только температуру начала кристаллизации связанной воды ($t_{кр}^{н}$) Продолжительность кристаллизации связанной воды, так же как и свободной, будет определяться скоростью отвода тепла из системы. Большая скорость отвода тепла приведет к более быстрому по времени вымерзанию связанной воды, что фиксируется более резким изгибом кривой

изменения отрицательной температуры замерзающей породы (см. рис. 3.1, *б*).

Для объяснения природы фазовых превращений связанной воды в спектре отрицательных температур схематично рассмотрим процесс ее вымерзания в дисперсной породе по мере отвода тепла.

Достижение породой температуры начала кристаллизации ($t_{кр}^{н}<0°C$) и возникновение первых полнокристаллических зародышей льда означает образование новой и сложной физико-химической системы с поверхностями раздела: минеральная поверхность—незамерзшая (связанная) вода—лед. Взаимное влияние поверхностных сил минеральных частиц и льда друг на друга при этом будет минимальным, а кривые изменения энергии связывания незамерзшей воды минеральной поверхностью с учетом толщины жидкообразной пленки h ($E_{мин}(t)=f(1/h^n)$) и льдом ($E_{лп}(t)=f(1/h^n)$) пересекаются между собой на невысоком энергетическом уровне (рис.3.3, сечение I—I). Сечение I—I в таком случае представляет собой условную границу раздела слоя незамерзшей воды на две части. Левая часть между этим сечением и минеральной поверхностью (МП) будет находиться под преобладающим влиянием поверхностных сил минеральной подложки. Правая (меньшая по мощности) часть слоя незамерзшей воды, ограниченная сечением I—I и ледяной поверхностью (ЛП), будет удерживаться в основном поверхностными силами ледяной подложки, а ее структура окажется максимально приближенной к структуре льда. Другими словами, эта часть незамерзшей воды представляет собой

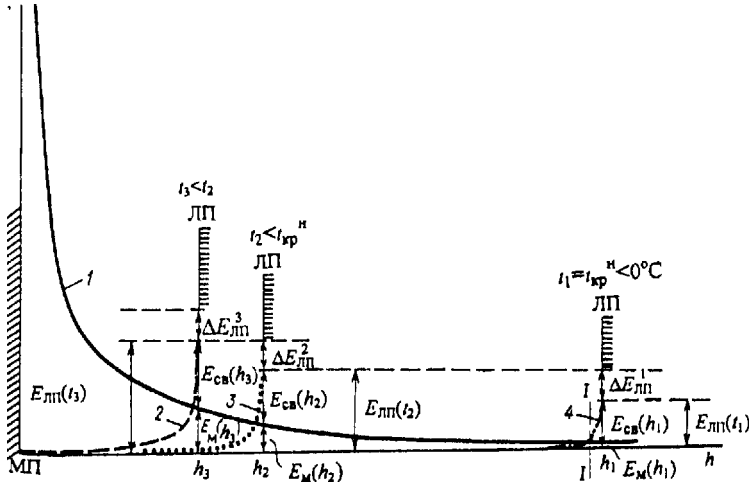


Рис. 3.3. Зависимость толщины пленки h незамерзшей воды от энергии связывания ее E при отрицательных температурах $t_1>t_2>t_3$:

1 — с минеральной поверхностью МП; *2—4* — с ледяной поверхностью ЛП (*2* — при h_3 и t_3, *3* — при h_2 и t_2, *4* — при h_1 и t_1)

квазижидкую пленку на поверхности льда, структура которой претерпела уже частичную модификацию. При этом поверхностные силы как минеральной, так и ледяной подложки, деформируя структуру воды под структуру своих кристаллических решеток, вызывают искажение водородных связей в близлежащих слоях незамерзшей воды. Такое искажение передается в последующие слои воды по эстафетному механизму.

Поскольку различие в структурных параметрах решетки льда и воды будет значительно меньшим, чем в структурных параметрах решеток минеральных частиц и воды, то искажение водородных связей, вызываемое поверхностью льда, будет более слабым по сравнению с влиянием минеральной поверхности и должно распространяться в глубь воды на меньшее расстояние. Поэтому толщина пленки незамерзшей воды, связываемой минеральной поверхностью, оказывается существенно больше толщины пленки, находящейся в поле действия поверхностных сил льда (см. рис. 3.3). Примечательно, что *понижение отрицательной температуры такой* льдогрунтовой системы на одно и то же значение ($\Delta t_1 = \Delta t_2 = \Delta t_1 = ...$), должно приводить к одинаковому и существенному увеличению свободной поверхностной энергии льда ($\Delta E_{лп}^{1} = \Delta E_{лп}^{2} = \Delta E_{лп}^{3} = ...$). Ее увеличение будет на порядок больше по сравнению с изменением этой величины для минеральной поверхности. Подтверждением служит тот факт, что *коэффициент температурной деформации* льда α (изменение линейного размера тела при изменении его температуры на единицу) более чем на порядок превышает таковой для минералов и горных пород (для льда α равно $(40—60)\cdot10^{-6}$ 1/град, для минерального скелета глинистых пород — $(0{,}4—0{,}8)\cdot10^{-6}$ 1/град, для гранита, песчаников и сланцев — $(3—10)\cdot10^{-6}$ 1/град).

Уменьшение же объема твердых тел при охлаждении связано с уменьшением структурных параметров их кристаллических решеток. Большее изменение этих структурных параметров приведет к большему по величине деформированию водородных связей в окружающей незамерзшей воде и будет проявляться на большем расстоянии от искажающей поверхности. Другими словами, энергия связывания воды поверхностью льда $E_{лп}$ и мощность слоя незамерзшей воды, удерживаемой этой поверхностью, будут возрастать на порядок быстрее при понижении температуры, чем это наблюдается для минеральных поверхностей глинистых частиц. В связи с этим изменением величины $E_{мин} = f(1/h^n)$ при понижении температуры можно пренебречь. Изменение же кривой $E_{лп}(t) = f(1/h^n)$ за счет, например, одинакового увеличения поверхностной энергии льда $\Delta E_{лп}$ при понижении отрицательной температуры породы на одну и ту же величину Δt окажется существенным, что и отражено на графике (см. рис. 3.3). При этом

$$E_{лп}(t_1) < E_{лп}(t_2) < E_{лп}(t_3), \qquad (3.2)$$

где $t_1 > t_2 > t_3$, а $|t_1 - t_2| = |t_2 - t_3| = \Delta t$ и $E_{\text{пг}}(t_2) - E_{\text{пп}}(t_1) = E_{\text{пп}}(t_3) - E_{\text{пп}}(t_2) = \Delta E_{\text{пп}}$ Иначе говоря, поверхностные силы льда при понижении отрицательной температуры будут возрастать так сильно, что часть незамерзшей воды, ранее связываемая минеральной поверхностью, перейдет в поле действия поверхностных сил льда, т е произойдет *фазовый переход части незамерзшей воды в лед* Мощность же слоя воды, которыи связывается поверхностью льда, при этом должна возрастать

Исходя из вышеизложенного, можно объяснить причину дальнейших фазовых переходов связанной (незамерзшеи) воды в лед (после образования первых полнокристаллических зародышей льда при температуре начала кристаллизации $t_{\text{кр}}^{\text{н}}$) не при постоянной температуре $t_{\text{кр}}^{\text{н}}$, а в спектре отрицательных температур

На момент возникновения первых полнокристаллических зародышеи льда в замерзающей породе при $t_1 = t_{\text{кр}}^{\text{н}}$ можно принять, что в случае прекращения дальнейшего отвода тепла из талой грунтовой системы в неи устанавливается квазиравновесное состояние между незамерзшей водои и льдом, и дальнейшего вымерзания связанной воды происходить не будет В этом случае при толщине пленки связанной воды h_1, определяющей расстояние между поверхностью льда и минеральной поверхностью, на которой температура имеет значение t_1, должно выполняться условие

$$E_{\text{пп}}(t_1) = E_{\text{св}}(t_1) + E_{\text{мин}}(t_1), \qquad (3\,3)$$

где $E_{\text{пп}}(t_1)$ — поверхностная энергия льда, затрачиваемая на взаимодеиствие (связь) с прилегающими молекулами незамерзшеи воды, $E_{\text{св}}(t_1)$ и $E_{\text{мин}}(t_1)$ — соответственно энергия связи между молекулами H_2O и энергия связи молекул незамерзшеи воды с минеральнои поверхностью, расположенной от поверхности льда на расстоянии h_1 при температуре t_1 Такое квазиравновесное состояние может быть нарушено только в результате дополнительного подвода или отвода тепла из системы В случае подтока тепла начнется процесс исчезновения зародышей льда и перевод их в структуру воды, т е процесс оттаивания породы Дополнительный же отвод некоторого количества тепла из замерзающей грунтовой системы приведет к понижению температуры льда, связаннои воды и минеральных частиц (допустим, на $\Delta t = t_1 - t_2$, где $t_2 < t_{\text{кр}}^{\text{н}}$) При таком понижении температуры произоидет увеличение поверхностной энергии льда на величину $\Delta E_{\text{пп}} = E_{\text{пп}}(t_2)) - E_{\text{пп}}(t_1)$ и некоторое возрастание энергии связывания между молекулами H_2O в связанной воде на $\Delta E_{\text{св}}$, так как $E_{\text{св}}(t_1) < E_{\text{св}}(t_2)$ Величина же энергии связи молекул незамерзшей воды с минеральной поверхностью, как было показано ранее, не будет существенно (по сравнению со льдом) изменяться ($E_{\text{мин}}(t_1) \approx E_{\text{мин}}(t_2)$) Это приведет к нарушению условия (3 3) таким образом, что

$$E_{лп}(t_1) > E_{сп}(t_1) + E_{мин}(t_1). \quad (3.4)$$

Следовательно, в силу большей энергии связи молекул незамерзшей воды с поверхностью льда часть их будет высвобождаться из-под действия сил минеральной поверхности и переходить в поле действия поверхностных сил льда, т е должен осуществляться фазовый переход незамерзшей воды в лед при условии отвода из системы выделяющейся теплоты кристаллизации. Вымерзание части незамерзшей воды, а значит и перемещение границы раздела «ледяная поверхность—незамерзшая вода» из положения h_1 должны происходить до нового равновесного положения границы раздела h_2, в котором будет выполняться условие $E_{лп}(t_2)=E_{сп}(t_2)+E_{мин}(t_2)$.

Дальнейший отвод тепла из замерзающей грунтовой системы приведет к новому понижению отрицательной температуры ее составных частей (например, на $\Delta t=t_2-t_3=t_1-t_2$, где $t_3<t_2$) Понижение температуры на величину Δt, как и в первом случае, обеспечит увеличение поверхностной энергии льда на величину $\Delta E_{лп}=E_{лп}(t_2)-E_{лп}(t_1)=E_{лп}(t_3)-E_{лп}(t_2)$ и возрастание энергии связи молекул H_2O в незамерзшей воде так, что $E_{сп}(t_3)>E_{сп}(t_2)>E_{сп}(t_1)$. Это нарушит установившееся квазиравновесное условие и произойдет новое вымерзание дополнительного количества незамерзшей воды при условии необходимого отвода теплоты фазовых переходов из породы. Как и в предыдущем случае, несложно графически на рис. 3.3 найти новое положение h_3 поверхности льда, соответствующее отрицательной температуре $t_3<t_2$.

На рис 3.4 представлена известная по экспериментам кривая зависимости содержания незамерзшей воды от отрицательной температуры. При этом видно, что последовательное изменение отрицательной температуры породы на одну и ту же величину Δt приводит соответственно к вымерзанию каждый раз значительно меньшего количества незамерзшей воды и к уменьшению толщины пленки связанной воды на меньшее значение $h_1-h_2 > h_2-h_3$. Объясняется это целиком за счет резко возрастающего с утонышением пленки незамерзшей воды значения энергии связывания молекул связанной воды минеральной поверхностью в соответствии с кривой $E_{мин}=f(1/h^n)$. Эта кривая и определяет по существу характер кривой $W_{нз}=f(t)$. Действительно, при высоких отрицательных температурах происходит интенсивное вымерзание слабосвя-

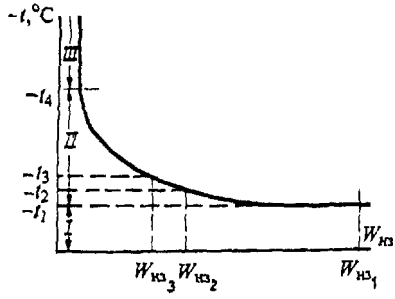


Рис 3 4 Зависимость содержания незамерзшей воды $W_{нз}$ от понижения отрицательной температуры при интенсивных (I), незначительных (II) и практически отсутствующих (III) фазовых переходах

занной воды в грунтовых системах при понижении температуры на 1°С, а в области низких отрицательных температур при понижении на 1°С наблюдается существенное замедление или прекращение фазовых переходов незамерзшей воды в лед (см.рис. 3.3). С учетом этого и в соответствии с кривой $W_{нз}=f(t)$ Н.А.Цытович в 1973 г. предложил разделить процесс фазовых переходов воды в дисперсных породах на три области (см. рис. 3.4): I — область интенсивных фазовых переходов, когда при изменении температуры на 1°С происходит изменение содержания незамерзшей воды более чем на 10%, т.е. $\Delta W_{нз} > 10\%$; II — область слабоинтенсивных переходов, когда при $\Delta t = 1°С$ $\Delta W_{нз}$ изменяется в интервале от 10 до 1%; III — область практического отсутствия фазовых переходов, когда при $\Delta t = 1°С$ $\Delta W_{нз} < 1\%$.

Описанные зависимости относились к химически «чистой» связанной воде в дисперсных породах. Однако в природных условиях связанная грунтовая вода характеризуется присутствием большого количества растворимых солей, которые связывают молекулы H_2O и тем самым препятствуют переходу осмотически связанной воды в лед. В соответствии с этим условие фазового перехода в лед связанной воды, в которой присутствуют растворенные соли, или вымерзания минерализованной воды в спектре отрицательных температур при толщине пленки h и температуре замерзания на ее поверхности t записывается в виде:

$$E_{лп}(t) > E_{св}(t) + E_0(t) + E_{мин}(t). \qquad (3.5)$$

Здесь $E_0(t)$ — энергия связи молекул H_2O в незамерзшей воде ионами растворенных солей на расстоянии h от минеральной поверхности. Согласно условию (3.5) оказывается, что чем больше концентрация раствора незамерзшей воды, а следовательно, и энергия взаимодействия молекул H_2O с ионами, тем при более низкой отрицательной температуре будет осуществляться фазовый переход одного и того же количества воды в лед.

Используя изложенные выше представления о вымерзании незамерзшей воды в дисперсных породах в спектре отрицательных температур, можно показать, что обратный фазовый переход (подплавление льда и увеличение за счет этого содержания незамерзшей воды) также будет происходить не одновременно и не при постоянной температуре, а постепенно по мере повышения отрицательной температуры в оттаивающей грунтовой системе (см.рис.3.2).

Таким образом, в промерзающей или мерзлой дисперсной породе всегда содержится определенное количество незамерзшей воды. Так, экспериментально установлено, что даже при −100°С вокруг тонкодисперсных минеральных частиц еще содержится пленка незамерзшей воды толщиной порядка 0,3 нм. При этом следует подчеркнуть, что отождествлять незамерзшую воду со

связанной нельзя, поскольку в породе на пленку связанной воды любой толщины энергетическое влияние оказывают только силы минеральной поверхности, а на пленку незамерзшей воды такой же толщины — еще и поверхностные силы льда. Другими словами, такая пленка незамерзшей воды будет связана энергетически сильнее и должна быть менее подвижной. При этом понятие незамерзшей воды в дисперсных породах в зависимости от конкретных условий может включать практически все виды грунтовой влаги: 1) свободную (замерзающую обычно при 0°С, а при высоких концентрациях порового раствора — при температурах значительно ниже 0°С); 2) капиллярную (замерзающую в области высоких, вблизи 0°С, отрицательных температур); 3) пленочную; 4) адсорбционную (замерзающую в широком спектре отрицательных температур вплоть до −100°С и ниже).

Следует также отметить, что каждой отрицательной температуре в конкретной грунтовой системе при равновесном состоянии должно соответствовать строго определенное содержание незамерзшей воды или строго определенная толщина водной пленки h. В случае несоблюдения этого условия термодинамическое состояние системы не будет равновесным и будет происходить процесс либо вымерзания избыточной (сверх равновесного значения) влаги, либо подплавление льда, что приведет к увеличению содержания незамерзшей воды до его равновесного значения.

3.3. Природа и механизм миграции влаги в дисперсных породах

Перемещение влаги в неводонасыщенных дисперсных породах характеризуется сложным механизмом переноса массы и многообразием движущих сил влагообмена. Применительно к геокриологическим задачам наибольший интерес представляют вопросы миграции связанной и капиллярной воды и пара, от которых в дисперсных породах зависит решение ряда задач в области грунтоведения и инженерной геологии, почвоведения и геокриологии. С общей термодинамической точки зрения *причиной миграции воды и пара* в дисперсных породах является неравновесное состояние системы «грунт—влага», вызываемое изменением во времени и пространстве термодинамических параметров (температуры, давления, концентрации ионов, влажности, электрического, магнитного и гравитационного потенциалов и др.). Измерить непосредственно движущие силы каждого из механизмов в отдельности не всегда возможно. Этим, в частности, объясняется стремление найти единую (обобщенную) силу, более или менее полно учитывающую совокупное действие отдельных составляющих миграционного потока. В результате стал развиваться *энергетический* (гер-

модинамический) подход к массопереносу в коллоидных капиллярно-пористых телах, к которым относится и грунтовая система

Вся вода в грунтах, исключая свободную (гравитационную), удерживается за счет свободной поверхностной энергии минерального скелета породы $E_п$. При взаимодействии минералов с водой, а точнее с водным раствором, часть энергии $E_п$ затрачивается на связывание ионов двойного электрического слоя и молекул воды. Разность $E_п - E_в = E_н$ представляет собой часть неизрасходованной на взаимодействие с водным раствором свободной поверхностной энергии грунтовой системы. Очевидно, что основной движущей силой влагопереноса по жидкой фазе (т. е. миграции влаги в грунтах) является grad $E_н$, т. е. градиент этой энергии. Под $E_н$ понимается величина удельной свободной энергии Гиббса, которую нередко называют *абсолютным химическим, или изобарно-изотермическим потенциалом* для связанной воды $\mu'_н$. Учитывая, что абсолютные значения величин многих термодинамических функций, в том числе и $\mu'_н$, неопределимы, отыскивается не абсолютный, а относительный термодинамический потенциал связанной воды $\mu_н = \mu'_н - \mu_0$. При этом μ_0 является абсолютным химическим потенциалом для свободной воды, а так как $\mu'_н < \mu_0$, то $\mu_н$ имеет отрицательный знак.

Относительный термодинамический потенциал грунтовой влаги наиболее полно отражает величину понижения энергии свободной воды при ее взаимодействии с твердым телом. Он представляет собой работу, которую нужно совершить, чтобы обратимо и изотермически перевести 1 г свободной воды в связанную влагу. Потенциал влаги, характеризующий энергию связи воды в грунтовой системе с помощью взятой с обратным знаком работы, измеряется в единицах работы, отнесенной к единице массы воды (например, в Дж/кг, Дж/моль и др.).

Термодинамический потенциал грунтовой влаги является суммой ряда частных потенциалов:

$$\mu_н = \varphi_н + \varphi_О + \varphi_г + \varphi_р + \varphi_э + \varphi_м + \ldots, \qquad (3.6)$$

где $\varphi_н$ — каркасный, или капиллярно-адсорбционный, потенциал, т. е. работа, которая затрачивается на перевод единицы массы воды из раствора, тождественного грунтовому, в связанную влагу (этот потенциал включает сорбционные и менисковые явления), $\varphi_О$ — осмотический потенциал, т.е. работа, которую нужно затратить, чтобы перевести единицу массы влаги из объема чистой воды в объем, содержащий раствор, тождественный по составу и строению грунтовому раствору; $\varphi_г$ — гравитационный потенциал, т. е. работа по переносу раствора, аналогичного грунтовому, из одной точки по высоте в другую; $\varphi_р$ — гидростатический (или внешнего газового давления) потенциал, выражающий работу, производимую над грунтовой влагой под воздействием внешнего давления,

$\varphi_э$, $\varphi_м$ — соответственно электрический и магнитный потенциалы влаги. Следует учитывать, что с повышением температуры потенциал влаги увеличивается. Это связано с возрастанием трансляционного движения молекул воды и уменьшением ее связи с минеральным скелетом грунта. С увеличением потенциала, характеризуемого отрицательным значением, возрастает его алгебраическая величина, в то время как его абсолютная величина при этом убывает.

Потенциал грунтовой влаги μ_w зависит от влагосодержания породы ($W_{об}$, г·см$^{-3}$). По аналогии с объемной теплоемкостью для температурного поля А.В.Лыковым было введено понятие объемной или *дифференциальной влагоемкости грунта* C_w, которая показывает, какое количество воды необходимо добавить в грунт, чтобы изменить значение потенциала воды на единицу. Она является переменной величиной, зависящей от потенциала грунтовой влаги, состава и структурно-механических особенностей дисперсной породы, и определяется по соотношению

$$C_w(T) = \frac{\partial W_{об}}{\partial \mu_w}, \tag{3.7}$$

где T — температура по Кельвину. Потенциал грунтовой влаги и дифференциальная влагоемкость в породах могут изменяться на один—два порядка (рис. 3.5, *а*).

С потенциалом влаги связано введенное Б.В.Дерягиным понятие расклинивающего давления тонких пленок связанной воды $P_р$, которое представляет собой перепад давления при переходе через плоскую межфазную поверхность от жидкости, находящейся в тонком слое, к воде, граничащей с ним, и равно

$$P_р = \frac{\mu_w^в - \mu_w^{св}}{v_m} \quad \text{или} \quad P_р = -A\frac{1}{h^m}, \tag{3.8}$$

где v_m — молярный объем воды; $\mu_w^в$ и $\mu_w^{св}$ — полные термодинамические потенциалы воды в грунте и связанной воды в пленке; A и m — коэффициенты, отражающие особенности соответственно минеральной поверхности и водного раствора; h — толщина пленки связанной воды между двумя грунтовыми частицами. Величина $P_р$ при этом имеет отрицательное значение.

В том случае, если $P_р$ по абсолютному значению окажется больше, чем силы взаимодействия между двумя минеральными частицами $P_{сц}$ и внешней нагрузки на них g, то они будут отдаляться друг от друга за счет расклинивающего действия пленочной воды, мигрирующей сюда под действием поверхностных сил минеральных частиц (рис. 3.6). В этом случае обязательно выполняется условие $\mu_w^в > \mu_w^{св}$, причем $|\mu_w^в| < |\mu_w^{св}|$. Это и обеспечивает миграцию воды в межплоскостной зазор между частицами до момента выравни-

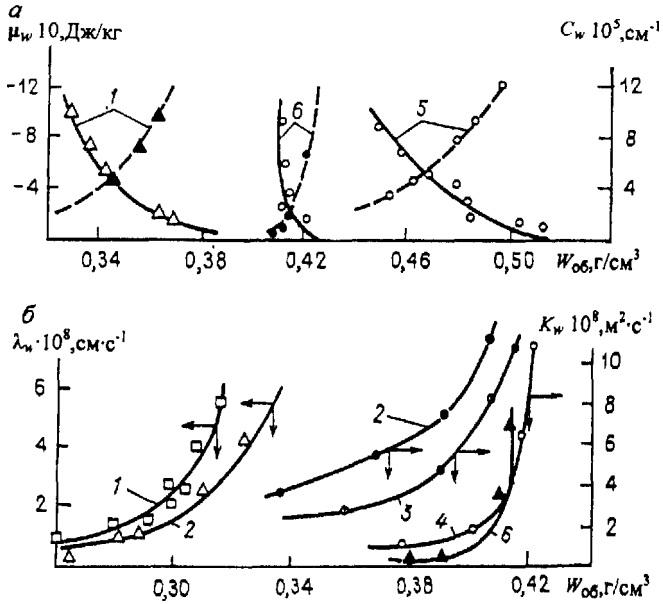


Рис. 3.5. Зависимости: *а* — потенциала влаги μ_w и объемной дифференциальной влагоемкости C_w (пунктир); *б* — коэффициента влагопроводности грунтовой влаги λ_w и коэффициента диффузии K_w от влагосодержания дисперсных пород:

1 — супесь легкая, *2* — супесь тяжелая, *3* — суглинок средний пылеватый, *4* — глина; *5* — каолинитовая глина; *6* — гидрослюдисто-монтмориллонитовая глина при ρ_d=1,56 г/см^3

вания потенциалов и установления нового равновесия в системе. При $P_р < P_{сц}+g$, даже когда $\mu_w^в > \mu_w^{св}$, раздвижение частиц не происходит. Если внешняя нагрузка больше, чем расклинивающее давление $P_р$ и сила отталкивания $P_{отг}$ между частицами ($g > P_р + P_{отг}$), то частицы будут сближаться, а вода вытекать из межплоскостного

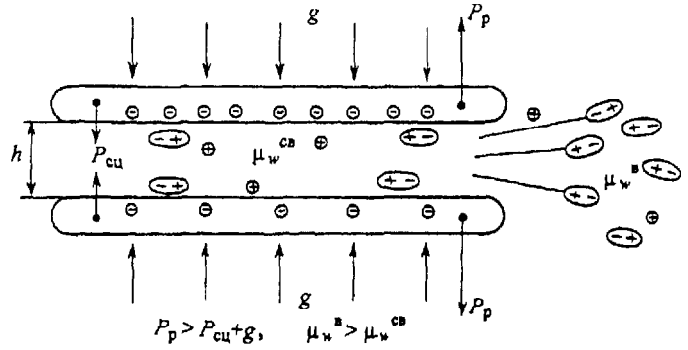


Рис. 3.6. Схема расклинивающего действия тонких пленок связанной воды

зазора. При таком подходе давление набухания глинистых пород следует рассматривать как результат проявления расклинивающего действия тонких пленок связанной воды.

Миграция воды в дисперсных породах может осуществляться в *капиллярном* (для собственно капиллярной воды) и *пленочном* (для слабосвязанной воды) видах. Причем перемещение капиллярной влаги в основном осуществляется молярным (объемным) путем за счет менисковых (лапласовых) сил. В мерзлых дисперсных породах большую роль играет миграция связанной воды, осуществляемая обычно в пленочном виде. В том случае, когда доля пленочного переноса оказывается сопоставимой с долей капиллярного влагопереноса по микропорам породы, нередко говорят о смешанном капиллярно-пленочном механизме переноса. Роль же пленочного механизма миграции влаги в общем переносе воды особенно резко возрастает при уменьшении влагосодержания породы. В этом процессе существенно то, что влага в пленочном состоянии передвигается в грунте не сплошной массой (объемное перемещение), а от частицы к частице (молекулярное диффузионное перемещение). Естественно, что скорость миграции пленочной воды, а следовательно, и плотность миграционного потока влаги при этом оказываются значительно меньше по сравнению с капиллярным влагопереносом.

С молекулярно-кинетических позиций перемещение связанной воды в дисперсных породах при наличии неоднородного силового поля определяется разностью скачков молекул воды в прямом и обратном направлениях по линии действия градиентов сил. Скачкообразные перемещения представляют собой самодиффузию частиц и называются *трансляционными*. Для совершения трансляционного скачка из одних узлов решетки в другие необходимо, чтобы кинетическая (колебательно-вращательная) энергия частиц $E_к$ оказалась больше энергии связи (взаимодействия) ее с другими частицами $E_{св}$, т.е. $E_к > E_{св}$. При этом следует учитывать, что при нагревании вещества кинетическая энергия частиц растет, а энергия связи между ними уменьшается.

Расчетные данные показывают, что, например, каждая молекула воды при температуре 25°С совершает в 1 секунду около 6 10^8 скачков. Скачки отделены друг от друга промежутками времени пребывания молекулы около центра равновесия, равными $1{,}7 \cdot 10^{-9}$ с. Молекула воды за период пребывания в положении равновесия (между скачками) совершает около 1000 колебаний. В целом число скачков молекулы в 1 секунду (или их частота J) выражается формулой:

$$J = J_0 e^{-(I_{св}/RI)}, \qquad (3.9)$$

где j_0 — некоторый коэффициент, связанный с частотой колебания частицы около положения равновесия; R — газовая постоян-

ная; T — абсолютная температура (по Кельвину); e — основание натурального логарифма.

Среднее время колебаний частицы около одного центра равновесия есть величина, обратная j, т.е. $\tau = 1/j$. Помимо рассмотренной формы движения отдельных молекул в жидкостях и газах имеют место и групповые перемещения молекул, вызванные толчками со стороны окружающих частиц. Такие ассоциаты молекул приходят в броуновское движение, добавляющееся к трансляционному движению отдельных молекул H_2O.

Рассмотренные выше представления о трансляционном движении молекул и ассоциатов H_2O касались химически чистой свободной воды. Они не учитывали ни явления *гидратации ионов,* т.е. взаимодействия ионов электролита в водном растворе с молекулами воды, ни эффекта связывания молекул воды активными центрами минеральной поверхности грунтовых частиц. При их учете энергия связи каждой молекулы воды возрастает на величину энергии связывания ионом $DE_и$ молекулы H_2O, с одной стороны, и на величину энергии связи молекулы H_2O минеральной поверхностью $\Delta E_{мин}$ — с другой. В соответствии *с* этим для связанной воды, содержащей ионы двойного электрического слоя, частота трансляционных скачков молекул H_2O должна снижаться и будет определяться выражением

$$J = J_0 e^{-[(E_{св} + E_и + E_{мин})/RT]}. \qquad (3.10)$$

Таким образом, перемещение (миграция) связанной воды в дисперсных породах может рассматриваться как разность трансляционных скачков молекул H_2O в прямом и обратном направлениях. Интенсивность же трансляционных скачков молекул, как следует из выражения (3.10), возрастает при повышении температуры и уменьшении энергии связи молекул воды минеральной поверхностью частиц или ионами диффузного слоя, т.е. при увеличении подвижности пленочной воды. Поэтому при прочих равных условиях перемещение связанной воды будет наблюдаться из толстых пленок, где молекулы оказываются менее связанными, в тонкие, от пленок с более высокой температурой (где подвижность молекул больше) к пленкам с более низкой температурой, от пленок *с* меньшей концентрацией растворенных солей к пленкам с большей концентрацией ионов и т.д. Сложность рассмотрения микроскопической картины (с молекулярно-кинетических позиций) перемещения влаги, а также невозможность пока еще на этой основе количественно оценить и прогнозировать процесс влагопереноса в дисперсных породах, вынуждают применять обобщенные термодинамические (феноменологические) законы. По аналогии с такими явлениями, как перенос тепла и электричества (законы Фурье и Ома), диффузия пара, фильтрация воды (законы Фика и Дарси) и другие, принимается, что плотность

миграционного потока связанной воды ($I_н$, г/см²·с) при стационарном режиме прямо пропорциональна градиенту термодинамического потенциала (полного или частичного) влагопереноса

$$I_w = -\lambda_w \operatorname{grad} \mu_w, \qquad (3.11)$$

где λ_w — коэффициент влагопереноса породы (см/с), равный $C_w K_н$, а K_w — коэффициент грунтовой влаги, характеризующий свойства дисперсной породы в отношении инерционности развития поля потенциалов или влажностного поля в ней (см²/с). Существенной особенностью коэффициентов $\lambda_н$ и K_w помимо зависимости их от дисперсности, химико-минерального состава и структурно-текстурных особенностей являются их непостоянство при изменении влажности породы и резко нелинейная зависимость от влагосодержания (см. рис. 3.5, *б*).

Представленное выше выражение стационарного миграционного потока влаги в дисперсных породах записано в потенциальной форме, т.е. через термодинамический потенциал влаги. Его несложно привести к влажностной форме записи (при допущении однозначной зависимости между $\mu_н$ и W): $I_w = -K_н \operatorname{grad} W$.

Для условий нестационарного режима влагопереноса в дисперсных породах используются следующие дифференциальные уравнения переноса влаги:

$$\frac{\partial W}{\partial \tau} = \frac{\partial}{\partial x}\left(\lambda_w \frac{\partial \mu_w}{\partial x}\right); \quad \frac{\partial W}{\partial \tau} = \frac{\partial}{\partial x}\left(K_w \frac{\partial W}{\partial x}\right). \qquad (3.12)$$

3.4. Влагоперенос и льдовыделение в мерзлых породах

Влагоперенос в мерзлых породах с общих термодинамических позиций обусловлен взаимодействием градиентов каркасно-капиллярного, осмотического, температурного, электрического и других потенциалов — частных составляющих общего термодинамического потенциала незамерзшей воды, с которым связано явление в грунтовой системе градиента незамерзшей воды ($\operatorname{grad} W_{нз}$). Выражение для плотности стационарного потока незамерзшей воды в мерзлой породе имеет вид

$$I_w^м = -\lambda_w^м \operatorname{grad} \mu_w, \qquad (3.13)$$

где $\lambda_w^м$ — коэффициент влагопроводности мерзлой породы. В случае существования однозначной зависимости между потенциалом влагопереноса и содержанием незамерзшей влаги в грунтовой системе может использоваться выражение, записанное во влажностной форме:

$$I_w^м = -K_w^м \operatorname{grad} W_{нз}, \qquad (3.14)$$

где $K_w^м$ — коэффициент диффузии незамерзшей воды; $W_{нз}$ — содержание незамерзшей воды в мерзлом грунте. Следует подчеркнуть, что миграция незамерзшей воды происходит под действием grad μ_w, а не grad $W_{нз}$, который, как показали эксперименты, может использоваться только в однородных грунтах.

Пароперенос и режим течения *парогазовой смеси* в порах дисперсной «породы определяются главным образом соотношением между длиной свободного пробега молекул (l=0,5·10^{-5} см) и размерами пор — капилляров породы r. Если r<10^{-5} см, то закономерности пароперепоса будут подчиняться теории кнудсеновского течения, характеризуясь молекулярным (эффузионным) механизмом переноса. В мерзлых породах эффузионный механизм пароперепоса практически не работает, поскольку ультрапоры и наиболее узкие участки чёточных капилляров дисперсных пород, где может быть развита эффузия пара, в большей своей части оказываются заполнены связанной (незамерзшей) водой. При r>10^{-5} см возникают диффузия и молярный пароперенос. Причем, если r>10^{-3} см, то преобладает вязкостный режим течения, т.е. перенос пара осуществляется молярным (объемным) путем. Плотность стационарного потока парогазовой смеси при этом определяется законом Пуазейля и оказывается прямо пропорциональной градиенту общего давления и обратно пропорциональной вязкости газа. Наибольшее значение молярный пароперенос приобретает в крупнообломочных породах, а также в пустотах и трещинах скальных пород.

Диффузионное движение пара в микро- и макрокапиллярах осуществляется за счет молекулярного перемещения влаги в результате трансляционного движения молекул пара. Диффузия пара (концентрационная, термодиффузия, бародиффузия) определяется законом Фика и вызывается градиентом концентрации насыщенных паров воды (grad $d_н$) или градиентом парциального давления паровоздушной смеси (grad P). Такой механизм присущ влагонасыщенным тонкодисперсным породам. В целом, обобщенная формула для плотности стационарного потока пара в мерзлых тонкодисперсных породах может быть представлена в виде

$$I_п^м = -K_п^м \operatorname{grad} d_н = -\lambda_п^м \operatorname{grad} P, \qquad (3.15)$$

где $\lambda_п^м$ и $K_п^м$ — коэффициенты паропроводности и диффузии пара.

Влагоперенос и льдовыделение в мерзлых породах под действием градиента температуры. Создание и поддержание в мерзлой породе градиента температуры приводит к возникновению градиентов потенциалов связанной воды (grad $\mu_н$) и парообразной влаги (grad μ_p), а также градиентов концентрации насыщенных водяных паров (grad $d_н$). Эти потенциалы вызывают в свою очередь перемещение незамерзшей воды и пара из мест с бóльшим в места с

меньшим потенциалом влаги, т е от участков с более высокои в участки с более низкой отрицательной температурои, где меньше незамерзшей воды и водяных паров Плотность суммарного стационарного потока влаги в мерзлой породе во влажностнои форме записывается в виде

$$I^{w}=K^{w}_{\lambda}\,\mathrm{grad}\,W_{нз}+K^{w}_{п}\,\mathrm{grad}\,d_{н}=K^{w}_{н}\delta^{w}_{н}\,\mathrm{grad}\,t+K^{w}_{п}\delta^{w}_{п}\,\mathrm{grad}\,t, \qquad (3\ 16)$$

где δ^{w}_{λ} и $\delta^{w}_{п}$ — термоградиентные коэффициенты соответственно незамерзшей воды и насыщенного водяного пара при наличии фазовых превращении Они рассчитываются по кривым $W_{нз}=f(t)$ и $d_{н}=f(t)$ как отношение $\Delta W_{нз}/\Delta t$ и $d_{н}/\Delta t$ Как следует из выражения (3 16), плотность миграционного потока влаги оказывается прямо пропорциональна градиенту отрицательной температуры и существенным образом зависит от состава, структурно-текстурных особенностей грунта и влаги, что находит отражение в коэффициентах $K^{w}_{н}$, $K^{w}_{п}$, $\delta^{w}_{н}$, $\delta^{w}_{п}$ Экспериментами показано, что доля пароперепоса становится ощутимой в суммарном потоке влаги только при малой степени заполнения пор мерзлого грунта влагои и льдом G Например, в глинистых породах уже при $G > 0{,}5$ переносом пара можно практически пренебречь

При существовании $\mathrm{grad}\,t$ в мерзлои породе происходит не только перемещение влаги, но и сегрегационное льдовыделение и развитие ряда сложных физико-химических и физико-механических процессов По мере продвижения влаги в сторону более низких отрицательных температур плотность потока влаги в мерзлои породе снижается в соответствии с уменьшением коэффициентов $K^{w}_{н}$ и $\delta^{w}_{н}$ Это приводит к вымерзанию избыточного количества незамерзшей воды в каждом последующем сечении мерзлой породы, поскольку ее потенциалы оказываются выше относительно потенциала присутствующего здесь льда Такое вымерзание избыточного количества мигрирующеи незамерзшеи влаги обусловливает дополнительное льдовыделение и постепенное увеличение льдистости в мерзлом слое грунта с более низкой отрицательнои температурой (рис 3 7) Очевидно, что наиболее интенсивно процесс льдонакопления должен происходить на участке резкого уменьшения плотности суммарного потока влаги ($\partial I/\partial x=\max$), т е прежде всего в том диапазоне отрицательных температур, где наиболее существенно уменьшаются значения $\mathrm{grad}\,W_{нз}$ (или значения $K^{w}_{н}\,\delta^{w}_{н}$) Величина льдонакопления i при этом будет определяться из выражения

$$i=(\partial I/\partial x)\tau, \qquad (3\ 17)$$

где $\partial I/\partial x$ — интенсивность льдонакопления

В эксперименте та мерзлая часть породы, которая характеризовалась более высокими отрицательными температурами, испытывала уменьшение суммарнои начальнои влажности за счет посто-

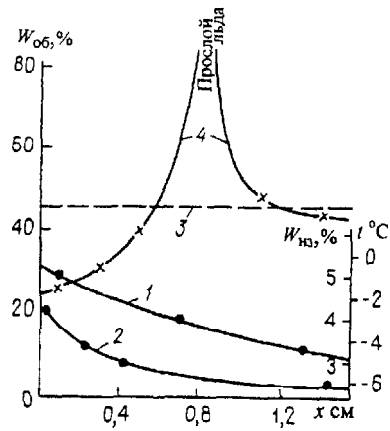


Рис 3 7 Изменение температуры (*1*), содержания незамерзшей воды (*2*), суммарной начальной (*3*) и конечной (*4*) влажности по длине x мерзлых образцов каолинитовой глины без подложки льда

янного оттока из нее незамерзшей воды, убыль которой, в соответствии с принципом равновесного содержания $W_{нз}$ от t, постоянно восполнялась в результате подплавления порового льда Сильное обезвоживание высокотемпературной части мерзлого слоя приводит к развитию интенсивных усадочных процессов вплоть до возникновения здесь сети усадочных трещин (рис 3 8, *а*) Выше этой зоны вначале обнаруживалось зарождение отдельных микрошлиров льда, которые, постепенно утолщаясь и удлиняясь, сливались между собой, образуя сплошной сегрегационный прослой льда (рис 3 8, *б*) Образец мерзлой породы при этом увеличивался в размере на толщину этого ледяного прослоя, т е была зафиксирована *деформация пучения* В мерзлых образцах каолинитовой глины (по сравнению с образцами монтмориллонитовой глины) при близких значениях grad t наблюдается более быстрый рост ледяного прослоя, что объясняется существованием в каолинитовой глине больших градиентов незамерзшей воды и больших коэффициентов диффузии влаги, которые и обеспечивают более высокие значения плотности потока незамерзшей воды

В целом же в условиях «*закрытой*» системы (без подложки льда к образцу) миграция влаги идет за счет перераспределения лишь собственных запасов влаги мерзлого грунта и носит затухающий характер

В условиях «*открытой*» системы (при наличии привороженного слоя льда у высокотемпературной части мерзлого образца) по сравнению с «*закрытой*» плотность миграционного потока незамерзшей воды под действием grad t существенно возрастает Это приводит к формированию более мощного прослоя сегрегационного льда (см рис 3 8, *в*) Подток незамерзшей влаги к этому прослою осуществляется уже не за счет обезвоживания высокотемпературной части мерзлого образца, а целиком за счет запасов влаги в привороженном к образцу слое льда (рис 3 9) Этот слой льда и будет пополнять запасы незамерзшей воды в высокотемпературной части образца, которая расходуется на формирование вновь образовавшегося сегрегационного прослоя льда Привороженный

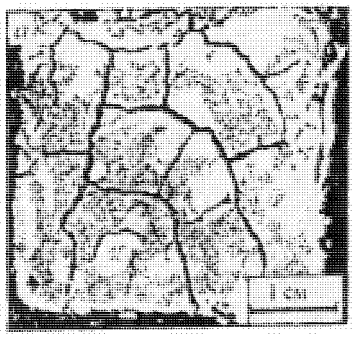


Рис 3 8 Льдообразование в мерзлой полиминеральной глине

а, б — без подтока влаги (τ=8 сут, grad *t*=0 6°С/см), срез образца поперек (*а*) и вдоль (*б*) направления потока тепла и влаги *в* — при наличии подтока влаги из ледяной пластины (τ=14 сут, grad*t*=0 6°С/см) *1* — ледяной простой, *2* — иссушенная зона *3* — ледяная пластина

слой льда при этом обезвоживается, становясь все более рыхлым и пористым, и приобретает более светлую окраску (см рис 3 8, *в*)

Приведенные выше экспериментальные данные получены в опытах длительностью менее месяца В природных же условиях, где мерзлые породы характеризуются сложной криогенной текстурой с чередованием прослоев сегрегационного льда и минеральной породы, существующих не одну сотню и тысячу лет, по-видимому, также следует ожидать (при наличии достаточных градиентов *t*) роста одних прослоев льда за счет других Иными словами, прослои льда, формирующиеся при более низкой отрицательной температуре будут расти за счет высокотемпературных прослоев льда путем перераспределения льдистости В результате возможно изменение и первоначальной криогенной текстуры мерзлых пород Наиболее вероятен такой процесс в мерзлых породах сезоннопротаивающего и сезоннопромерзающего слоев, характеризующихся большими значениями grad*t* При этом возможно не только изменение мощности существующих сегрегационных прослоев льда, но и возникновение новых меньшей мощности

Сублимация и десублимация влаги в мерзлых породах. Согласно термодинамическим представлениям, *сублимация льда есть фазовый переход вещества из твердого состояния в газообразное, минуя*

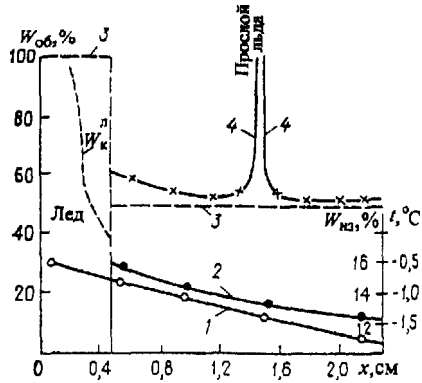


Рис. 3.9. Изменение температуры (*1*), содержания незамерзшей воды (*2*), суммарной (*3*) и конечной (*4*) влажности по длине мерзлых образцов полиминеральной глины с подложкой пластины льда ($W_к^л$ — конечное содержание воды в объеме льда после оттока воды в промерзающий грунт)

жидкое, который сопровождается поглощением тепла (теплота сублимации 2,83 кДж/г).

Механизм процессов сублимации и аблимации с точки зрения молекулярно-кинетической теории заключается в следующем. Молекулы H_2O, находящиеся в структурной решетке поверхности льда и обладающие в данный момент наибольшей скоростью теплового (кинетического, колебательного) движения ($E_к > E_{св}$), вылетают в окружающее газовое пространство, освобождаясь от взаимодействия с остальными молекулами. Одновременно с этим возможен процесс захвата поверхностными силами льда отдельных молекул и их групп, хаотично движущихся в окружающем газовом пространстве и соударяющихся с поверхностью льда. Эти молекулы при соударении теряют кинетическую энергию своего поступательного движения и включаются в кристаллическую решетку поверхности льда. *Процесс сублимации льда* развивается при условии, что отрыв молекул H_2O с поверхности льда преобладает над захватом их из окружающего газового пространства. В противном случае развивается *процесс аблимации водяных паров* на кристаллической поверхности льда.

Если принять гипотезу о наличии квазижидкой пленки на поверхности льда, то под процессом *сублимации льда следует понимать процесс испарения этой пленки с пополнением ее запасов за счет подплавления льда.* Как показывают микрофотографические исследования, процесс сублимации происходит не равномерно со всей поверхности льда, а с отдельных наиболее энергетически неустойчивых участков. Такими участками могут являться разнообразные дефекты кристаллической структуры льда, а также ребра и вершины кристаллов льда на его поверхности. Поэтому в начальные моменты сублимирования поверхность льда оказывается испещренной большим количеством мелких углублений чашеобразной формы (воронок). Сублимационные воронки в этот период характеризуются малыми поперечными размерами и глубиной, формируя «сотовый» облик поверхности льда. В последующем происходит их углубление, расширение и частичное слияние, что приводит к формированию ориентированных углублений и кана-

вок. Очевидно, развитие вогнутых микроформ имеет свой предел, после чего начинается сублимация с поверхности выпуклых форм, характеризующихся на этот момент энергетической неустойчивостью. Появляются крупные плавные формы микрорельефа, и на этой, теперь уже пологоволнистой, поверхности льда вновь прослеживается дальнейшее развитие мелких сублимационных воронок. В целом же экспериментальные точки вполне удовлетворительно располагаются около постоянного (среднего) значения интенсивности сублимации льда (рис. 3.10, *а*). Поскольку в начальный момент времени на поверхности образца сублимация льда развивалась лишь с отдельных энергетически неустойчивых участков, то в этот период фиксируются минимальные значения интенсивности сублимации, которая сначала существенно возрастает во времени, а затем стабилизируется в соответствии с охватом всей площади поверхности сублимации льда процессами внешнего тепло- и массообмена.

Процесс сублимации в образцах с крупно- и мелкокристаллическим льдом за одно и то же время протекает с различной скоростью. Так, у образцов мелкокристаллического льда он развивается быстрее за счет большего числа структурных дефектов и высоких значений объемно-градиентных деформаций, возникающих при формировании мелкокристаллического льда в условиях низких отрицательных температур. Для такого льда характерен и меньший разброс экспериментальных данных по интенсивности сублимации вокруг ее среднего значения.

Рассмотренные закономерности развития процесса сублимации льда распространяются и на лед, находящийся в макропорах грунтовых систем. Однако там он осложняется присутствием некоторого количества незамерзшей воды, находящейся со льдом в динамическом равновесии. Согласно принципу равновесного состояния незамерзшей воды и льда в мерзлых грунтах количество ее при данной температуре должно оставаться постоянным. Поэтому под сублимацией льда в дисперсных грунтах можно понимать не только переход льда из твердого состояния в газообразное, но и испарение незамерзшей воды с постоянным пополнением ее запасов за счет подплавления льда. Известно, что процесс сублимации льда в дисперсных грунтах связан как с процессами собственно фазовых переходов и десорбции, так и с процессами внутреннего и внешнего переноса тепла и влаги. Поэтому по существу он представляет собой процесс иссушения грунтов при отрицательных температурах, т.е. *процесс морозного иссушения*. При этом процессы внутреннего тепло- и массопереноса оказывают преобладающее влияние на интенсивность морозного иссушения, поскольку интенсивность сублимации льда (фазовых переходов) в естественных условиях лимитируется скоростью отвода из сис-

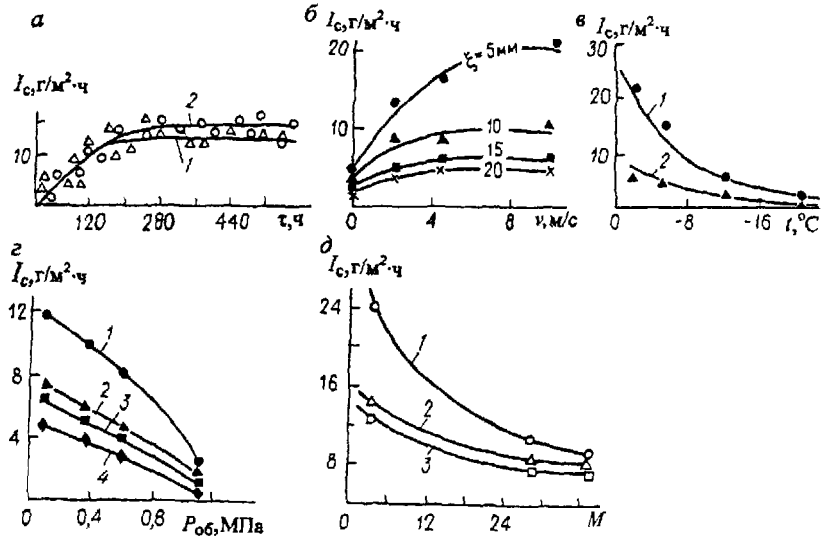


Рис. 3.10. Зависимость интенсивности сублимации льда I_c от:

а — времени протекания процесса для образцов крупнокристаллического (*1*) и мелкокристаллического (*2*) льда, *б* — скорости воздушного потока *v* при *t*=−5°С и разной мощности иссушенной зоны ξ в образцах полиминеральной глины, *в* — температуры воздушной среды *t*, движущейся со скоростью 4,5 м/с (*1*) и неподвижнои (*2*) для образцов полиминеральной глины при ξ=5 мм, *г* — давления в неподвижной воздушной среде над образцами льда (*1*), полиминеральной глины (*2*), каолина (*3*), суглинка (*4*) (здесь значения I_c приведены на фиксированный момент времени протекания процесса τ=220 ч); *д* — молекулярного состава неподвижной газовой среды для образцов льда (*1*), полиминеральной глины (*2*), каолина (*3*)

темы паров воды, т.е. сопротивлением переносу влаги, а не энергообеспеченностью процесса.

Интенсивность сублимации льда в породах экспериментально определяется как плотность потока влаги, проходящего через открытую поверхность образца, т.е. как масса влаги Δm, теряемая породой с единицы площади поперечного сечения F за промежуток времени $\Delta\tau$: $I_c=\Delta m/F\Delta\tau$.

Интенсивность сублимации льда из породы с течением времени принимает затухающий характер и уменьшается по мере возрастания мощности сублимированной (иссушенной) зоны. В связи с тем что процесс морозного иссушения пород происходит при взаимодействии с парогазовой средой, термодинамические условия этой среды оказывают значительное влияние на интенсивность процессов внешнего тепло- и массообмена. Опытные данные показывают, что увеличение I_c с возрастанием скорости воздушного потока возможно до определенного предела (~4—7 м/с). Эффект этого влияния снижается по мере увеличения мощности иссушенной зоны грунта (см. рис. 3.10, *б*). С понижением температуры интенсивность сублимации уменьшается за счет уменьше-

ния величины коэффициентов влагопереноса и градиентов потенциалов переноса (см. рис. 3.10, *в*). Экспериментальное исследование влияния общего давления (в интервале $1 \cdot 10^5$—$1{,}2 \cdot 10^6$ Па) воздушной среды на I_c при $t = -8$°С показало, что по мере повышения давления интенсивность сублимации уменьшается (см.рис. 3.10, *г*). Это обусловлено в основном снижением величины коэффициента диффузии.

Процесс сублимации льда в дисперсных породах при их взаимодействии с парогазовой средой существенным образом зависит также от молекулярного состава газа При увеличении молекулярной массы от гелия (M=4) к воздуху (M=29) и аргону (M=38) величина I_c уменьшается, что связано в первую очередь с уменьшением величин коэффициентов диффузии пара при увеличении молекулярной массы M парогазовой среды (*см. рис.* 3.10, *д*).

Процесс, обратный сублимации льда, — *аблимация,* т.е. кристаллизация паров на грунтовых поверхностях, которая сопровождается выделением тепла и образованием кристаллов льда в виде снега. Аблимация происходит в том случае, если температура грунтовой поверхности ниже температуры окружающей парогазовой среды, а ее интенсивность увеличивается с ростом величины указанного перепада температур. В начальной стадии процесс кристаллизации паров носит ярко выраженный избирательный характер. Образование первых кристаллов аблимационного льда при этом происходит на ребрах, вершинах, сколах кристаллов и других дефектах поверхности, обладающих избытком поверхностной энергии. В последующем кристаллы растут, сливаются, образуют на грунтовой поверхности сплошной слой снега, создающий дополнительное сопротивление переносу тепла и приводящий в связи с этим к уменьшению перепада температур, а следовательно, и к снижению интенсивности аблимации I_1 во времени. Плотность растущего аблимационного слоя различна по его высоте, она уменьшается по мере удаления от грунтовой поверхности и меняется во времени, что связано с развитием процесса метаморфизма (перекристаллизации).

При морозном иссушении дисперсных пород внешней движущей силой переноса незамерзшей воды является перепад парциального давления водяных паров между воздушной средой $P_{ср}$ и поверхностью раздела «грунт—воздушная среда» $P_{пов}$.

По мере сублимации льда в мерзлой породе и выноса влаги в окружающую воздушную среду в породе формируется иссушенная зона, которая обнаруживается визуально по более светлой окраске (по сравнению с нижележащим слоем породы, не затронутым процессом сублимации). Граница фронта сублимации (мощность иссушенной зоны) ξ_c ($\xi_c = \xi_и$) в льдонасыщенных песках выражена наиболее четко и не размыта, как, например, это наблюдается в глинистых породах. Интенсивность сублимации льда

в дисперсных породах ($I_c=f(\tau)$) не остается постоянной во времени, а закономерно снижается по мере углубления фронта сублимации. С увеличением содержания в грунтах глинистых и пылеватых частиц, минералов группы монтмориллонита, а также многовалентных катионов и степени засоления интенсивность сублимации возрастает. Это связано с увеличением $W_{нз}$ на фронте сублимации, а следовательно, grad $W_{нз}$ и плотности потока незамерзшей воды $I_w^м$ (рис. 3.11 и 3.12). Распределение суммарной влажности в образцах дисперсных пород при этом характеризуется существенным различием для песков и глинистых пород, что указывает на различие в механизме влагопереноса в грубодисперсных и тонкодисперсных грунтах (см. рис. 3.12).

В песках, где незамерзшая вода практически отсутствует, перенос влаги осуществляется целиком за счет пароперепоса. В тонкодисперсных породах, содержащих значительное количество незамерзшей воды, испарение происходит во всем объеме иссушаемой зоны, которая может быть разбита на слои с малым и большим градиентом суммарной влажности. Наличие градиента влагосодержания в глинистых породах указывает на существенную роль в процессе внутреннего влагопереноса миграции незамерзшей воды к поверхности. Доля миграции незамерзшей воды в глинах может составлять существенную величину, достигая 50—70 % от общего потока влаги (пар + вода). На кривых распределения суммарной влажности глинистых пород по глубине четко фиксируются две характерные точки по влагосодержанию (см. рис. 3.12): у поверхности образца — $W'_{кр}$, которая на несколько процентов превышает значение гигроскопической влажности грунта при температуре эксперимента, и на границе сублимации между слоями грунта с малым и большим градиентами суммарной влажности — $W''_{кр}$. При неизменных внешних условиях процесса морозного иссушения глинистых пород эти значения влажности ($W'_{кр}$ и $W''_{кр}$) остаются практически постоянными. Для грунтов различного состава, строения и свойств при определенной температуре установлено соответствие $W_{нз}$ влагосодержанию на фронте сублимации ($W''_{кр}$). Это позволило предложить новый (сублимационный) метод определения содержания незамерзшей воды в дисперсных породах (Ершов, Акимов, Чеверев, 1979).

Интенсивность сублимации льда в естественных условиях лимитируется не внешним влагообменом (т.е. не энергообеспеченностью), а внутренним. Это позволяет рассматривать задачу о влагопереносе в иссушенной зоне породы самостоятельно и раздельно от задачи о теплопереносе. В связи с этим выражение интенсивности морозного иссушения (сублимации льда) дисперсных пород может быть представлено в следующем виде:

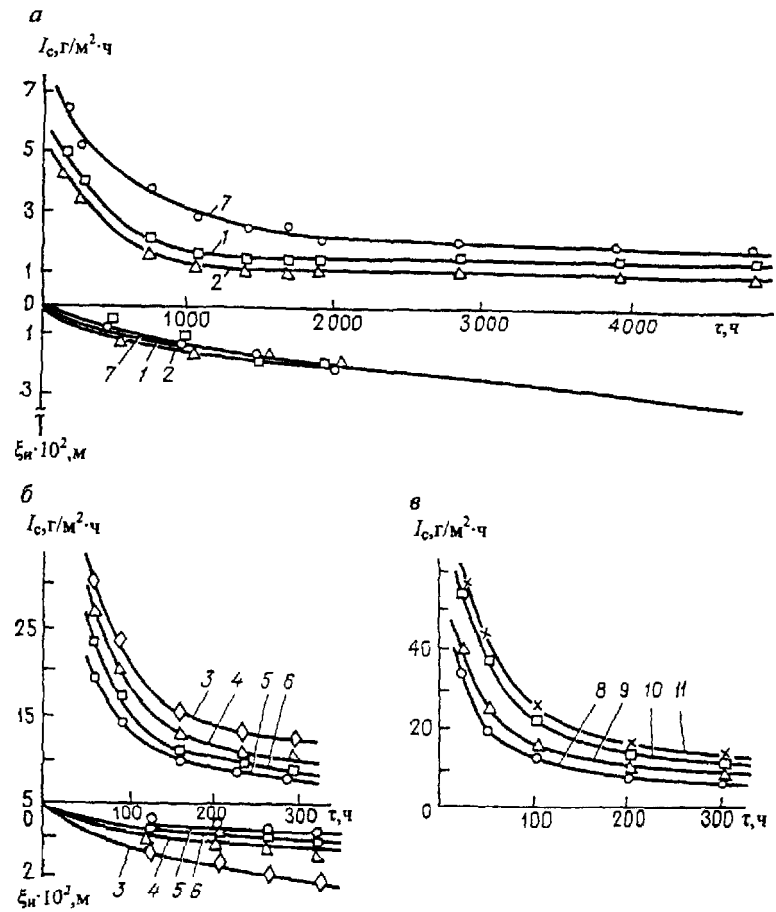


Рис. 3.11. Влияние гранулометрического (*а*) и химико-минерального (*б*, *в*) состава породы на интесивность сублимации I_c и динамику фронта иссушения $\xi_н$:

1 — мелкий песок; *2* — средний суглинок; *3—11* — глины монтмориллонитового (*3*), гидрослюдистого (*4*), каолинитового (*6—11*) состава с различной концентрацией растворов $CaCl_2$ (*6—8* — без $CaCl_2$, *9* — 1 н, *10* — 2 н, *11* — 3 н)

$$J_c = K_п \frac{P_{нас} - P_{ст}}{\xi_c} + K_w \rho_d \frac{W_{нз} - W'_{кр}}{\xi_c}, \qquad (3.18)$$

где $P_{нас}$ — парциальное давление насыщенных паров надо льдом на фронте сублимации; $P_{ст}$ — парциальное давление паров на границе раздела «грунт—газ»; $W_{нз} = W''_{кр}$ — значение весовой влажности, соответствующей количеству незамерзшей воды при данной температуре на фронте сублимации; $W'_{кр}$ — значение равновесной влажности на границе раздела «грунт—газ»; ξ_c — мощность иссу-

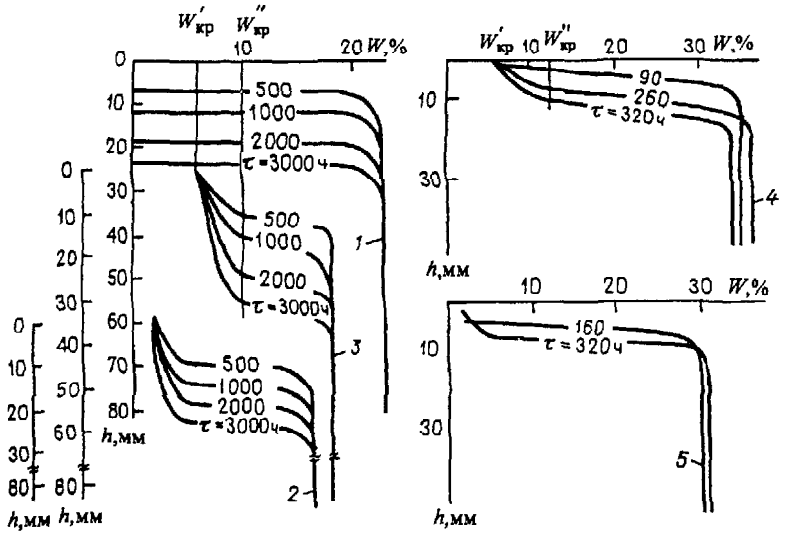


Рис. 3.12. Распределение суммарной влажности по высоте образца *h* в процессе сублимации льда в дисперсных породах различного гранулометрического и минерального состава:

1 — песок тонко- и мелкозернистый, *2* — легкий пылеватый суглинок, *3—5* — глина (*3* — полиминеральная, *4* — гидрослюдистая, *5* — каолинитовая)

шенной зоны. Выражение (3.18) отражает стационарный миграционный поток в морозоиссушаемой породе раздельно за счет переноса пара (первый член) и жидкости (второй член).

Скорость продвижения фронта сублимации в мерзлом грунте, фиксирующаяся визуально по изменению оттенка иссушенного грунта, а также по первому изгибу кривой распределения суммарной влажности по высоте образца, прямо пропорциональна величине I_c и обратно пропорциональна плотности скелета ρ_d и начальному суммарному влагосодержанию ($W_{нач}=W_{ест}$) породы. Мощность зоны иссушения ξ_c может быть определена из выражения

$$\xi_c = \frac{\int_0^{\tau} J_c d\tau}{\rho_d [W_{нач} - 0{,}5(W'_{кр} + W_{нз})]}. \qquad (3.19)$$

Особенности влагопереноса и льдообразования в мерзлых породах под действием градиента механических напряжений, электрического поля и других внешних сил. В массивах мерзлых дисперсных пород в результате как естественно-исторического хода их развития, так и различных инженерных воздействий возникает и существует *градиентное поле механических напряжений.* Наличие перепада этих напряжений вызывает перемещение влаги в мерзлых

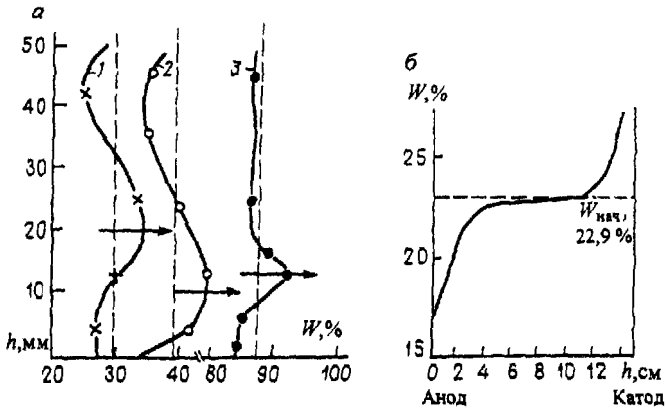


Рис. 3 13. Перераспределение влаги по высоте мерзлого образца:

а — в результате сдвига в полиминеральной (*1*), каолинитовой (*2*) и бентонитовой (*3*) глине (пунктир — влажность до опыта, стрелками показана плоскость сдвига), *б* — в суглинке после пропускания тока

породах из участков повышенного к участкам пониженного сжимающего давления, из участков с пониженным к участкам с повышенным растягивающим или сдвиговым напряжением. Среди механических напряжений, возникающих в мерзлых породах, широкое развитие имеют *сдвиговые напряжения*. В плоскостях сдвига, где фиксируются максимальные напряжения между грунтовыми частицами и минимальные значения термодинамических потенциалов влаги μ_w, незамерзшая вода испытывает растягивающие напряжения, что и обеспечивает поступление сюда дополнительного ее количества под действием grad μ_w (рис. 3.13, *а*). Наиболее существенно этот процесс проявляется при медленном сдвиге, когда его продолжительность измеряется сутками и месяцами.

В удаленных от зоны сдвига слоях грунт подвергается обезвоживанию. В зоне сдвига наблюдаются перестройка криогенной текстуры и формирование микро- и макрошлиров льда (рис. 3.14).

Плотность миграционного потока $W_{нз}$ при этом может быть представлена следующим образом:

$$J_w^м = K_w^м \text{grad} W_{нз} = K_w^м \frac{\partial W_{нз}}{\partial \sigma} \frac{\partial \sigma}{\partial x}, \qquad (3.20)$$

где $d\sigma/dx$ — градиент напряжений. Влагоперенос и льдонакопление в мерзлых породах, подвергавшихся действию градиента напряжений при сдвиге, зависит от состава пород. Мощность зоны льдонакопления и иссушения уменьшается при переходе от глин к супесям и от глин каолинитового состава к полиминеральной и монтмориллонитовой глинам.

Миграция влаги и льдообразование в мерзлых породах под действием градиента электрического поля. Механизм миграция влаги в этом случае представляется следующим Электрическое поле, наложенное на образец мерзлого грунта, нарушает динамическое равновесие жидкой и твердой фазы воды и приводит к перемещению гидратированных катионов двойного электрического слоя к катоду В этом же направлении движутся и окружающие катионы слои связанной воды, увлекая за собои остальную жидкость

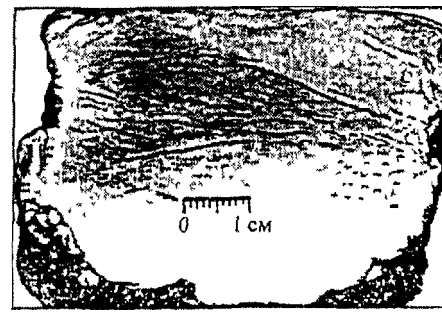


Рис 3 14 Криогенная текстура, сформировавшаяся в зоне сдвига в образце каолинитовой глины (до опыта была массивная криогенная текстура)

Силы такого переноса вызывают перемещение в первую очередь наименее связанной воды от анода к катоду. Нарушающееся при этом равновесие твердой и жидкой фаз воды восстанавливается за счет того, что в анодной зоне некоторая часть льда переходит в воду и восполняет ее убыль. Поступившая в катодную зону незамерзшая вода оказывается избыточной, т е. превышает равновесное содержание $W_{нз}$ при данной температуре. В результате она вымерзает, повышая льдистость и образуя ледяные прослои Поток влаги в мерзлых грунтах в градиентном электрическом поле можно записать в виде

$$I_{м} = K_{и}^{м} \frac{\partial W_{нз}}{\partial U} \frac{\partial U}{\partial x}, \qquad (3\ 22)$$

где $\partial U/\partial x$ — градиент электрического поля

Перераспределение влаги в мерзлом грунте под действием электрического поля оказывается весьма существенным (см.рис 3.13, *б*). В катодной зоне уже на шестые сутки опыта при напряжении 2—3 В/см и средней температуре образца глины порядка −2°С грунт был вспучен и в нем содержалось большое количество вновь образовавшихся ледяных шлиров. Этими экспериментальными данными 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

Влагоперенос и льдовыделение в мерзлых породах под действием осмотических сил (в безградиентном температурном поле). Этот процесс неразрывно связан с диффузией солей в мерзлой породе, с миграцией химических элементов в мерзлых толщах Дей-

ствительно, при взаимодействии мерзлых пород с солевыми растворами происходит одновременное развитие двух взаимообусловленных процессов: миграции ионов солей и незамерзшей воды. При этом может иметь место как нормальный, так и обратный осмос влаги. При *нормальном осмосе* миграция влаги в направлении, противоположном потоку ионов, приводит к осмотическому осушению, сопровождающемуся усадкой породы образца. Однако этот процесс имеет место лишь при взаимодействии мерзлых пород с высококонцентрированными растворами. Чаще всего в мерзлых породах происходит *обратный осмос* воды, т.е. миграция ее в одном направлении с потоком ионов. Связано это с тем, что общий термодинамический потенциал контактирующего раствора оказывается выше, чем у незамерзшей воды мерзлого образца. В результате возникает градиент движущей силы миграции, обусловливающий перенос молекул воды, обладающих большей подвижностью в растворе, чем в пленках, связанных минеральными частицами. Миграция молекул воды из раствора в мерзлую породу приводит к сегрегационному макро- и микрольдовыделению (рис. 3.15). Образец мерзлого грунта при этом испытывает существенное деформирование, а общее содержание влаги и солей в нем увеличивается. Как показали экспериментальные исследования, при контакте насыщенных растворов или кристаллов солей с мерзлыми образцами каолинитовой глины при температуре −4°С происходит осмотический перенос незамерзшей воды из породы в контактирующую с ней соль. При этом кристаллы соли растворяются, переходя в раствор, а мерзлая порода вблизи контакта иссушается. По мере уменьшения концентрации контактирующего с мерзлой породой раствора нормальный осмотический поток влаги уменьшается, достигая при некоторой критической концентрации нулевого значения. При критической концентрации раствора общий термодинамический потенциал воды в грунте равен осмотическому потенциалу воды в растворе и наступает состояние термодинамического равновесия. Критические значения концентрации контактирующего с породой раствора $C_{кр}$ определяются составом, строением пород, а также внешними термодинамическими условиями. Величина $C_{кр}$ возрастает с повышением дисперсности и понижением отрицательной температуры. Для песков, взаимодействующих с раствором NaCl, $C_{кр}$ составляет менее 0,1 г·моль/л, для глин — более 5 г·моль/л.

Влияние засоленности на процессы миграции влаги и ионов солей. В засоленных мерзлых породах, различных по дисперсности и минеральному составу, процессы миграции влаги и ионов солей при одних и тех же внешних условиях протекают различно. Падение миграционных потоков влаги с уменьшением дисперсности пород, ростом содержания в них минералов группы монтморил-

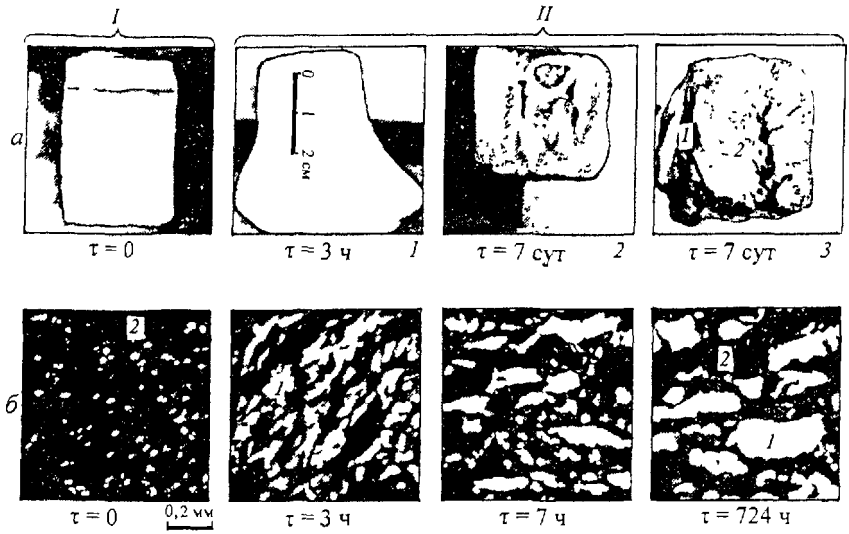


Рис 3 15 Преобразование макро- (*а*) и микростроения (*б*) образцов мерзлых пород при взаимодействии их с водным раствором NaCl во времени τ (*по Ю П Лебеденко и Е М Чувилину*)

а — *1* — лед, *2* — минеральный грунт I — вид образцов пород до опыта (τ = 0), II — после опыта, *1* — глина каолинитовая, деформированная процессами массообмена и сегрегации льда (раствор NaCl 0,2 н , *t* = −1 5°С), *2* — глина монтмориллонитовая при размокании (раствор NaCl 0 4 н , *t* = −1 5°С), *3* — суглинок полиминеральный с образованием трещин разрыва (раствор NaCl 0,4 н *t* = −20°С)

б — *1* — лед, *2* — минеральный скелет (фото с реплик)

лонита приводит к уменьшению пучения и росту деформаций осадки

Изучение роли состава катионов в деформировании мерзлых засоленных пород проводилось на хлоридах калия, натрия, магния и кальция, а анионов — на растворах солей Na_2CO_3, Na_2SO_4, NaCl Было установлено, что плотность миграционных потоков влаги и сегрегационное льдовыделение возрастают в рядах $K^+ \rightarrow Na^+ \rightarrow Mg^{2+} \rightarrow Ca^{2+}$ и $Cl^- \rightarrow SO_4^{2-} \rightarrow CO_3^{2-}$. В результате в этих же рядах возрастает интенсивность криогенного деформирования и разрушения засоляемых пород.

На процессы, развивающиеся в мерзлых породах, контактирующих с солевыми растворами, оказывает большое влияние состав катионов и анионов. Серия экспериментов на образцах каолинитовой глины, взаимодействующей с 0,1 н. растворами солей $Ng(NO_3)_2$, $Pb(NO_3)_2$, $Cu(NO_3)_2$, $Fe(NO_3)_2$, $Co(NO_3)_2$ и KNO_3 при температурах −6 и −1,5°С продолжительностью до 90 суток, позволила выявить ряд закономерностей. Так, при температуре −1,5°С (рис 3.16) максимальные миграционные потоки влаги фиксируются в образцах, взаимодействующих с раствором $Hg(NO_3)_2$, а

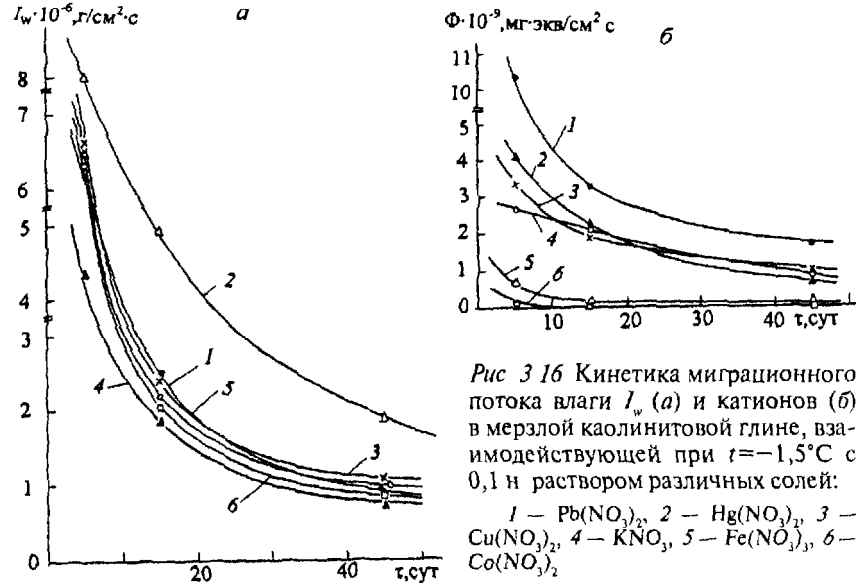


Рис 3 16 Кинетика миграционного потока влаги I_w (*а*) и катионов (*б*) в мерзлой каолинитовой глине, взаимодействующей при t=−1,5°С с 0,1 н раствором различных солей:

1 — $Pb(NO_3)_2$, *2* — $Hg(NO_3)_2$, *3* — $Cu(NO_3)_2$, *4* — KNO_3, *5* — $Fe(NO_3)_3$, *6* — $Co(NO_3)_2$

минимальные — с раствором KNO_3. Величины потоков влаги, формирующиеся в процессе взаимодействия грунта с растворами остальных солей, занимают промежуточное положение в следующем порядке: $I_w^{Hg} > I_w^{Pb} > I_w^{Cu} > I_w^{Fe} > I_w^{Co} > I_w^{K}$. Потоки ионов при данной температуре имели несколько иную последовательность: $\Phi^{Pb} > \Phi^{Hg} > \Phi^{Cu} > \Phi^{K} > \Phi^{Fe} > \Phi^{Co}$. Понижение температуры опытов до −6°С приводит к изменению полученного ряда потоков влаги и ионов в зависимости от взаимодействующего раствора: $I_w^{Hg} > I_w^{Fe} > I_w^{Co} > I_w^{Pb} > I_w^{Cu} > I_w^{K}$ (к рис. 3.17, *а*); $\Phi^{Hg} > \Phi^{Cu} > \Phi^{Pb} > \Phi^{K} > \Phi^{Fe} > \Phi^{Co}$ (к рис. 3.17, *б*).

Так как при температуре −1,5°С максимальные потоки влаги при −6°С отмечаются в образцах после их взаимодействия с раствором $Hg(NO_3)_2$, а минимальные — с раствором KNO_3, то в остальных случаях с другими солями положение потоков в ряду меняется. Что касается потоков ионов, то изменения в положении отмечаются для первых трех солей: $Pb(NO_3)_2$, $Hg(NO_3)_2$ и $Cu(NO_3)_2$. По-видимому, при понижении температуры меняется не только соотношение механизмов переноса ионов, но и влияние характеристик самих ионов и внешних условий на миграцию влаги и ионов. При этом при понижении температуры понижается средний поток влаги в 1,5 раза, а средний поток ионов — в 3—5 раз. Во всех опытах миграция катионов тяжелых металлов и анионов NO_3^- происходила в неэквивалентных количествах. Пониженное накопление анионов NO_3^- обусловлено их слабой подвижностью. Среди рассмотренных химических элементов наибольшую подвижность

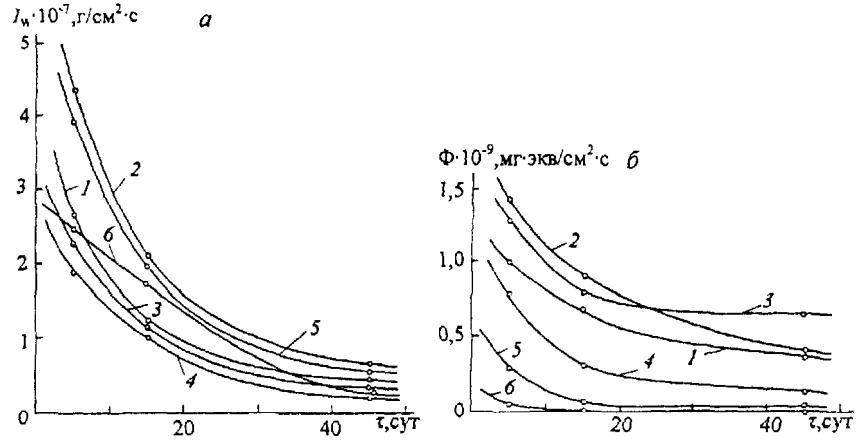


Рис. 3.17 Кинетика миграционного потока влаги I_w (*а*) и катионов (*б*) в мерзлой каолинитовой глине, взаимодействующей при t=−6°С с 0,1 н раствором различных солей:

1 — $Pb(NO_3)_2$, *2* — $Hg(NO_3)_2$, *3* —$Cu(NO_3)_2$, *4* — KNO_3, *5* — $Fe(NO_3)_3$, *6* — $Co(NO_3)_2$

имеет Na^+ благодаря своему малому радиусу, ионному весу, а также малому взаимодействию с поверхностью частиц. Ряды химических элементов по подвижности могут меняться в зависимости от внешних условий: температуры, концентрации, давления. Анализ влияния состава солей на процессы структуро- и текстурообразования показывает, что интенсивность этих процессов увеличивается с повышением среднего потока влаги для этих растворов. При t=−6°С максимальные структурно-текстурные преобразования наблюдаются при взаимодействии с растворами $Hg(NO_3)_2$ и $NaNO_3$, а минимальные — с $Cu(NO_3)_2$ и KNO_3.

3.5. Влагоперенос и льдовыделение в промерзающих и протаивающих породах

Промерзание дисперсных пород происходит двумя принципиально различными способами: без миграции и с миграцией воды. Промерзание дисперсных пород без миграции влаги происходит либо в случае слабовлажных пород, либо при достаточно быстром продвижении границы промерзания. Например, если образец грунта промораживать быстро при температурах −60...−70°С, то вода замерзает на месте, так как температурное поле на порядок менее инерционно, чем влажностное. Обычно в природе процесс промерзания протекает достаточно медленно и вода успевает мигрировать. В этом случае в мерзлой части промерзающей породы просле-

живается картина, сходная с миграцией влаги и льдовыделением в мерзлых породах под действием градиента температуры.

Процесс промерзания (протаивания) дисперсной породы вызывает резкое нарушение сложившегося термодинамически равновесного состояния системы и проявляется в динамическом сосуществовании мерзлой, промерзающей и талой зон и в возникновении подвижной границы раздела фаз между ними, т.е фронта промерзания (протаивания). Следует особо подчеркнуть, что именно мерзлая (а не талая) зона промерзающей и протаивающей породы будет вызывать и определять миграцию влаги Связано это с тем, что возникновение и существование градиента отрицательных температур в мерзлой зоне неизбежно приводит к созданию в ней значительных градиентов термодинамического потенциала влаги и парциального давления водяных паров ($\mathrm{grad}\mu_{и}$, $\mathrm{grad}\ P$), а следовательно, и градиентов по незамерзшей и парообразной влаге ($\mathrm{grad}\ W_{нз}$ и $\mathrm{grad}\ d_{н}$). Наличие же движущих сил миграции влаги в мерзлой зоне промерзающих (или протаивающих) пород вызывает передвижение жидкой и парообразной влаги в направлении от большего потенциала влаги (или влагосодержания) к меньшему, т.е. из области более высоких в область более низких отрицательных температур.

Дефицит влаги, возникающий при этом в высокотемпературной части мерзлой зоны, будет восполняться за счет подтягивания ее из талой зоны промерзающей (или протаивающей) породы, что является энергетически более выгодным, поскольку влага здесь оказывается менее связанной и более подвижной, чем в мерзлой зоне. Такой процесс вызовет в свою очередь формирование градиентов термодинамического потенциала влаги и влагосодержания в талой зоне породы, которые будут обеспечивать поступление в мерзлую зону необходимого (требуемого мерзлой зоной) количества жидкой и парообразной влаги. Талая часть породы при этом служит как бы «резервуаром» или источником влаги для мерзлой зоны.

На границе промерзания (протаивания), т.е. при переходе из талой в мерзлую часть породы должен соблюдаться (по Н А.Пузакову) принцип неразрывности миграционного потока влаги $I_{и}$, а следовательно, и пленок связанной воды. Действительно, результаты экспериментальных исследований подтверждают это и показывают непрерывный характер распределения по глубине промерзающей породы основных параметров влагопереноса, т.е. $\mu_{и}(x)$, $K_{и}(x)$, $\lambda_{и}(x)$, $W(x)$ и $I_{и}(x)$. При этом значения температуры t и влагосодержания W на границе промерзания—оттаивания являются функциями процесса и могут быть найдены только из совместного решения задачи о тепловлагопереносе одновременно в мерзлой и талой частях породы. В общем случае с уменьшением

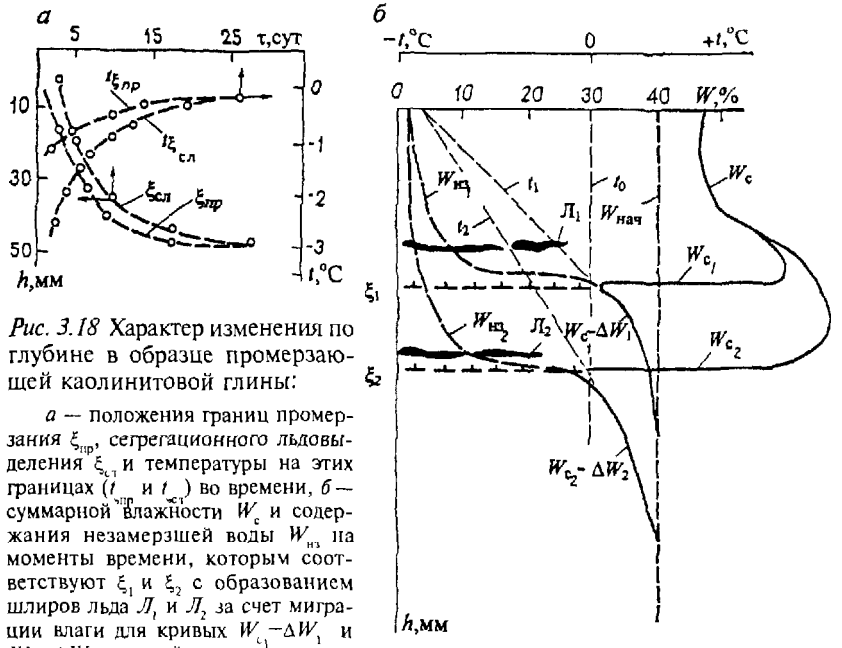


Рис. 3.18 Характер изменения по глубине в образце промерзающей каолинитовой глины:

а — положения границ промерзания $\xi_{пр}$, сегрегационного льдовыделения $\xi_{сл}$ и температуры на этих границах ($t_{\xi пр}$ и $t_{\xi сл}$) во времени, *б* — суммарной влажности W_c и содержания незамерзшей воды $W_{нз}$ на моменты времени, которым соответствуют ξ_1 и ξ_2 с образованием шлиров льда $Л_1$ и $Л_2$ за счет миграции влаги для кривых $W_{c_1}-\Delta W_1$ и $W_{c_2}-\Delta W_2$ из талой зоны

скорости промерзания грунта v значение t повышается за счет инерционности и, наоборот, при возрастании скорости — понижается (рис. 3.18). Влагосодержание же породы на фронте промерзания W изменится противоположным образом.

Экспериментальные данные показывают, что зарождение и рост прослоев льда должны происходить *не на самой границе промерзания (или протаивания), а в мерзлой части породы* и будут определяться как теплофизическими, так и физико-механическими условиями грунтовой системы. На рис. 3.18 видно, что наиболее интенсивное льдонакопление в мерзлой зоне фиксируется на участках наиболее крутого изгиба кривых $\mu_w=f(x)$ и $W_{нз}=f(x)$, поскольку это обеспечивает резкое изменение движущих сил миграции, а следовательно, и плотности миграционного потока влаги $I_w^м$. Все это наглядно прослеживается на кривых распределения влажности по глубине (см. рис. 3.18, *б*) и при визуальном наблюдении за ходом процесса промерзания образцов грунта различного состава и строения. На рис. 3.19 видно, как в мерзлой зоне промерзающей *каолинитовой глины начинает расти и увеличиваться в размерах* сегрегационный прослой льда. При этом в направлении движения фронта промерзания четко выделяются три характерных участка грунта: I — мерзлый участок с ранее сформировавшейся шлировой криогенной текстурой, сегрегационное льдовыделение в котором в данный момент уже практически отсутствует; II — про-

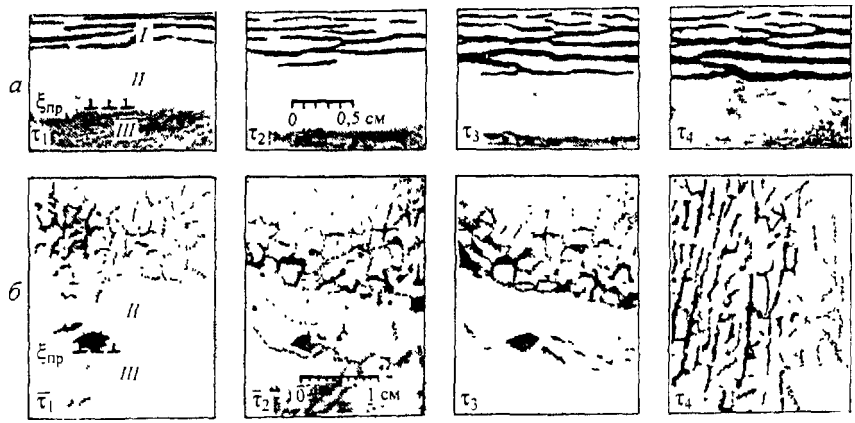


Рис 3 19. Зарождение и рост сегрегационных шлиров льда в промерзающих глинах каолинитового (*а*) и монтмориллонитового (*б*) состава на различные моменты времени τ; I, II, III — мерзлая, промерзающая и талая зоны

мерзающий участок интенсивных фазовых превращений с массивной или мелкошлировой криотекстурой, где происходит зарождение микрошлиров льда и их развитие; III — *талая* обезвоживающаяся часть промерзающего грунта. При этом I и II участки имеют светлый тон окраски, а III — темный, что объясняется состоянием грунта, т.е. в первом случае он мерзлый, во втором — талый. Наличие льда на участке II подтверждается не только температурными измерениями и кинофотоматериалами, но и микроскопическими исследованиями и специальным опытом с флюоресцином.

Аналогичные результаты наблюдаются на образцах монтмориллонитовой глины, суглинка и супеси. Различие заключается только в интенсивности льдовыделения в мерзлой зоне, типе формирующихся криогенных текстур и некоторых количественных показателях процесса промерзания. Во всех случаях при этом фиксируется, что при замедлении скорости промерзания и последующей остановке фронта промерзания происходит сокращение мощности промерзающей зоны (зоны интенсивных фазовых превращений), а граница визуального сегрегационного льдовыделения приближается к фронту промерзания, в конечном итоге сливаясь с ним (см. рис. 3.18, *а*).

При линейном характере распределения температуры в мерзлой части промерзающего грунта с неполным влагонасыщением ($G<1$) по мере продвижения влаги в сторону более низких температур плотность влажностного потока уменьшается, что и приводит к вымерзанию избыточного количества жидкой и парообразной влаги, находящейся в термодинамически равновесном состоянии.

Интенсивность свободного (при $G<1$) льдовыделения по высоте мерзлой части односторонне промерзающего грунта $j=\Delta I_w/\Delta x$ будет различной и определяется характером кривой j и скоростью промерзания v. Льдонакопление i в любом сечении мерзлой зоны за промежуток времени $\Delta\tau$ будет определяться из выражения $\Delta I_w/v$, т.е.

$$i = j\Delta\tau = \int_0^{\tau} \frac{\partial I_w}{\partial x} d\tau. \qquad (3.19)$$

Влагоперенос и льдонакопление в промерзающих породах определяются как *составом и строением* пород, так и *условиями их промерзания*. Состав промерзающих дисперсных пород при этом является одним из основных факторов, определяющих особенности влагопереноса и льдонакопления в них. Так, в гравийно-галечных песчаных отложениях, где влагоперенос осуществляется в основном за счет пара, процесс миграции жидкой влаги практически отсутствует. При полном их влагонасыщении ($G=1$) процесс промерзания обычно сопровождается объемным пучиванием за счет увеличения на 9% объема воды при переходе ее в лед, а нередко и так называемым «*поршневым эффектом*», который заключается в отжатии избыточной воды вниз. Сегрегационное льдовыделение фиксируется лишь при размерах минеральных частиц менее 1 мм, когда начинает интенсивно работать адсорбционно-пленочный механизм переноса влаги. При этом льдонакопление находится в прямой зависимости от значений коэффициентов влагопереноса и градиентов термодинамических потенциалов в зоне промерзания. Коэффициенты влагопереноса ($K_w^м$ и $\lambda_w^м$) в мерзлых дисперсных породах уменьшаются в диапазоне от 0 до -1°С в несколько раз при переходе от каолинитовых глин к монтмориллонитовым и к мерзлым пескам. Градиенты же потенциалов влаги в промерзающей зоне возрастают по мере увеличения дисперсности и от монтмориллонитовых к каолинитовым глинам. Поэтому миграционные потоки влаги повышаются с ростом дисперсности пород и увеличением в них минералов группы каолинита. Увеличение миграции влаги происходит с ростом пылеватости пород, оптимального соотношения между их влагопроводными свойствами и движущими силами влагопереноса. От каолинита к монтмориллониту возрастает и емкость поглощения катионов. Влияние обменных катионов на миграцию влаги зависит от валентности катионов, поэтому миграция влаги, льдовыделение и пучение увеличиваются при насыщении породы многовалентными катионами и уменьшаются для одновалентных.

Большое значение в практическом отношении имеют вопросы влагопереноса и льдонакопления в дисперсных породах при промерзании их в различных *термодинамических* условиях. Так, в

условиях *«открытой» системы* суммарный миграционный поток влаги в грунтах обусловлен развитием влагообмена как внутреннего за счет перераспределения собственной грунтовой влаги, так и внешнего за счет миграции влаги из водоносного горизонта. В начальный момент промерзания внешний миграционный поток в грунтах отсутствует, а в дальнейшем появляется на участке вблизи водоносного горизонта. По мере приближения границы $\xi_{пр}$ к водоносному горизонту доля внешнего миграционного потока влаги резко возрастает. Промерзание же грунта в условиях *«закрытой» системы* вызывает только внутреннее перераспределение влаги между мерзлой и талой частями пород. Поэтому плотность миграционного потока влаги здесь зависит от влагозапаса в талой зоне.

Льдонакопление в промерзающих породах зависит от режима их промерзания и возрастает с увеличением grad t в мерзлой зоне. Однако рост grad t в мерзлой зоне приводит к увеличению скорости промерзания, что обеспечивает, с одной стороны, увеличение grad $\mu_и$, а следовательно, и плотности миграционного потока влаги $I_и$ к фронту промерзания, а с другой — вызывает уменьшение льдонакопления за счет сокращения продолжительности периода миграции влаги τ. Поэтому *при промерзании* дисперсных пород существует оптимальное соотношение параметров v и grad$t$, при которых будет наблюдаться максимальное льдонакопление. При скорости промерзания более 8—10 см/сут льдонакопление обычно выражено весьма слабо, либо вообще отсутствует, так как продвижение фронта промерзания оказывается настолько быстрым, что даже при больших значениях grad$t$ и grad $\mu_и$ льдонакопление в мерзлой зоне не составляет ощутимой величины.

Для практики существенна также зависимость влагопереноса и льдонакопления в промерзающих дисперсных породах *от внешней нагрузки. Промораживание* в условиях «открытой» системы под давлением образцов породы, консолидированных еще в талом состоянии, показало, что с увеличением внешнего давления плотность миграционного потока влаги в мерзлую зону снижается (рис. 3.20). В зависимости от дисперсности пород обнаруживаются критические или предельные значения внешней пригрузки $P_{кр}$, при которых миграция влаги в мерзлую зону и льдонакопление практически прекращаются. Для супесей $P_{кр}$ достигает 0,5 МПа, для каолинитовых глин — 1,5 МПа. Поэтому миграция влаги в мерзлую зону эпигенетически промерзающих глинистых пород, по-видимому, не будет иметь существенного значения на глубинах около 100 м, где нормальная (бытовая) нагрузка у фронта промерзания превышает 1 МПа.

Миграция влаги и сегрегационное льдовыделение в градиентном температурном поле происходят в мерзлой зоне как промерзающих, так и протаивающих дисперсных пород. Отличительной особенностью при этом является лишь то, что при протаивании мерз-

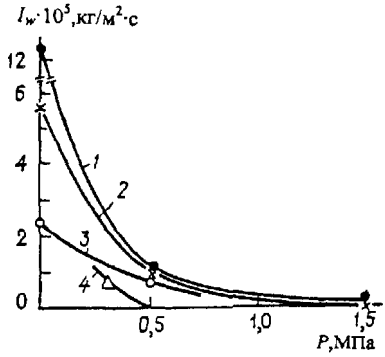


Рис. 3.20. Зависимость плотности миграционных потоков влаги I_w в мерзлую часть промерзающих пород (grad t = 0,2—0,4°С/см, v=0,1—0,4 см/сут) от воздействия внешней (бытовой) нагрузки P:

1 — каолинитовая глина; *2* — суглинок, *3* — монтмориллонитовая глина; *4* — супесь

лых пород одновременно идет как процесс таяния льда (при переходе части мерзлой породы в талое состояние), так и процесс льдонакопления в мерзлой части образца вблизи фронта протаивания. Миграция влаги в мерзлую зону протаивающих пород возникает только в случае наличия в ней grad t. При этом талая часть образца обезвоживается и уплотняется, а суммарное влагосодержание мерзлой части образца увеличивается. При быстром протаивании мерзлых пород граница фазовых переходов не всегда соответствует температуре 0°С. Температура на этой границе нередко оказывается положительной, а ледяные шлиры еще некоторое время существуют в той части грунта, где уже фиксируется положительная температура минеральных прослоев. Все это определяется инерционностью фазовых превращений крупных включений льда. В результате вытаивания льда и фильтрации влаги на месте прослоев льда нередко образуются не полностью закрытые пустоты.

В мерзлой части медленно протаивающих пород, имевших до опыта (в мерзлом состоянии) массивную криотекстуру, может происходить как увеличение льдосодержания, так и формирование новых прослоев льда в диапазоне температур 0...−2°С. По мере продвижения фронта оттаивания образовавшиеся при более низкой температуре ледяные микропрослои оказываются в области более высоких отрицательных температур. При этом они существенно увеличиваются по мощности от долей миллиметра (при −2°С:) до 2 см вблизи фронта протаивания. При этом рост прослоев, расположенных в части образца с более низкими отрицательными температурами, происходит за счет других прослоев льда с более высокой температурой. Наиболее интенсивно увеличение мощности ледяного прослоя происходит вблизи фронта протаивания, когда его питание осуществляется за счет воды, мигрирующей из оттаявшей части породы. При оттаивании мерзлых пород с первоначальной шлировой криотекстурой наблюдается в основном увеличение мощности существующих прослоев льда в мерзлой зоне образца. При малых скоростях протаивания пород в местах вытаивания ледяных прослоев, как правило, происходит «схлопывание» грунта без образования на их месте полых трещин.

Влияние *состава* мерзлых пород и *условий протаивания* на процессы влагопереноса и льдонакопления сходно с таковым при промерзании. Так, плотность миграционного потока влаги и льдонакопление в мерзлой зоне возрастают при увеличении дисперсности породы и при переходе от монтмориллонитовых глин к каолинитовым. В мерзлой зоне более плотных и менее влажных пород обычно наблюдается меньшее льдонакопление. Уменьшение grad t в мерзлой части породы приводит к понижению льдонакопления у фронта протаивания.

Механизм передвижения влаги, который действует как в мерзлых, так и в промерзающих породах, приводит к формированию *инъекционных* и *инъекционно-сегрегационных прослоев*, линз и пластов льда. Согласно экспериментальным данным мощный прослой льда формируется только в том случае, когда величина гидростатического давления внедряющейся воды $P_{ин}$ превышает мгновенное сопротивление мерзлой породы на разрыв $\sigma_{разр}^{мгн}$ нормальное (внешнее) давление $P_н$. Необходимым для образования (зарождения) инъекционного простоя льда является условие $P_{ин} > \sigma_{разр}^{мгн} + P_н$. Так, в опытах с мерзлой льдонасыщенной супесью при t=−1°С, характеризующейся значением мгновенной прочности $\sigma_{разр}^{мгн} \approx 0{,}35$—0,4 МПа при внешнем гидростатическом давлении воды 0,1—0,3 МПа, инъекция воды, подаваемой в мерзлый образец через металлическую иглу, не прослеживалась. И только при гидростатическом давлении 0,4 МПа через 20 мин после начала опыта произошел *гидроразрыв* образца супеси. Поступающая в зону разрыва вода при замерзании образовала сплошной инъекционный прослой льда. Верхняя часть образца при этом поднялась кверху на величину внедрившегося объема воды с учетом его увеличения при фазовом переходе воды в лед.

В случае невозможности бокового или вертикального расширения (деформации) мерзлой породы, т.е. при невозможности гидроразрыва и инъекционного распучивания породы, когда выполняется условие $P_{ин} < \sigma_{разр}^{мгн} + P_н$, поступающая под напором вода фильтруется через мерзлую породу, заполняя нельдонасыщенные пустоты и поры и замерзая в них. Необходимым условием движения воды в мерзлой льдонасыщенной породе при этом является преодоление начального градиента фильтрации незамерзшей воды, который будет определяться предельной сдвиговой прочностью $\sigma_{сдв}$ слабосвязанной воды.

В том случае, когда условие гидроразрыва мерзлого льдонасыщенного образца и зарождения инъекционного прослоя льда не соблюдается, но длительность эксперимента оказывается достаточно продолжительной (несколько суток и недель), происходит незначительная инъекция воды в породу с некоторым увеличением льдистости и образованием микрослоев льда в образце, который в целом испытывает небольшое распучивание (рис. 3.21). Та-

кой процесс возможен в том случае, когда гидростатическое давление внедряющейся воды превышает длительное сопротивление мерзлой породы на разрыв $\sigma_{разр}^{дл}$ и значение нормальной нагрузки: $P_{ин} > \sigma_{разр}^{дл} + P_н$. Так, в экспериментах с мерзлой льдонасыщенной глиной и суглинком (при $t \approx 1°C$ и $P_н = 0$) новообразование микрослоев льда происходило в результате замерзания воды, инъецируемой в образцы под давлением около 0,2 МПа. Продолжительность опытов достигала 3—7 суток. Предел длительной прочности этих пород составлял 0,1—0,18 МПа. Увеличение суммарной влажности в зоне инъекционного шлирового льдовыделения достигало 10—20%. Инъекционный поток влаги при этом вначале возрастал, а затем по мере увеличения льдистости и уменьшения коэффициентов влагопроводности снижался до нуля. При последующем ступенчатом возрастании гидростатического давления воды процесс фильтрационно-инъекционного льдовыделения циклически повторялся, что в конечном итоге и должно было привести к гидроразрыву образца.

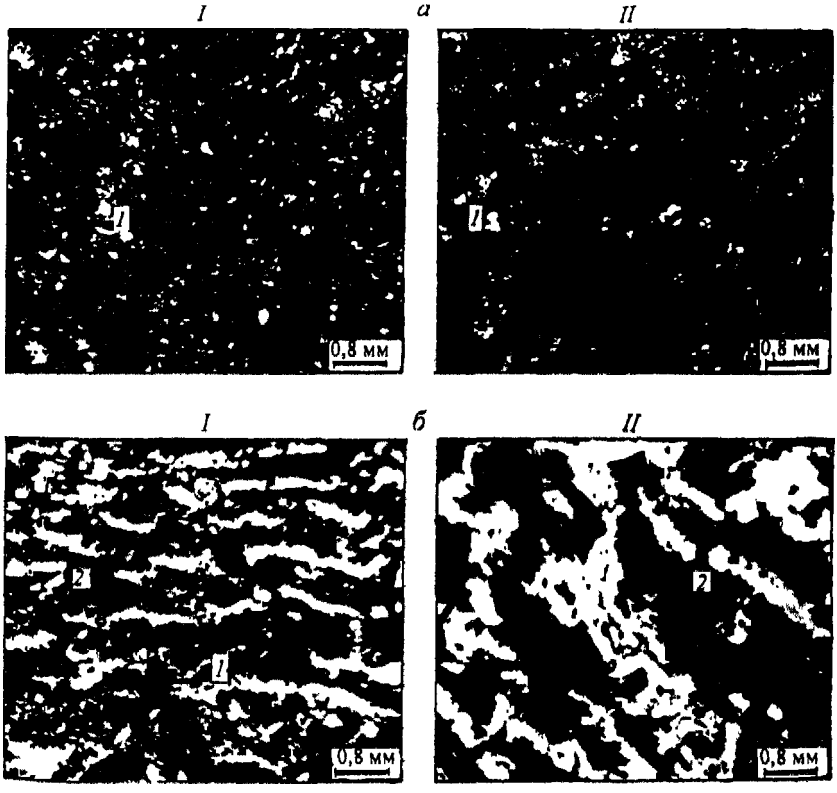


Рис. 3.21. Криогенное строение супеси (I) и каолинитовой глины (II) до начала опыта (*а*) и после инъекции (*б*) воды в мерзлые образцы:

1 — лед, *2* — минеральный скелет (фото с реплик)

Все изложенное выше применимо также к промерзающим породам в случае напорного подтока воды в талую часть образца (ниже фронта промерзания). Образование и дальнейший рост прослоев инъекционного льда на фронте промерзания возможны, если $P_{ин}$ превысит прочность породы на разрыв по границе «талый—мерзлый грунт». В противном случае льдонакопление в промерзающей зоне породы будет обусловлено суммой миграционного и инъекционного потоков, и чем больше $P_{ин}$, тем большей окажется доля инъекционного потока в льдонакоплении промерзающей породы.

4 ГЛАВА ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ И МЕХАНИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В ПРОМЕРЗАЮЩИХ И ПРОТАИВАЮЩИХ ГОРНЫХ ПОРОДАХ

4.1. Химические реакции и процессы в промерзающих и протаивающих породах

В дисперсных породах при промерзании, протаивании и в мерзлом состоянии практически идут те же химические реакции, что и в немерзлых породах. Это реакции растворения, гидратации, гидролиза, замещения, окисления—восстановления, ионного обмена и др. Протекание их в криолитозоне характеризуется рядом специфических черт. Так, реакции растворения характеризуются пониженной интенсивностью, поскольку с понижением температуры растворимость различных солей существенно уменьшается. По-видимому, из-за невысоких температур в криолитозоне широко распространены продукты химического взаимодействия между растворенными веществами и молекулами воды: гидраты и кристаллогидраты. Реакции катионного обмена, вероятно, имеют преобладающее значение для мерзлых пород, поскольку незамерзшая вода представляет собой весьма концентрированный раствор, ионы которого активно взаимодействуют с ионами минеральной поверхности пород. Следует особо подчеркнуть, что типичными процессами для области распространения мерзлых пород являются также коагуляция золей и образование коллоидных соединений. Это предопределено уже самим процессом фазового перехода воды в породе (замерзанием и таянием), вызывающим дегидрата-

цию породы и, как следствие, коагуляцию (при достижении порога коагуляции) органо-минеральных соединений. Вместе с тем для криолитозоны характерны отчетливо выраженная специфичность в проявлении геохимических процессов и роль в этом целого ряда факторов. Так, свободная вода оказывает существенное влияние на сезонномерзлые породы только в теплый период года. Основная же роль принадлежит связанной (незамерзшей) воде, находящейся во взаимодействии и динамическом равновесии со льдом и горной породой.

Грунтовые воды, как правило, характеризуются повышенным содержанием углекислоты, так как с понижением температуры резко возрастают растворимость газов (в том числе и CO_2) в водных растворах и содержание органического вещества. Так, в почвах Большеземельской тундры содержание свободной H_2CO_3) достигает 200 мг/л, а иона HCO_3^- — 650 мг/л. Поэтому концентрация водородных ионов в почвенных водах криолитозоны возрастает в несколько сотен раз, что, по-видимому, и определяет кислую реакцию среды. От pH среды зависят характер протекания многих химических реакций и поведение компонентов горных пород. Кислая среда более агрессивна, химически активна, она интенсивно разлагает силикаты, в ней сильнее, по сравнению с нормальной и щелочной средами, идут реакции гидролиза.

Специфика развития геохимических процессов в мерзлых породах связана также с содержанием атомарного водорода (восстановителя) и кислорода (окислителя). Считается, что при фазовых превращениях воды в лед выделение водорода может достигать значительных величин. Так, например, при переходе 1 м^3 воды в лед выделяется 120 г/моль атомарного водорода. В криолитозоне, для которой характерна большая влажность пород, доступ кислорода в породы затруднен. Поэтому кислородная поверхность, характеризующая распространение свободного кислорода по глубине земной коры, на севере поднимается вверх, достигая в заболоченных местах поверхности земли. В итоге в мерзлых породах криолитозоны должна преобладать восстановительная обстановка, что приводит к повышению содержания двухвалентного железа Fe^{2+} и формированию его закисных соединений (сидерита, пирита, вивианита и др.). Присутствие закисных форм железа в почвах придает им сизовато-серый оттенок. Обычно такие почвы называют *глеевыми*. Для них характерны преобладание тонкодисперсного материала, восстановительной обстановки и кислой реакции среды.

Отличительную особенность в криолитозоне имеют и процессы образования органического вещества. Превращение растительных и животных остатков в органическое вещество вследствие замедленности биологических и биохимических реакций здесь протекает недостаточно интенсивно. В результате процесс разложения ос-

татков (гумусообразование) завершается на менее зрелой стадии. Это приводит к формированию не гуминовых (конечная стадия разложения), а фульвокислот, отличающихся светлой окраской. В тундровых почвах содержание фульвокислот может достигать 70%, а на гуминовые приходится лишь 10—15% гумусовых веществ. Фульвокислоты, так же как и гуминовые, представляют собой группу близких между собой высокомолекулярных соединений, состав которых отличается от гуминовых кислот меньшим содержанием углерода и азота и большим — кислорода и водорода. Емкость обмена, подвижность и химическая активность их больше, чем гуминовых кислот. Благодаря высокой кислотности фульвокислоты разрушающе действуют на минералы и равномерно пропитывают почву, образуя массивный слитный слой. Более вязкие и менее подвижные гуминовые кислоты в почве способствуют формированию комковатой, ореховатой структуры, которая характерна, например, для черноземов.

Химические процессы при однократном промерзании пород. При промерзании рыхлых отложении в первую очередь происходит образование твердой фазы воды — льда, который является новым минеральным образованием. Гравитационная, капиллярная и слабосвязанная пресная вода кристаллизуется при близких к 0°С отрицательных температурах. Пленочная вода, как правило, замерзает в широком диапазоне отрицательных температур, определяемом по кривой незамерзшей воды. Соленые воды с минерализацией более 30 г/л кристаллизуются лишь при температурах, близких к −1,5...−2°С, а рассолы могут не замерзать при −20°С и ниже. При этом замерзание воды обычно сопровождается резко выраженной дифференциацией солей между твердой и жидкой фазами воды. Часть солей, растворенных в воде, оказывается вовлеченной в лед, часть наименее растворимых солей выпадает в осадок, а часть легкорастворимых солей отжимается в нижележащие слои воды, что приводит к увеличению минерализации этих вод. Образующийся при замерзании лед оказывается в несколько раз менее минерализован, чем исходный поровый раствор. 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 −1,5...−3,5°С), а затем (при температурах −7...−15°С) Na_2SO_4, $CaSO_4$ и другие, образуя так называемые кристаллогидраты. В итоге криогенные толщи обогащаются гипсом $CaSO_4 \cdot 2H_2O$, мирабилитом $Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$ и кальцитом $CaCO_3$, т. е. имеют место процессы сульфатизации и карбонатизации.

Ниже границы промерзания воды оказываются сильно минерализованными за счет отжатия из промерзшей толщи легкорастворимых солей (хлоридов кальция, магния, натрия и гид-

рокарбонатов 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 их жидкого существования в охлажденном состоянии при отрицательной температуре. Мощность пород с криопэгами ниже подошвы многолетнемерзлых толщ может достигать нескольких сотен метров.

Наряду с этим для области развития мерзлых пород характерно образование газов в гидратной форме — *газогидратов*. Основа кристаллической решетки газогидрата построена из молекул воды. Молекулы газа — гидратообразователя размещены во внутренних полостях кристаллической решетки. Сама по себе такая кристаллическая решетка воды (без молекул газа) термодинамически неустойчива и в обособленном виде существовать не может. В природных условиях наиболее часто эту структуру кристаллической решетки заполняют молекулы метана, этана, сероводорода и углекислоты. При внедрении газа в решетку воды происходит затвердевание, и вода из жидкого состояния переходит в твердое. Внешне газогидрат имеет сходные признаки со льдом. Кристаллы газогидрата, не подверженного процессам разложения, прозрачны и однородны. Появление в них микротрещин, различных газовых включений свидетельствует о начале разложения (рис. 4.1). Теплота фазовых переходов для газогидратов составляет около 0,5 кДж/г. При тепловом облучении и взаимодействии с водой газогидрат с шипением разлагается, интенсивно выделяя газовые пузырьки. Отрицательные и низкие положительные температуры пород в криолитозоне благоприятствуют образованию гидратных залежей на малых глубинах.

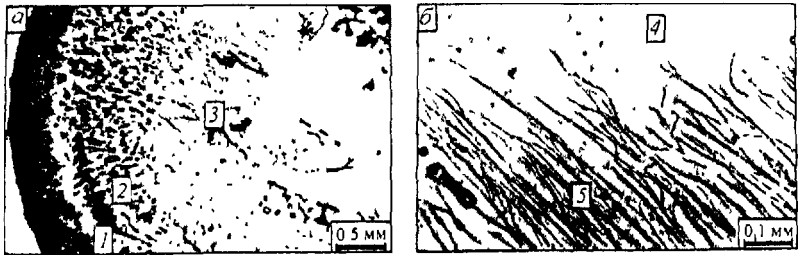


Рис. 4.1 Структурно-текстурные особенности искусственного агломерата «лед—гидрат метана» (*а* — общий вид газогидратного шлифа; *б* — контакт чистого льда с гидратоносным):

1 — зона полностью разложившегося агломерата, в которой практически отсутствуют микроканальца и микропузырьки газа; *2* — зона сильно разложившегося агломерата с большим содержанием газовых пузырьков, *3* — зона слаборазложившегося агломерата с характерными микроканальцами, *4—5* — лед (*4* — чистый, *5* — гидратоносный, содержащий микроканальца)

Химические процессы в мерзлых породах. В период существования пород в мерзлом состоянии (многолетнемерзлом или сезонномерзлом) объемная фаза воды отсутствует, что долгое время являлось основанием для утверждения о полном химическом покое в этих породах. Причины этого заключаются в недооценке роли незамерзшей воды, а также в автоматическом переносе на дисперсные среды закона Вант-Гоффа, согласно которому при понижении температуры на 10°С скорость химических реакций замедляется в два раза. Ошибочность таких представлений впоследствии показана многими исследователями. Было установлено наличие существенных реакций катионного обмена между породой и связанной водой, доказана возможность обмена катионов непосредственно между смоченными твердыми частицами грунта через адсорбированные пленки воды, обнаружено значительное превышение концентрации веществ в пленочной воде по сравнению с водой пор. В мерзлых породах в связи с отсутствием свободной влаги отвод химических компонентов из незамерзшей воды, казалось бы, не должен происходить. Однако процессы массопереноса в них протекают достаточно интенсивно, так как в незамерзшей воде происходит диффузия ионов, что приводит к выравниванию концентрации растворенных веществ. Наряду с этим в мерзлых породах наблюдается течение пленок незамерзшей воды, что также обеспечивает конвективный перенос ионов и растворимых веществ с мигрирующей водой. При этом постоянно происходят фазовые переходы между поровым льдом и пленками незамерзшей воды в соответствии с увеличением или уменьшением концентрации ионов. Благодаря этому может постоянно осуществляться выравнивание концентрации солей в незамерзшей воде и снижение ее до первоначального уровня.

Химические процессы при многократном промерзании—протаивании пород. Химические процессы, развивающиеся в ходе многократного (циклического) промерзания—протаивания пород, изучены к настоящему времени наиболее широко. В отличие от многолетнемерзлых пород химические реакции в сезоннопротаивающих породах протекают значительно интенсивнее и характеризуются явной периодичностью. Пульсационный характер взаимодействия породы с водой (связанной и свободной) и фазовые переходы воды в лед и обратно должны приводить к резкой интенсификации процесса химического выветривания сезонномерзлых пород. Подтверждением этому служат результаты, полученные почвоведами для «холодных» (или «мерзлотных») почв, и литологами для кор выветривания в суровых климатических условиях, которые показали, что протекание геохимических реакций качественно не отличается от таковых в теплых гумидных областях. Причем в слое сезонномерзлых пород (уже на самой первой ста-

дии их выветривания) возникает интенсивное химическое преобразование под действием процессов гидролиза, выщелачивания, окисления, гидратации и миграции коллоидов и происходит четко выраженное новообразование глинистых и других минералов Исследования М А Глазовской в условиях Антарктиды показали, что в 10—15-сантиметровом поверхностном слое пород при хорошем доступе кислорода также идут окислительные процессы и накапливаются оксиды MnO и Fe_2O_3, которые и определяют охристо-ржавыи или оранжево-красный цвет железистых и марганцевистых выделении на обломках пород Ниже по слою встречаются уже продукты вымывания и наблюдается явление карбонатизации Здесь аккумулируются более подвижные продукты выветривания углекислый кальций и кальции, не вскипающии при реакции с HCl 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

Приведенные выше результаты обнаруживают достаточно близкое сходство с данными, полученными для холодных тундровых и таежных почв, среди которых преобладают неглеевые (подбуры, подзолистые, Al—Fe-гумусовые) мерзлотные почвы и реже встречаются глеевые слабо дренированные Химические элементы в неглеевых почвах по миграционной способности В О.Таргульян располагает в следующий ряд Si > Fe > Ti > Al Силикатные формы, образующиеся в результате реакций гидролиза, оказываются сравнительно подвижными в кислой среде и выносятся из почвенного профиля Железо, титан и алюминий в кислои среде оказываются слаборастворимыми, поэтому они обычно остаются в почвенном профиле в виде оксидов (Fe_2O_3, TiO_2, Al_2O_3) и гидроксидов ($Al(OH)_3$, Fe(OH)O) При этом в криолитозоне в ходе гумификации образуется одна из наиболее агрессивных и подвижных форм гумуса — фульвокислота, которая при движении вниз с почвенным раствором разрушает гидроксиды и минералы силикатов, образуя различного рода органо-минеральные соединения (оксалаты, хелаты, фульваты и адсорбированные органо-минеральные соединения)

Фульваты и оксалаты, как наиболее подвижные соединения, выносятся из почвенного профиля, а хелаты и адсорбированные органо-минеральные 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 и собственно гумусовые горизонты и горизонты Al—Fe-гумусовые с соединениями титана Таким образом, в этих иллювиаль-

ных горизонтах происходит накопление соединений титана, алюминия, железа (Ti—Al—Fe) и гумуса, т.е , по В.О.Таргульяну, осуществляется характерный для почвообразования в криолитозоне процесс «тиальферризации». Горизонт вымывания A_2, естественно, оказывается обеднен гидроксидами и оксидами 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 темноцветных соединений и минералов.

Несколько иными оказываются химические и физико-химические процессы, протекающие в глеевых (плохо дренируемых и переувлажненных) почвах, широко развитых на севере европейской части России и в пределах сибирских (приморских) низменностей. Эти почвы обычно характеризуются преобладанием тонкодисперсного (пылеватого) материала, восстановительной обстановкой и кислой реакцией среды. Четко выраженные иллювиальные горизонты в профиле глеевых почв обычно отсутствуют. 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. 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≈5—6. Закисные формы железа, характеризующиеся сизо-серым цветом, придают почвенному профилю типичные для глеевых почв серые и сизо-серые цветовые тона. Этому явлению способствует и присутствие в этих почвах преимущественно незрелых форм гумуса — фульвокислот, характеризующихся не коричневато-бурым цветом (как гуминовые кислоты), а светло-серым, что не дает сильного окрашивания глеевых почв по сравнению с неглеевыми.

Особое значение для понимания развития геохимических процессов в криолитозоне, и особенно в циклически промерзающих — протаивающих породах, имеет химическая дифференциация продуктов выветривания, тесно связанная с миграционной способностью химических элементов. Более подвижные химические элементы интенсивно выносятся подземным и поверхностным стоком, другие, напротив, остаются практически неподвижными и, задерживаясь в пределах водоразделов и склонов, повышают в относительном выражении свою концентрацию. Так, натрии, 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. Такая слабая подвижность кремнезема объясняется чрезвычайно малой растворимостью SiO_2 в сильно кислой среде, характерной для тундровых и таежных почв. До 70—90% алюминия в пределах криолитозоны мигрирует в коллоидной форме и в форме комплексных соединений с гумусовыми кислотами Железо (Fe^{2+} и Fe^{3+}) вне криолитозоны характеризуется весьма слабой подвижностью. В холодных гумидных условиях 90—98% общего содержания железа мигрирует в коллоидных формах, представляющих собой высокомолекулярные органо-минеральные комплексные соединения типа хелатов, обладающих высокой подвижностью В северных условиях значительно более подвижными становятся также и некоторые микрокомпоненты (*Ti, Zn, Cu, Ni и др.*), которые переносятся обычно не в виде простых ионов, а в коллоидной форме либо в форме комплексных ионов большего радиуса, образующихся при участии высокомолекулярных органических веществ

4.2. Физико-химические и механические процессы в промерзающих и протаивающих породах

Промерзание и протаивание дисперсных пород сопровождается сложными физико-химическими процессами Характер и интенсивность их протекания оказываются существенно отличными в случае промерзания (протаивания) с миграцией и без миграции влаги в талой и мерзлой частях породы

Физико-химические и механические процессы в промерзающих дисперсных породах. В случае промерзания *без миграции влаги* замерзающая в порах породы свободная или слабосвязанная вода увеличивает свой объем при переходе в лед почти на 9% Если степень заполнения пор влагой $G \cong 1$, замерзающий грунт испытывает объемное расширение и локальное уплотнение агрегатов породы, что вызывается значительным кристаллизационным давлением, развивающимся при переходе воды в лед Так, при невозможности объемного расширения замерзающая вода способна развивать давление, равное 2200 МПа Наибольшему уплотнению (обжатию) подвергаются крупные грунтовые агрегаты, между которыми находятся самые крупные поры, вода в которых замерзает в первую очередь (при отрицательных температурах, близких к 0°С) Жидкая вода в таком случае должна выжиматься из более тонких внутриагрегатных пор в крупные межагрегатные поры и

кристаллизоваться на новом месте, приводя к разрушению межагрегатных структурных связей. При дальнейшем понижении отрицательной температуры наряду с обжатием грунтовых микро- и мезоагрегатов начинается процесс замерзания связанной воды во внутриагрегатных порах, которая при переходе в лед и невозможности свободного оттока разрывает структурные внутриагрегатные связи и приводит к дроблению (диспергации) минеральных агрегатов грунта. *Диспергация* песчаной и отчасти пылеватой фракций промерзающих пород наряду с этаким криогидратационным механизмом разрушения может происходить также и в результате температурного выветривания, когда разрушение происходит из-за неодинаковой температурной деформации различных минералов и элементов, слагающих породу.

Одновременно с процессом диспергации породы могут развиваться также процессы агрегации и усиления структурных связей как между грунтовыми элементарными частицами, так и между небольшими по размеру агрегатами. Это связано с дегидратацией агрегатов (по мере вымерзания части воды) и с их сближением при обжатии. Так, при замерзании влажных дисперсных пород увеличивается концентрация ионов в незамерзшей части воды. В результате этого может быть достигнут порог коагуляции и произойдет коагуляция (агрегация) грунтовых частиц с уменьшением общей активной поверхности и дисперсности. Достаточно небольшого повышения концентрации раствора, которое происходит при замерзании, чтобы завершилась глубокая взаимная коагуляция грунтовых частиц с образованием микроагрегатов размера пылеватой фракции.

Значительно более сложными и многообразными оказываются физико-химические процессы, развивающиеся в дисперсных породах, *промерзающих с миграцией влаги* в талом и мерзлом слоях. Так, располагающийся ниже фронта промерзания талый слой породы интенсивно обезвоживается, в результате чего утоньшаются пленки связанной воды и сближаются грунтовые частицы и агрегаты. Итогом обезвоживания являются существенная усадка талой части породы, уменьшение ее пористости, образование более крупных агрегатов и блоков грунта за счет коагуляции и агрегации. Грунтовые частицы, агрегаты и блоки приобретают более плотную и компактную упаковку и ориентируются вдоль направления миграционного потока влаги с тем, чтобы иметь минимальное гидродинамическое сопротивление. Внутриагрегатные поры уменьшаются в размерах, возрастают объем и число межагрегатных пор, которые приобретают вытянутую щелевидную форму.

Неодинаковая (как по вертикали и горизонтали, так и в пределах отдельных агрегатов и блоков грунта) деформация усадки в талой части промерзающей породы обусловливает развитие раз-

нообразных «дефектных» в прочностном отношении зон, которые становятся концентраторами усадочных напряжений. Под действием возникающих градиентов локальных напряжений в эти зоны будет мигрировать влага. Если в зоны концентрации напряжений поступает недостаточное количество влаги, то в талой иссушающейся части промерзающей породы может развиваться микротрещинообразование.

В мерзлой части породы, как и в случае промерзания без влагопереноса, происходят интенсивные фазовые переходы воды в лед с увеличением ее объема на 9% и раздвижением (дезинтеграцией) крупных агрегатов и блоков. Поскольку лед образуется прежде всего в крупных (межагрегатных) порах, размер агрегатов уменьшается, их плотность увеличивается за счет радиального сжатия растущими кристаллами льда. Размер скелетных межагрегатных пор увеличивается в несколько раз по сравнению с порами в талой обезвоживающейся части породы.

Дополнительное поступление (за счет миграции) влаги из талой части в промерзающую часть породы обеспечивает, с одной стороны, развитие расклинивающего давления в пленках незамерзшей воды, т. е. набухание целиком влаго- и льдонасыщенной породы, а с другой — дальнейшее раздвижение (дезинтеграцию) макро- и мезоагрегатов за счет увеличения объема мигрировавшей влаги при ее переходе в лед. Следовательно, в мерзлой части промерзающей породы в результате миграции влаги резко интенсифицируется набухание — распучивание, наблюдаются дробление и переориентировка макро- и мезоагрегатов. Микроблоки, мезоагрегаты разворачиваются, нарушая прежнюю (наблюдавшуюся в талой части породы) ориентацию, но внутри них ориентация частиц не изменяется.

При продолжающемся понижении отрицательной температуры породы (вдали от фронта промерзания, в зоне слабоинтенсивных фазовых переходов влаги) происходит вымерзание незамерзшей воды уже в тонких внутриагрегатных порах. Это обеспечивает диспергацию мезо- и микроагрегатов (дезинтеграцию и пептизацию) и почти полное исчезновение их ориентировки, наблюдавшейся в талой части породы (см. 5.3).

Не менее существенным и новым физико-химическим и механическим процессом при промерзании дисперсных пород с миграцией влаги (по сравнению с промерзанием без миграции влаги) является дифференциация породы на массивно-мерзлую (скелетно-минеральную) часть и визуально фиксируемые прослои миграционно-сегрегационного льда. Образование этих прослоев льда происходит по зонам концентрации напряжений, конфигурация которых в основном соответствует будущему типу криогенной текстуры. Поступающая в эти зоны из-за действия grad t и

grad P связанная вода вначале производит расклинивающее действие, преодолевающее локальную прочность породы на разрыв, а затем замерзает, увеличиваясь в объеме.

Если ледяные прослои содержат грунтовые включения, то при наличии grad$t$ также происходит их перемещение, но уже к участкам с более высокой отрицательной температурой, т. е. наблюдается так называемое «самоочищение» *льда от примесей и посторонних включений*. Связано это с неравномерностью толщины пленок незамерзшей воды (при наличии grad$t$) на противоположных гранях грунтовых включений. Миграция влаги в сторону более тонких пленок и ее вымерзание там обусловливают как бы выталкивание грунтовых включений в сторону высоких температур. Вообще *наличие твердых, жидких* и газообразных включений во льду в существенной степени зависит от скорости промерзания породы и замерзания порового и миграционного льда Уменьшение скорости промерзания приводит к снижению, а увеличение — к росту захвата льдом инородных включений.

Промерзание пород с подтоком влаги в мерзлую зону обычно сопровождается расширением этой зоны, проявляющимся в пучении поверхности грунта. Талая часть породы при этом подвергается уплотнению в результате усадки обезвоживающегося грунта, а иногда и за счет его компрессии под действием *вышележащей* распучивающейся мерзлой части породы (при невозможности ее деформирования вверх).

Физико-химические и механические процессы в протаивающих породах. Протаивание крупнообломочных и песчаных пород, как слабольдистых, так и льдонасыщенных, сопровождается обычно развитием сравнительно *простых физико-химических* процессов, таких как уплотнение, обезвоживание, осадка и другие, связанные с некоторым сближением и переориентировкой обломков и песчаных частиц, а также стоком по наклонному водоупору или инфильтрацией гравитационной влаги в нижележащие горизонты Иначе и сложнее протекает оттаивание тонкодисперсных (супесчаных, суглинистых и глинистых) мерзлых пород В первом приближении при этом следует выделять (как и в случае промерзания) два типа протаивания: без миграции и с миграцией влаги из оттаивающей зоны в мерзлую часть породы.

Протаивание тонкодисперсных пород *без подтока воды* в мерзлую зону образца происходит обычно при быстром продвижении фронта оттаивания, либо при малой влажности (льдистости) этих пород и практически всегда приводит к деформациям осадки Вода, образующаяся в породе в результате таяния порового и шлирового льда, расходуется в случае быстрого *протаивания* (без развития процесса миграции влаги) на гидратацию грунтовых частиц либо под действием сил гравитации уходит из породы Очевидно, что именно в случае быстрого протаивания дисперсных пород, содер-

жащих крупные включения льда (например, в случае протаивания пород с крупной слоисто-сетчатой криогенной текстурой), возможно формирование пустот и полых трещин в талой части пород, т. е. возникновение специфической посткриогенной текстуры в протаявших породах. Плавление же порового, контактного и пленочного льда при повышении отрицательной температуры мерзлой породы обеспечивает увеличение содержания незамерзшей воды и ее подвижности, что создает условия для локальной миграции влаги в пределах обезвоженных при промерзании грунтовых элементов (агрегатов, блоков, частиц) и приводит к их *гидратации* и *набуханию*. В изменении структурных связей между грунтовыми элементами заметную роль играет процесс *осмотического набухания* обезвоженных при промерзании грунтовых отдельностей. В наибольшей мере осмотическое набухание проявляется при 0°С, когда заканчивается таяние порового льда и льда включений и структурные элементы имеют возможность раздвигаться. При этом происходит ослабление не столько уже внутриагрегатных связей, сколько межагрегатных и осуществляется переход от ближних коагуляционных контактов к дальним коагуляционным (агрегационным) контактам. Так, при оттаивании сильнольдистых пород их влажность может даже превышать влажность предела текучести. Именно с этим связано широкое развитие на Крайнем Севере *тиксотропных* грунтов.

При *медленном протаивании* дисперсных пород с миграцией влаги из протаявшей части в мерзлую часть образца развиваются практически все те физико-химические процессы, которые имеют место и в случае протаивания пород без миграции влаги. Однако наряду с ними возникает и протекает ряд новых физико-химических процессов. В мерзлой части протаивающих пород по мере поступления мигрирующей влаги наблюдаются увеличение льдосодержания, а нередко новообразование и рост миграционно-сегрегационных прослоев льда. В талой же части протаивающих пород вследствие процесса усадки наблюдаются обезвоживание грунтовых агрегатов, некоторое их сближение, укрупнение и уплотнение.

В целом и при быстром, и при медленном протаивании пород наблюдается увеличение их дисперсности в результате диспергации и пептизации грунтовых агрегатов и блоков, а также за счет дробления первичных песчаных частиц. В таком преобразовании структурных элементов определяющую роль играет совместное действие *температурного и гидратационного механизмов* разрушения.

При циклическом промерзании и протаивании дисперсных пород идут физико-химические процессы, характерные как для промерзающих, так и для протаивающих пород. Особенностью *многократного промерзания и протаивания* является накопление в дисперс-

ных породах *частиц пылеватых фракций* за счет разрушения песчаных частиц.

Достаточно часто циклическое промерзание и протаивание приводит к дифференциации промерзающей породы по дисперсности. Причиной этого является перемещение (выпучивание) более крупных отдельностей грунта (обломки, крупные частицы) в направлении более низких температур. Так, результаты полевых наблюдений и лабораторных испытаний показывают, что после нескольких сотен циклов промерзания и протаивания происходит сортировка дисперсных пород по крупности: крупные частицы (более 1—2 мм) перемещаются к источнику охлаждения и накапливаются в поверхностном слое, а частицы меньшего размера остаются на месте и как бы скапливаются в нижней части слоя. При этом наблюдаются истирание и сглаживание граней перемещающихся частиц.

Деформации и напряжения усадки и пучения в промерзающих дисперсных породах. Анализ развития деформаций и напряжений усадки в талой части односторонне промерзающих тонкодисперсных пород показал, что наибольшие их проявления обнаруживаются вблизи фронта промерзания на участках максимального обезвоживания талой части породы. Это подтверждается результатами наблюдений в образце за смещением датчиков деформации по глубине и во времени (рис. 4.2, *а*). Так, при увеличении времени обезвоживания, т.е. по мере приближения фронта промерзания к месту расположения датчика, значения деформаций в образце возрастали. Характерно, что суммарная величина деформации усадки в вертикальном направлении практически на порядок превышает величину усадки в горизонтальном направлении. Это можно объяснить большой «недопущенной» усадкой талой части породы в горизонтальном направлении в результате сцепления ее с мерзлой частью, препятствующей деформации усадки. В результате при промерзании водонасыщенных дисперсных пород с интенсивной миграцией влаги и льдонакоплением в мерзлой их части формируется узкая зона («шейка»), которая совпадает с областями иссушения в талой и в промерзающей частях образца (см. рис. 4.2, *б*). Причем «недопущенная» усадка в промерзающих породах, очевидно, формируется не только как результат взаимодействия талой и мерзлой зон в образце, но и из-за неравномерного распределения влажности по глубине, подобно такому же явлению в талых иссушающихся грунтах. Наличие неравномерных деформаций усадки в талой части грунта приводит к развитию в нем объемно-градиентных напряжений.

Экспериментальные исследования показывают, что в промерзающих породах возникают напряжения усадки, возрастающие во времени до некоторой максимальной величины, определяемой в каждый момент времени соотношением сил структур-

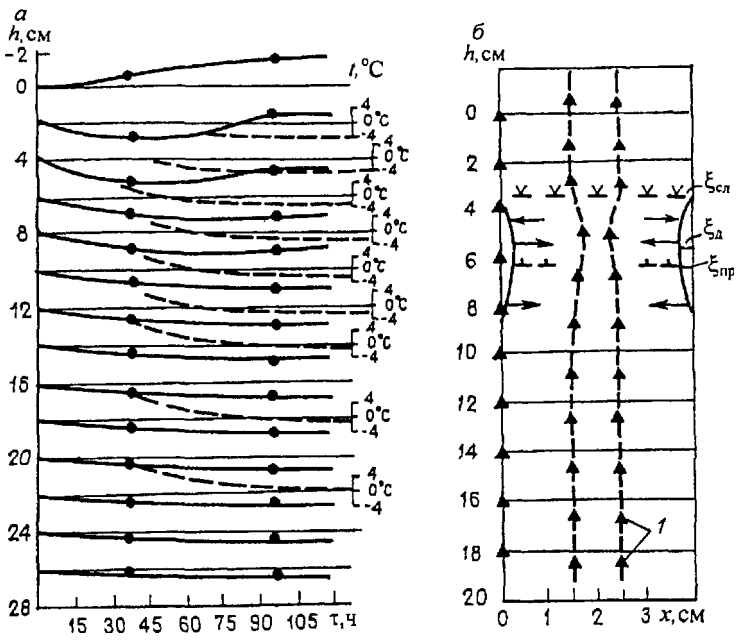


Рис. 4.2. Изменение температуры (пунктирная линия) и перемещение датчиков деформации (*1*) во времени в вертикальном (*а*) и горизонтальном (*б*) направлениях на момент окончания опыта в различных сечениях образца промораживаемой ($t_в$=−5°С) каолинитовой глины

ного сцепления породы с силами, стремящимися разрушить его. Причем датчики напряжений фиксируют начало их роста только тогда, когда в породе уже сформировалась мерзлая зона и началась интенсивная миграция влаги к фронту сегрегационного льдовыделения (рис. 4.3, *а*). Максимальной величины эти напряжения достигают обычно в промерзающей зоне (см. рис. 4.3, *б*), т. е. между фронтом промерзания и визуальной границей сегрегационного льдовыделения, поскольку здесь еще продолжается процесс обезвоживания (дегидратации) породы вследствие постепенного вымерзания воды.

С увеличением дисперсности грунтов возрастают напряжения усадки и их градиенты. Эксперименты показывают, что максимальные по величине $P_{ус}$ развиваются в глинах (0,08—0,2 МПа и более), а минимальные — в супесях (не более 0,04 МПа).

На развитие процесса усадки в промерзающих грунтах особенно сильно влияют условия промерзания. Так, большая скорость промерзания приводит к меньшему обезвоживанию образца породы, меньшей мощности иссушенной зоны в нем и, соответственно, к меньшим деформациям усадки. Причем малой оказывается не только общая усадка, но и соответственно «недопущенная» усадка,

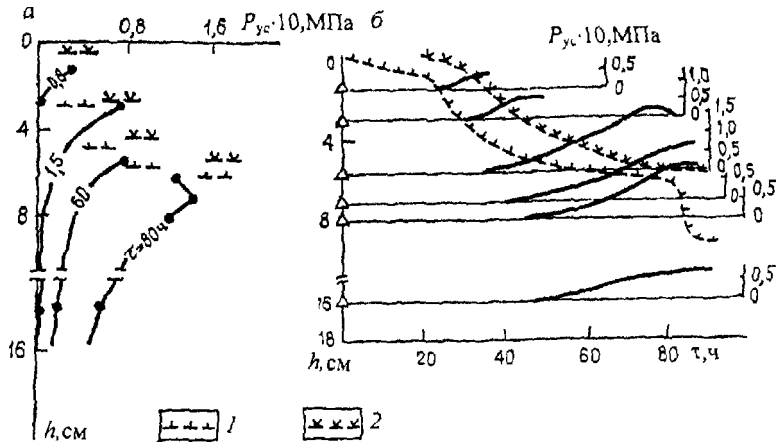


Рис. 4.3. Характер распределения объемно-градиентных напряжений на отдельные моменты времени (*а*) и во времени (*б*) по высоте образца промерзающей каолинитовой глины:

1 — фронт промерзания, *2* — визуальная граница сегрегационного льдовыделения

что приводит к развитию меньших величин $P_{ус}$. Однако в быстро промерзающих грунтах при этом формируются большие grad $P_{ус}$ (рис. 4.4, *а*) за счет возникновения больших grad W и меньших по мощности зон иссушения. Все это обеспечивает, в конечном итоге, более частое зарождение и образование ледяных прослоев (см. рис. 4.4, *б*). В мерзлой части образца породы, характеризующегося постепенным понижением отрицательной температуры, вымерзанием части воды, миграцией незамерзшей влаги и интенсивным сегрегационным льдовыделением, проявляется действие трех факторов, имеющих большое значение в формировании напряжений и деформаций пучения: 1) кристаллизация воды при переходе ее в лед и увеличение объема на 9%, формирующие напряжения и деформации распучивания; 2) расклинивающее действие тонких пленок мигрирующей незамерзшей воды, формирующее напряжения и деформации набухания и 3) усадка минеральной части мерзлой породы при дегидратации грунтовых частиц в результате понижения отрицательной температуры и вымерзания части незамерзшей воды, формирующая напряжения и деформации усадки.

Усадка в мерзлой части породы будет иметь, по-видимому, наиболее существенное значение только в области интенсивных фазовых переходов, т. е. вблизи фронта промерзания. Именно этим и объясняется тот факт, что максимальные напряжения и деформации усадки фиксируются не в талой обезвоживающейся части образца породы, а в мерзлой его части между фронтом промерзания и визуально прослеживаемым фронтом сегрегационного льдо-

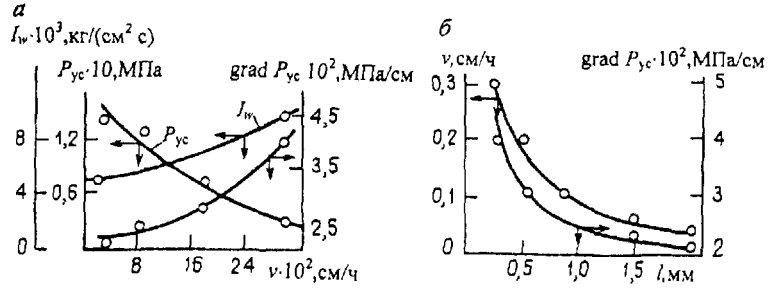


Рис. 4.4. Характер зависимости:

а — между объемно-градиентными напряжениями $P_{ус}$, градиентами напряжений grad$P_{ус}$, скоростью промерзания v и миграционным потоком влаги I_w, *б* — между градиентами напряжений grad$P_{ус}$, скоростью промерзания v и частотой горизонтальных слоев льда l в образцах каолинитовой глины

выделения $\xi_{сл}$, т. е. на границе смены направления деформаций $\xi_д$ в промерзающей породе (см. рис. 4.2, *б*). Действительно, в нижней части промерзающей зоны образца каолинитовой глины (между $\xi_{пр}$ и $\xi_д$), где протекают интенсивные фазовые переходы и развиваются (хотя и слабые) напряжения набухания $P_{наб}$ и распучивания $P_{расп}$ за счет мигрировавшей сюда влаги, датчики деформации фиксируют также развитие процесса усадки, т. е. $P_{ус}-(P_{наб}+P_{расп})>0$. Однако в слое между границей смены направления деформации $\xi_д$ и визуальной границей сегрегационного льдовыделения или границей перехода промерзающей зоны в мерзлую $\xi_{сл}$, где уже происходит значительное влагонакопление (льдонакопление), напряжения набухания—распучивания превышают теперь уже малые напряжения усадки, т. е. $P_{ус}-(P_{наб}+P_{расп}) < 0$. В результате на участке промерзающей зоны от $\xi_д$ до $\xi_{сл}$ развиваются деформации набухания и распучивания, т.е. деформации, противоположные по направлению деформациям усадки (см. рис. 4.2). Очевидно, что на подвижной и переменной границе смены направления деформаций должно быть равенство противоположных сил, т.е. $P_{ус} = P_{наб} + P_{расп}$, и эта граница является плоскостью равных по величине, но различных по знаку напряжений.

Специальными экспериментами установлено, что замерзание воды в замкнутом объеме, каким могут являться поры грунта, может привести к возникновению значительных напряжений в условиях недопущения деформации распучивания. Приближенно их можно оценить из уравнения Клапейрона — Клаузиуса: они составляют около 13,4 МПа на 1°С понижения отрицательной температуры. Поскольку природные грунты не являются «закрытой» и недеформируемой системой, доля напряжений распучивания в общей величине напряжений и деформаций пучения промерзающих пород оказывается в большинстве случаев не доминирую-

щей, а проявляется как некая добавка к напряжениям набухания, развивающимся из-за расклинивающего действия тонких пленок мигрирующей воды. Расклинивающее действие тонких пленок незамерзшей воды, вызывающее одновременно и ее миграцию, таким образом, играет большую роль при формировании напряжений пучения.

Решающее значение в развитии напряжений пучения и усадки имеет условие недопущения деформации: чем больше недопущенная деформация, тем большие значения напряжений фиксируются в промерзающей породе. Так, результаты исследования напряжений при различных показателях жесткости датчиков $K_д$ показали, что с увеличением $K_д$ от 800 до 1700 МПа/м измеряемые величины напряжений пучения в промерзающих породах возрастали почти в два раза. Увеличение показателя жесткости датчика в данном случае обеспечивало уменьшение допускаемой деформации образца

Сокращение размеров и сжатие талой зоны образца играют существенную роль в формировании напряжений пучения грунта. Действительно, в начале промерзания талая зона обезвоживается и легко деформируется, уменьшаясь в размерах Однако в последующем деформации усадки затухают, а общая деформируемость грунтовой системы уменьшается, что и приводит к накоплению (возрастанию) несрелаксированных напряжений Именно с этим связан тот факт, что с течением времени (по мере углубления фронта промерзания) напряжения пучения возрастают и к концу промерзания достигают наибольших значений (рис. 4.5, *а*).

Напряжения и деформации в промерзающей части дисперсных пород существенно зависят от состава и строения породы. С увеличением дисперсности и пылеватости грунтов при полном их водонасыщении, а также начальной влажности напряжения пучения в целом возрастают в связи с увеличением миграционных потоков влаги (см. рис 4 5).

В такой же мере развитие напряжений и деформаций в дисперсных породах определяют условия промерзания. Так, при наличии внешнего подтока влаги в промерзающий образец («открытая» система) в нем фиксируются более высокие значения напряжений пучения То же прослеживается и при медленном промораживании пород, что, как показывает эксперимент, связано с бо́льшим перераспределением влаги и льдонакоплением в промерзающей зоне образца, а следовательно, с более продолжительным периодом активного деформирования промерзающего грунта за счет расклинивающего действия пленок мигрирующей воды

Пучение и осадка в промерзающих и протаивающих дисперсных породах. Промерзание и протаивание дисперсных пород часто сопровождаются деформацией (поднятием или опусканием) их по-

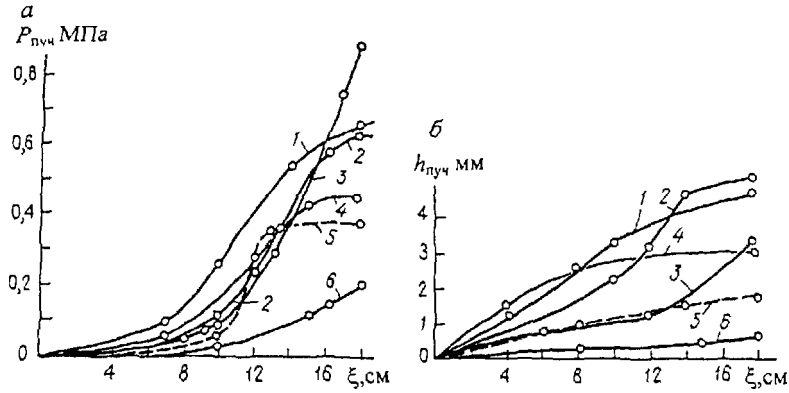


Рис 4 5 Развитие напряжений (*а*) и деформаций (*б*) пучения поверхности промерзающих ($t_{пов}$=−2°С) образцов пород в зависимости от глубины промерзания $\xi_{пр}$

1—3 — глина (*1* — каолинитовая *2* — полиминеральная, *3* — монтмориллонитовая), *4* — торф, *5* — супесь, *6* — песок

верхности, т е *пучением* или *осадкой* дневной поверхности земли Причем при хозяйственном освоении территории особую опасность для инженерных сооружений представляет не абсолютное значение этих деформаций, а их неравномерность по площади За критерий неравномерности, например, площадного пучения, обычно принимается процентное отношение превышения величины пучения одной точки над величиной пучения другой к расстоянию между ними В естественных условиях значения этого коэффициента неравномерности пучения могут изменяться от 3 до 15 %, а изменения абсолютных величин деформаций площадного пучения — от долей до десятков сантиметров

Пучение промерзающих пород может происходить в условиях «открытои» (с подтоком влаги из водоносного горизонта) и «закрытой» (без подтока влаги извне) систем, а также при наличии инъекционного перемещения воды к фронту сегрегационного льдовыделения В любом случае механизм развития деформаций пучения определяется несколькими физико-химическими процессами, доля и роль которых в формировании суммарной величины пучения $h_{пуч}$ зависят от конкретных условий промерзания дисперсных пород В общем виде величина $h_{пуч}$ промерзающего слоя пород может быть выражена следующим образом

$$h_{пуч} = h_{расп} + h_{i} - h_{ус}, \qquad (4\,1)$$

где $h_{расп}$ — величина пучения породы за счет увеличения на 9% объема воды в промерзающей части породы при переходе ее в лед; h_{i} — величина пучения за счет воды, поступившей в мерзлую часть породы в результате миграции или инъекции, $h_{ус}$ —величина деформации усадки породы в промерзшей и талой ее частях

Многочисленными исследованиями установлено, что наибольшую роль в формировании суммарной величины пучения промерзающих пород играет льдонакопление в них за счет влаги, мигрировавшей в мерзлую зону (90—95%). Поэтому при увеличении плотности миграционного потока влаги в промерзающей породе I_w и замедлении скорости промерзания грунта льдонакопление, а следовательно, и величина пучения дисперсных пород возрастают. На этой основе построены практически все существующие расчетные схемы и методы количественной оценки величины пучения промерзающих грунтов (И.А.Золотарь, В.О.Орлов, Н.А.Пузаков и др.). Эти методы позволяют определять максимально возможную величину пучения, т.е., по существу, величины суммарного льдонакопления в мерзлой зоне породы.

В действительности величина пучения существенным образом зависит не только от общей (суммарной) величины льдонакопления в породе, но и от характера распределения льдистости в ней, от типа формирующейся криогенной текстуры и от величины усадки $h_{ус}$ талой зоны промерзающих пород. Так, в случае формирования массивной криотекстуры пучение оказывается незначительным. При формировании в промерзающей породе типично ячеистой («бентонитового» типа) криотекстуры пучение практически отсутствует, что связано со специфическим в этом случае характером роста вертикальных и горизонтальных прослоев льда за счет уменьшения объема ячеек грунта. Максимальная величина пучения обычно наблюдается в случае образования горизонтально-слоистой криогенной текстуры, когда пучение в значительной мере определяется суммарной мощностью ледяных шлиров.

Возрастание плотности миграционного потока влаги в зону интенсивных фазовых переходов в ряду «супесь—суглинок—глина» обусловливает большие величины пучения за счет миграционного льдонакопления в промерзающих глинистых породах. Так, доля миграционного льдонакопления в пучении промерзающей каолинитовой глины составляет 80—95%, а в промерзающем образце пылеватой супеси редко превышает 50—60%. В то же время в глинистых грунтах массивное распучивание обычно не превышает 20%, а в супесчаных — часто может составлять 70—80% и более. Одновременно с этим в ряду «супесь—суглинок—глина» наблюдается рост деформаций усадки, а следовательно, и большее нивелирование деформаций пучения. Деформация усадки $h_{ус}$, зависящая от состава и строения породы и условий промерзания, может достигать существенной величины, а иногда в специфических условиях даже перекрывать значение h_i. Следовательно, с учетом усадки талой зоны грунта известный литологический ряд грунтов по величине пучения может изменяться. Несмотря на сравнительно большие величины миграционного льдонакопления в глине,

величина пучения в ней может быть даже меньше, чем в суглинке, за счет развития больших деформаций усадки. Так, например, в монтмориллонитовых глинах усадка способна уменьшить величину пучения на 80—90%.

Развитие деформаций пучения в промерзающих грунтах существенно зависит от условий промерзания, т.е. от градиента температуры в зоне интенсивных фазовых переходов, скорости промерзания и возможности подтока влаги извне. Так, с увеличением градиента температуры обычно наблюдается рост плотности миграционного потока влаги $I_w^м$ и суммарной величины пучения $h_{пуч}$. Увеличение скорости промерзания во всех случаях сопровождается уменьшением суммарного льдонакопления и величины пучения. Промерзание пород в условиях «открытой» системы, т.е. с подтоком влаги из водоносного горизонта (за счет миграции или инъекции), практически всегда сопровождается резким увеличением деформаций пучения по сравнению с «закрытой» системой. Наличие пригрузки на промерзающую породу, т.е. промерзание под давлением, приводит к уменьшению величины пучения вследствие уменьшения плотности миграционного потока влаги в мерзлой части породы.

Осадка протаивающих пород по своей природе характеризуется более сложным механизмом и рядом отличительных черт по сравнению с пучением промерзающих пород. В общем виде величина осадки S_{oc} в естественных условиях (без действия внешней пригрузки) может быть выражена следующим образом:

$$S_{oc} = h_l^м + h_{наб}^{от} - S_{oc}^{l} - S_{ус}^{т}, \qquad (4.2)$$

где S_{oc}^{l} — величина деформации осадки грунта за счет вытаивания перового льда и ледяных прослоев; $S_{ус}^{т}$ — величина деформации усадки в талой обезвоживающейся части протаивающей породы; $h_l^м$ — величина деформации пучения за счет миграции влаги и льдонакопления в мерзлой части протаивающей породы; $h_{наб}^{от}$ — величина деформации набухания в оттаивающей части породы при переходе ее из мерзлого состояния в талое. Как следует из выражения (4.2), в особых случаях, например при медленном протаивании мерзлых пород с массивной криогенной текстурой и большой плотностью минерального скелета грунта, когда составляющие S_{oc}^{l} и $S_{ус}^{т}$ характеризуются сравнительно малыми величинами, а составляющие $h_l^м$ и $h_{наб}^{от}$ (за счет достаточно высокой и продолжительной миграции влаги в мерзлую часть образца и большой величины набухания) оказываются существенными, результирующая деформирования поверхности S_{oc} грунта может приобретать положительные значения. Другими словами, в этом случае дневная поверхность грунта будет испытывать не опускание (осадку), а поднятие (пучение).

Преобладающими в естественных (природных) условиях являются деформации осадки (опускания дневной поверхности) протаивающих пород за счет вытаивания порового льда с уменьшением его объема на 9% ($S_{пор}$) и ледяных включений ($S_{шл}$). Однако при быстром вытаивании ледяных шлиров не всегда происходит полное закрытие образующихся пустот грунта, а потому суммарная величина $S'_{ос}$ чаще всего оказывается меньше (на несколько процентов) суммарной мощности вытаивающих ледяных шлиров и порового льда ($S_{пор} + S_{шл}$). Только при медленном протаивании мерзлых пород со шлировой криогенной текстурой возможно полное закрытие пустот, занимаемых в мерзлой породе сегрегационными прослоями льда, т. е. в этом случае $S'_{ос} = S_{шл} + S_{пор}$. В целом суммарная величина осадки оказывается тем больше, чем больше льдистость протаивающей мерзлой породы и чем больше в ней содержание ледяных шлиров, которые при вытаивании вносят наиболее существенный вклад в составляющую $S'_{ос}$. Максимальные осадки характерны для мерзлых пород со слоистой и сетчатой криогенными текстурами.

Для песчаных и крупнообломочных мерзлых пород в практических целях можно принимать $S_{ос} \approx S'_{ос}$. Однако в общем случае величина $S_{ос}$ редко оказывается равной $S'_{ос}$, что отчетливо проявляется в глинистых породах. Действительно, даже при отсутствии миграции влаги в мерзлую часть протаивающей породы (когда $h'^{м}_{l} + S^{т}_{ус} \to 0$) для минеральной части глинистых мерзлых пород характерно развитие процесса набухания. Деформации набухания при этом могут достигать ощутимых величин (рис. 4.6, *а*), особенно в породах с подвижной кристаллической решеткой. Известны случаи, когда при проходе шахтных стволов протаивание переувлажненных мерзлых глинистых пород приводило не к осад-

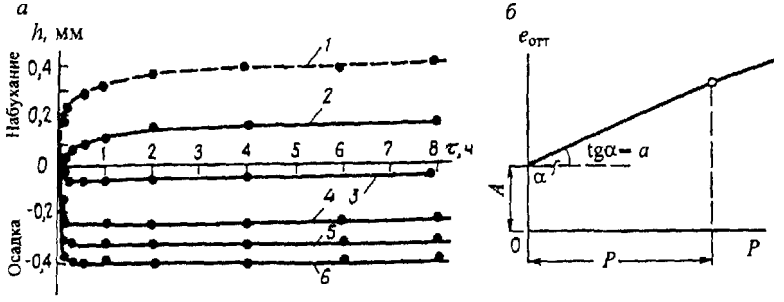


Рис 4.6. Влияние внешней нагрузки на динамику развития деформаций (*а*) при оттаивании глины (*по Ю.Г Федосееву*) и на относительную осадку протаивающих пород (*б*)

1—6 — нагрузка, МПа (*1* — 0,01, *2* — 0,05, *3* — 0,1, *4* — 0,15, *5* — 0,3, *6* — 0,4) Пунктирной и сплошной линиями обозначены образцы, предварительно уплотненные и замороженные при давлениях соответственно 0,6 и 0,8 МПа

ке, а к положительному деформированию поверхности породы за счет ее набухания

Рассмотренные выше особенности развития деформаций осадки протаивающих пород относились к случаю так называемой «тепловой» осадки, когда к мерзлой породе не прилагалась какая-либо существенная нагрузка (бытовая или от массы инженерного сооружения). В инженерной практике обычно используется понятие стабилизированной осадки или $S_{отт}$, определяемой в условиях действия сплошной нагрузки P на протаивающий грунт до момента полного его оттаивания и стабилизации осадок уплотнения. Стабилизированная осадка в таком случае будет складываться из осадки оттаивания $S_{ос}$, или «тепловой» осадки, не зависящей от величины внешнего давления, и осадки уплотнения $S_{упл}$ — прямой функции от нормального давления, т е $S_{ос}(P) = (S_{ос} + S_{упл})$ Из сопоставления компрессионных кривых для немерзлых и протаивающих грунтов следует, что наибольшие деформации и изменения коэффициентов пористости ε возникают не в процессе доуплотнения оттаявшей породы, а в ходе ее протаивания, т е в большинстве случаев должно иметь место соотношение $S_{ос} > S_{упл}$ Такая же зависимость подтверждается и графиками изменения относительной осадки ($e_{отт} = (S_{ос} + S_{упл})/l = S_{ос}(P)/l$, где l — высота протаявшего массива грунта мерзлых пород при оттаивании с одновременным уплотнением их компрессионно-уплотняющей нагрузкой P (см. рис. 4.6, *б*). Уравнение прямой $e_{отт} = f(P)$ в таком случае приобретает вид $e_{отт} = A + a\,P$ или

$$S_{отт} = S_{ос} + S_{упл} = A \cdot l + a\,l \cdot P, \qquad (4.3)$$

где A — коэффициент оттаивания при тепловой осадке ($P = 0$); a — коэффициент относительного уплотнения мерзлого грунта при оттаивании

При протаивании мерзлых грунтов резко меняются их текстура и структура, во много раз уменьшается сцепление оттаявшей породы ($C_{отт} \ll C_{м}$) и в несколько раз возрастает фильтрационная способность ее по сравнению даже с немерзлыми грунтами того же состава Все это определяет характер и интенсивность развития процесса сжимаемости оттаявшей породы, т е. определяет величину осадки уплотнения $S_{упл}$. Существенным показателем оценки осадки уплотнения протаивающих пород во времени является их льдистость i Для сильнольдистых грунтов может быть применена теория фильтрационной консолидации, и величина $S_{упл}$ прежде всего определится условиями фильтрации воды из оттаявшей зоны грунта. Для слабольдистых грунтов преимущественно применяется теория ползучести, а величина $S_{упл}$ определяется в основном структурными преобразованиями породы за счет вязкопластичного перемещения грунтовых частиц и агрегатов

4.3. Физико-механические процессы в мерзлых породах, вызванные изменением температуры

Изменение температуры горных пород приводит к развитию в них существенных объемных деформаций (сокращения или расширения) и объемно-градиентных напряжений (растяжения или сжатия). Так, с понижением температуры энергия кристаллической решетки возрастает в связи со снижением интенсивности теплового движения слагающих ее атомов и молекул и соответствующим уменьшением размеров решетки, что проявляется в некотором снижении коэффициентов линейного α или объемного β температурного деформирования (рис. 4.7, *а*). Коэффициенты температурного деформирования, по-видимому, больше у тех горных пород и минералов, у которых меньше энергия кристаллической решетки (см. рис. 4.7, *б*). Причем поскольку кварц характеризуется высоким значением коэффициента α, то чем больше содержание SiO_2 в горных породах, тем большими значениями β они обладают (см. рис. 4.7, *в*).

Температурные деформации такой сложной и многокомпонентной физико-химической системы, как льдосодержащая мерзлая порода, определяются, с одной стороны, температурными деформациями отдельных слагающих породу компонентов (минеральный скелет, незамерзшая вода, лед), а с другой — объемными деформациями мерзлой породы, вызванными фазовыми переходами влаги в спектре отрицательных температур и развитием таких структурообразовательных процессов, как коагуляция, агрегирование и диспергация грунтовых частиц, микротрещинообразование, миграция и перераспределение в объеме отдельных составляющих грунтовой системы, изменение пористости и др.

Результирующий эффект изменения объема мерзлой породы при колебании ее температуры поэтому не равен простой сумме температурных деформаций отдельных компонентов и оказывается существенно различным для пород разного химико-минерального состава, дисперсности, льдистости, влажности, криогенной структуры и текстуры, поскольку такие породы характеризуются резко отличным развитием и протеканием структурообразовательных процессов. Так, в интервале температур от —1 до —10°С коэффициент α составляет: $1 \cdot 10^{-2}$—$1 \cdot 10^{-4}$ 1/град для мерзлой *глины*, $1 \cdot 10^{-3}$—$1 \cdot 10^{-4}$ 1/град для мерзлых *суглинков* и *супесей* и $1 \cdot 10^{-4}$—$1 \cdot 10^{-5}$ 1/град для *песков*. В то же время коэффициент температурного деформирования основных породообразующих минералов в основном изменяется в пределах $(1-10) \cdot 10^{-6}$ 1/град, а льда — $(3-6) \cdot 10^{-5}$ 1/град. Другими словами, механизм температурного деформирования мерзлых пород является значительно более сложным, чем в сплошных твердых средах. В песчаных породах значения α являются адди-

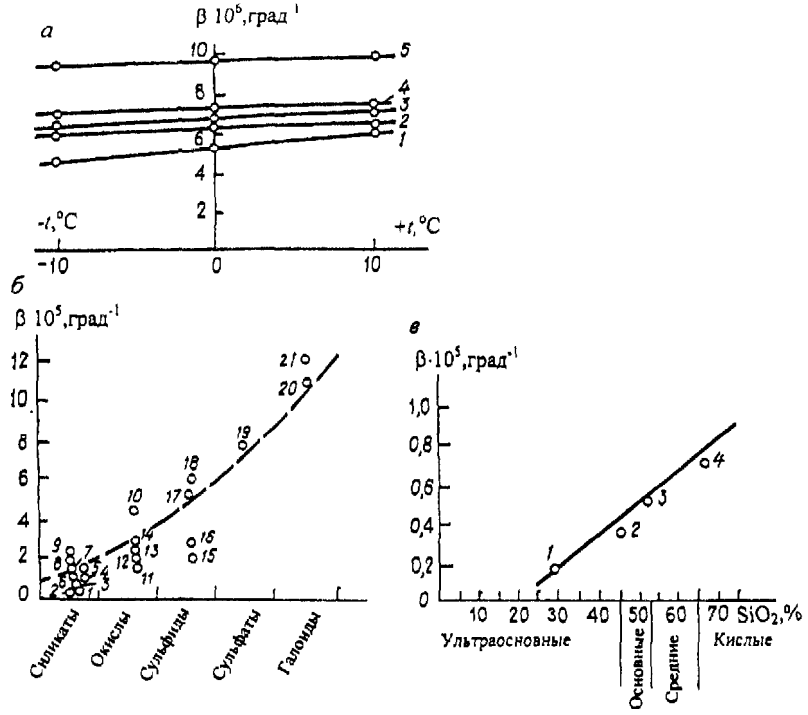


Рис. 4.7. Зависимость коэффициентов объемного (*а, б*) и линейного (*в*) температурного деформирования горных пород:

а — от температуры пород (*1* — гранит, *2* — диабаз, *3* — известняки, *4* — туфолава, *5* — песчаники); *б — от минерального состава* (*1* — ортоклаз, *2* — циркон, *3* — силлиманит, *4* — битовнит, *5* — лабрадор, *6* — топаз, *7* — альбит, *8* — авгит, *9* — роговая обманка, *10* — кварц, *11* — корунд, *12* — рутил, *13* — гематит, *14* — магнетит, *15* — сфалерит, *16* — пирит, *17* — халькопирит, *18* — галенит, *19* — гипс, *20* — сильвин, *21* — галит), *в — от содержания в породах кремнезема* (*1* — дунит, *2* — габбро, *3* — диорит, *4* — гранит)

тивной величиной и могут быть вычислены как сумма деформаций составляющих компонентов мерзлой породы за вычетом деформаций, возникающих при фазовых переходах влаги в результате изменения ее объема на 9%. В глинистых мерзлых породах при медленном изменении отрицательной температуры и возникновении в породе временных локальных градиентов температуры происходит перераспределение незамерзшей воды по объему образцов. Например, в условиях всестороннего охлаждения центральная часть образца претерпевает усадку, обезвоживаясь за счет миграции незамерзшей воды в периферийные части. При начальной степени заполнения пор влагой $G=1$ мерзлые породы претерпевают распучивание, а при $G<1$ практически не изменяют свой объем. Термические деформации компонентов породы в этом случае играют второстепенную роль, а величины температурных деформа-

ций мерзлых пород могут быть в несколько раз больше и даже на несколько порядков превышать значения собственно температурных деформаций компонентов. Поэтому понижение температуры нельдонасыщенных пород ($G<1$) в результате перераспределения влаги и усадочных процессов приводит к значительному сокращению объемов мерзлых глинистых пород. В льдонасыщенных глинистых породах ($G=1$) величины деформаций сокращения существенно уменьшаются и может наблюдаться даже увеличение объема породы за счет преобладания процесса распучивания. При этом стабилизация температурных деформаций мерзлых глинистых пород происходит достаточно медленно — в течение нескольких суток (и даже десятков суток) после того, как образцы уже приняли постоянную температуру, что, очевидно, связано с инерционностью внутренних структурных преобразований породы. Такое явление было названо И.Н.Вотяковым и С.Е.Гречищевым *эффектом температурного последействия*.

Таким образом, основными факторами, определяющими величины и характер развития температурных деформаций мерзлых дисперсных пород, наряду с термическим сокращением и расширением их компонентов, являются фазовые переходы влаги, наличие или отсутствие свободной воздушной пористости и развитие влагообменных процессов в ходе изменения температуры. Интенсивность развития последних зависит как от типа грунта, его состава, строения, степени льдонасыщения, так и от внешних термодинамических условий (*рис* 4.8)

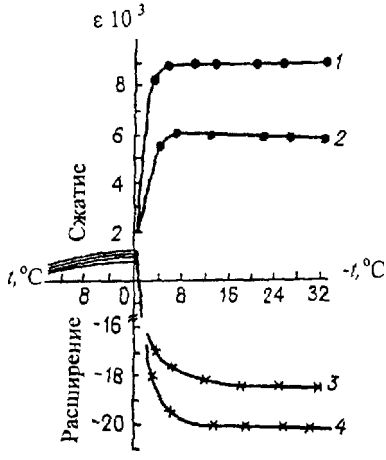


Рис 4 8 Развитие температурных деформаций суглинка (*1* и *4*) и полиминеральной глины (*2* и *3*) при охлаждении от +20 до −30°С при степени влагонасыщения *G*, равной 0,8 (*1* и *2*) и 1,0 (*3* и *4*)

Развитие температурных напряжений в мерзлых породах обусловлено неравномерными изменениями объемов элементов, слагающих породу. Поэтому такие напряжения должны быть отнесены к группе *объемно-градиентных* напряжений, являющихся функциями недопущенных деформаций в объеме мерзлой породы. Отдельные работы, выполненные в этом направлении, позволяют считать, что значения этих напряжений в зависимости от интервала температур, состава и строения мерзлой породы и условий охлаждения могут изменяться в широком диапазоне. Установлено, что с понижением отрицательной температуры (от −2 до −15°С) мерзлых пород напряжения возрастают, обнаруживая максимальные

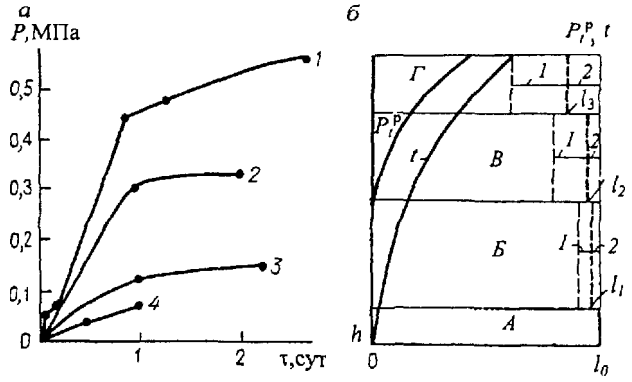


Рис 4 9 Характер развития температурных напряжений в мерзлых породах

а — изменение температурных напряжений во времени при понижении *t* от −2 до −15°С *1—2* — глина (*1* — монтмориллонитовая, *2* — каолинитовая), *3* — супесь, *4* — песок, *б* — изменение температуры *t*, объемно-градиентных напряжений растяжения P_t^p а также линейных размеров образца мерзлых пород *l* по его высоте *h*, *1—2* — температурные деформации породы (*1* — недопущенная, *2* — действительная), l_0—l_3 — границы образца породы, *А—Г* — условно выделяемые слои

значения при минимальных отрицательных температурах. При увеличении дисперсности и повышении содержания в породе минералов группы монтмориллонита наблюдается рост формирующихся в них температурных напряжений (рис 4 9, *а*). Очевидно, что при достаточно больших линейных размерах образцов мерзлых пород (а более строго — грунтового массива) напряжения, суммирующиеся по длине охлаждающегося массива, будут всегда способны превысить сопротивление мерзлой породы на разрыв, что и обеспечивает развитие морозобойных трещин и ликвидацию (расслабление) накопившихся в массиве напряжений.

Температурное растрескивание массивов горных пород особенно ярко проявляется в виде морозобойного растрескивания низкотемпературных пород, подвергающихся в природных условиях активному воздействию сезонных и суточных колебаний отрицательной температуры Перепады температур в массиве пород могут достигать 100°С, а глубина проникновения годовых колебаний температуры — десятков метров

Наличие перепада температур по высоте слоя суточных и годовых температурных колебаний приводит к неравномерным и затухающим по глубине *деформациям растяжения* или *сжатия* Причем полному развитию деформаций вышележащего слоя, испытывающего большие температурные деформации, препятствует нижележащий слой из-за меньшей его деформации при соответственно меньшем абсолютном значении температуры. Таким образом, в условно выделяемых слоях возникают «недопущенные» деформации, связанные с существованием градиента температуры по

высоте массива и вызывающие в конечном итоге объемно-градиентные напряжения растяжения P_t^p или сжатия P_t^c (см. рис. 4.9. *б*). В том случае, когда величина этих напряжений превысит локальную прочность породы на разрыв ($P_t^p > \sigma_{разр}$), происходит зарождение и развитие преимущественно вертикальных температурных трещин.

Ярким проявлением развития процесса морозобойного трещинообразования в массиве дисперсных пород является образование полигональных (в плане) сеток трещин и систем пересекающихся клиновидно-жильных подземных льдов. Приближенная оценка размеров полигонов растрескивания была разработана Б.Н.Достоваловым на основе учета развивающихся в массиве мерзлых пород температурных напряжений. Расстояние между вертикальными трещинами (размер полигонов) при этом может быть определено из следующего соотношения:

$$x = \frac{2P_t^p}{\alpha G \operatorname{grad} t}, \qquad (4.4)$$

где P_t^p — разрывающее напряжение (объемно-градиентные напряжения растяжения, приравниваемые к мгновенному сопротивлению мерзлой породы на сдвиг); α — коэффициент линейного температурного деформирования грунта; G — модуль упругости при сдвиге; $\operatorname{grad} t$ — градиент температуры по глубине массива мерзлой породы. При малых градиентах температуры в однородных грунтовых массивах образуются крупные прямоугольные блоки. С увеличением этих градиентов прямоугольные отдельности делятся последовательно морозобойными трещинами второй и более высокой генерации, в результате чего образуются все более мелкие блоки. В неоднородных массивах мерзлых пород этот процесс усложняется, и морозобойные трещины, естественно, уже не могут быть строго параллельны друг другу. Это приводит к образованию хотя и преимущественно тетрагональных, но уже не прямоугольных, а самых разнообразных по форме полигонов.

Наряду с системой генеральных температурных трещин, разбивающих массив мерзлых пород на сравнительно крупные блоки и глыбы, может происходить формирование и более мелких морозобойных трещин (микротрещин), приводящих к разрушению минералов и дроблению породы на более мелкие отдельности (вплоть до алевритовой фракции). Процессы температурной дезинтеграции (дробления) или температурного разрушения обломков пород или минералов обусловливаются неодинаковыми величинами температурных деформаций слагающих мерзлую породу элементов, что приводит к развитию в объеме «недопущенных» деформаций, а следовательно, и к формированию на границах этих элементов объемно-градиентных напряжений P_a. В том слу-

чае, когда эти напряжения превысят локальную прочность обломка породы или минералов ($P_\alpha > \sigma_{сцл}$), начнется формирование микротрещин. Естественно, что разрушение породы будет происходить не мгновенно, а постепенно, посредством возникновения и последующего развития микротрещин, их слияния и увеличения в результате многократно повторяющегося циклического процесса нагревания—охлаждения.

Разрушение и дробление обломков полиминеральных пород, представленных сложным сочетанием различных минералов, будут определяться объемно-градиентными напряжениями, связанными с максимальной разностью коэффициентов температурной деформации слагающих породу компонентов и минералов ($\Delta\alpha=\alpha_{max}-\alpha_{min}$). Чем больше эта разность, тем больше, очевидно, будет «недопущенная» температурная деформация, а следовательно, и объемно-градиентные напряжения P_α в горной породе, т. е.

$$P_\alpha = k_t \cdot \Delta\alpha_{max} \cdot \Delta t, \qquad (4.5)$$

где k_t — коэффициент пропорциональности или перевода «недопущенных» деформаций в напряжения, Па·°С.

4.4. Физико-механические процессы в мерзлых породах, вызванные действием внешней нагрузки

Под действием внешней нагрузки в мерзлых породах развиваются механические напряжения, выражающиеся через такие взаимосвязанные и последовательно развивающиеся процессы, как упругое (условно-мгновенное и упругого последействия) деформирование, пластическое (затухающая ползучесть, вязкое течение, незатухающая ползучесть или прогрессирующее течение) деформирование и разрушение (хрупкое при нарушении сплошности тела или пластическое с потерей устойчивости породы). Мерзлые породы при этом характеризуются ярко выраженными *реологическими* свойствами, что обусловлено особенностью их внутренних связей и присутствием льда, который представляет собой идеально текучее твердое тело. Резко выраженная, по сравнению с другими твердыми телами, специфичность состава и строения мерзлых пород в конечном итоге и приводит к тому, что под действием приложенных (даже малых) нагрузок деформирование их не прекращается во времени, а может продолжаться в течение весьма длительного периода. Характер деформирования при этом определяется величиной приложенной нагрузки. Так, при малых величинах постоянно действующих нагрузок в условиях свободного бокового деформирования (при сжатии, растяжении или сдвиге) процесс протекает с уменьшающейся скоростью — процесс затухающей ползучести (рис. 4.10, *а*, кривые σ_7—σ_8). При возраста-

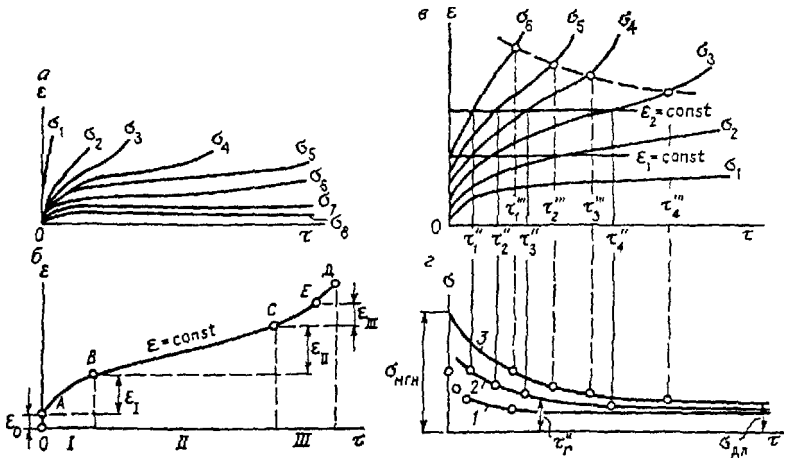


Рис. 4.10. Кривые ползучести мерзлых пород:

а — семейство кривых при различных $\sigma_1 > \sigma_2 > \ldots > \sigma_7 > \sigma_8$, *б* — схематизированная кривая ползучести (I—III — стадии ползучести), *в*, *г* — построение из кривых ползучести кривых релаксации (*1* — при ε_1=const, *2* — при ε_2=const) и длительной прочности (*3*)

нии нагрузок, когда напряжение в мерзлой породе оказывается выше предела, называемого *пределом длительной прочности* $\sigma_{дл}$, или *порогом ползучести*, относительные деформации развиваются с возрастающей скоростью — процесс незатухающей ползучести (см. рис. 4. 10, *а*, кривые σ_1—σ_6).

Схематизированную кривую ползучести можно подразделить на несколько участков, отображающих различные стадии деформирования (см. рис. 4.10, *б*). Участок *ОА* соответствует мгновенной деформации. В зависимости от величины нагрузки эта деформация может быть упругой или упругопластической, она исчезает после снятия нагрузки соответственно полностью или частично. Участок *АВ* отображает деформирование с уменьшающейся скоростью или неустановившуюся стадию (стадия I) ползучести. На этой стадии деформирование мерзлых пород после снятия нагрузки исчезает со временем лишь частично (пластическое последействие), так как включает в себя как структурно-обратимую, так и структурно-необратимую и пластическую деформации. Затухающая ползучесть продолжается или до некоторого конечного значения ε, зависящего от величины напряжения σ, или развивается непрерывно с замедляющейся скоростью. При этом деформации не стабилизируются, а неограниченно нарастают (так называемая вековая ползучесть). В обоих случаях скорость деформирования ε стремится к нулю. При незатухающем процессе деформирования, когда ε=const (участок *ВС*), наступает стадия установившегося или вязкопластического течения (стадия II). Эта стадия полностью необратима.

При больших напряжениях возникает прогрессирующая стадия (участок *СД*) или стадия разрушения (стадия III). Скорость деформирования в этой стадии нарастает, так что приводит к хрупкому или вязкому разрушению мерзлой породы; III стадию целесообразно подразделять на два этапа: первый (участок *СЕ),* на котором еще продолжает развиваться пластическая деформация и не происходит разрушения, и второй (участок *ЕД),* характеризующийся интенсивным развитием микротрещин и катастрофически быстрым нарастанием деформаций приводящих к разрушению.

Продолжительность и роль отдельных стадий ползучести зависят от величины нагрузки. Чем больше нагрузка, тем короче стадия установившегося течения и тем скорее наступает прогрессирующее течение. Роль и значение различных стадий деформирования зависят также от свойств породы. У мерзлых пород развиваются все три стадии ползучести, причем чем пластичнее и льдистее грунт, тем большее значение имеют II и III стадии. У льда незатухающая ползучесть возникает практически при любом напряжении, поэтому основное значение приобретают стадии с постоянной и возрастающей скоростью. Так, величина критического сдвигающего напряжения для льда, при котором возникает его пластическое течение, не превышает 0,01 МПа. Предел же длительной прочности льда при сдвиге (при температуре −0,4°С) составляет не более 0,02 МПа.

Другим, не менее важным проявлением развития реологических процессов в мерзлых породах является *релаксация* (расслабление) напряжений. Ее сущность заключается в том, что для поддержания постоянной (не изменяющейся во времени) величины деформации необходимо постепенное (с течением времени) уменьшение приложенной нагрузки, т. е. снижение развивающихся в породе напряжений. Другими словами, достичь одинаковой величины деформации мерзлой породы ($\varepsilon=\text{const}$) можно путем приложения различных нагрузок, но при уменьшении величины нагрузки для этого потребуется более продолжительное время. При этом получается, что чем длительнее действует нагрузка на образец мерзлой породы (сдвиг, сжатие или растяжение), тем меньшее ее значение требуется для разрушения породы.

Построение кривой релаксации напряжений $\sigma=f(\tau)$ осуществляется посредством использования семейства кривых ползучести $\varepsilon=f(\tau)$ (см. рис. 4.10, *в*) при любом фиксированном значении величины деформации $\varepsilon=\text{const}$ (см. рис. 4.10, *г,* кривые *1, 2).* Используя кривые ползучести, можно построить и кривую длительной прочности мерзлой породы (кривая *3*). Для этого по кривым незатухающей ползучести устанавливают моменты времени, когда начинается прогрессирующее течение (начало III стадии деформирования), и затем по полученным данным строят кривую $\sigma=f(\tau)$. Начальная ордината этой кривой соответствует мгновенной

прочности мерзлой породы $\sigma_{мгн}$. При достаточно большом промежутке времени, когда изменением кривой $\sigma=f(\tau)$ можно практически пренебречь, значение напряжения будет соответствовать предельно длительному сопротивлению $\sigma_{дл}$ разрушения мерзлой породы. Эта величина оказывается важной характеристикой, поскольку при $\sigma>\sigma_{дл}$ ползучесть будет незатухающей (что приводит в конечном итоге к разрушению мерзлой породы), а при $\sigma<\sigma_{дл}$ деформации ползучести будут носить затухающий (во времени) характер. Следовательно, $\sigma_{дл}$ является тем наибольшим напряжением, при котором еще не возникает прогрессирующее течение.

Рассматривая поведение различных тел и материалов под нагрузкой, следует отметить, что для упругих тел оно достаточно полно описывается зависимостью между напряжением и деформацией (закон Гука). У вязких же тел деформация может нарастать во времени под постоянной нагрузкой, и зависимость «напряжение—деформация» теряет смысл. В этом случае обычно используют зависимость «напряжение—скорость деформирования». Как отмечалось С.С.Вяловым (1978), это оказывается более целесообразным, поскольку наблюдается аналогия между этими диаграммами деформирования упругих и вязких тел (рис. 4.11), что позволяет применять решения теории упругости и теории пластичности для задач о вязком течении: линейном в первом случае и нелинейном — во втором. Эти решения с определенными допущениями могут быть использованы посредством формальной замены величины деформации ε на ее скорость $\dot{\varepsilon}=d\varepsilon/dt$.

Графическая зависимость между напряжением и скоростью установившегося течения носит название *реологической кривой*, описываемой уравнениями Ньютона или Бингама (см.рис. 4.11, *д*, *е*). Однако для талых и мерзлых дисперсных пород реологическая кривая оказывается более сложной (см. рис. 4.11, *а*) Течение таких

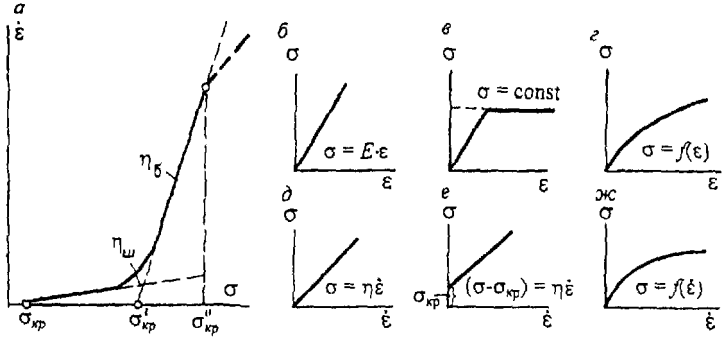


Рис 4.11 Реологическая кривая дисперсных пород (*а*) и диаграммы деформирования тел:

б — упругого (закон Гука), *в* — упругопластического, *г* — нелинейно-упругого, *д* — вязкого (закон Ньютона), *е* — вязкопластического (закон Бингама), *ж* — нелинейно-вязкого

пород с постоянной скоростью начинается только после превышения предела текучести $\sigma_{кр}$. До этого предела деформации обычно являются затухающими. При напряжении $\sigma_{кр} < \sigma < \sigma'_{кр}$ реологическая кривая оказывается близка к прямой, т.е. течение на этом участке кривой развивается с постоянной максимальной вязкостью, называемой *шведовой*: $\eta_ш = (\sigma - \sigma_{кр})/\dot{\varepsilon} = tg\alpha$. Когда $\sigma'_{кр} < \sigma < \sigma''_{кр}$ на рассматриваемой реологической кривой мерзлых пород обнаруживается еще один линейный участок, где деформирование (течение) происходит с постоянной минимальной вязкостью, называемой *бингамовой* $\eta_б = (\sigma - \sigma'_{кр})/\dot{\varepsilon} = tg\alpha'$. Таким образом, деформирование (течение) мерзлых пород с постоянной скоростью характеризуется двумя предельными значениями вязкости: наибольшей $\eta_ш$, соответствующей практически ненарушенной структуре, и наименьшей $\eta_б$, соответствующей предельно разрушенной структуре породы.

Существенное значение для развития реологических процессов в мерзлых породах имеет наличие в них специфических льдоцементационных связей, криогенных текстур и структур. Деформирование мерзлых пород за счет смещения отдельных грунтовых частиц микроагрегатов относительно друг друга происходит по разделяющим их пленкам связанной воды и включениям льда, которые в своем преобладающем большинстве и являются ослабленными в прочностном отношении участками — *«дефектами»* каркаса мерзлой породы. Дальнейшее развитие этих «дефектов» и превращение их в микротрещины или локальные зоны дислокаций должны играть основную роль в процессе разрушения мерзлой породы, вызывая ослабление межчастичных и межагрегатных связей и снижение локальной структурной прочности мерзлой породы на отдельных ее участках.

При увеличении льдосодержания мерзлой породы как мгновенная, так и длительная прочность при различных видах деформирования (сдвиге, сжатии, растяжении) уменьшается, достигая в пределе значения прочности льда. Следовательно, при длительном деформировании мерзлых пород в зонах сдвига, микросдвига или растяжения за счет подтока сюда мигрирующей незамерзшей воды и увеличения льдистости должно отмечаться снижение локальной прочности во времени. Ориентировка возникающих микрошлиров льда и переориентировка грунтовых микроагрегатов вдоль плоскостей сдвига и микросдвига также обусловливают уменьшение сопротивления сдвигу, растяжению или сжатию мерзлой породы на этих локальных участках. Это способствует развитию таких деформаций, как незатухающая ползучесть, текучесть или прогрессирующая ползучесть, заканчивающиеся нарушением сплошности и устойчивости породы. Другими словами, одна и та же постоянная во времени нагрузка приводит в

связи с прогрессирующим уменьшением прочности мерзлой породы к возрастанию деформаций.

Однако наряду с вышеописанными процессами структурного преобразования (расслабления) мерзлой породы, при медленном деформировании в ней одновременно развиваются и противоположные процессы и явления. К ним можно отнести «залечивание» дефектов структуры, закрытие микротрещин, уменьшение межагрегатной и агрегатной пористости, перекомпоновку и более плотную упаковку грунтовых частиц и агрегатов, восстановление связей и увеличение -молекулярного и цементационного сцепления и др. Все это, естественно, приводит к упрочнению (повышению прочности) мерзлой породы и снижению ее деформируемости. Согласно С.С.Вялову, Н.А.Цытовичу и другим исследователям, зарождение и развитие реологических процессов (ползучести и релаксации напряжений) в мерзлых породах определяются двумя одновременно протекающими и взаимопротивоположными процессами структурного преобразования: упрочнением и расслаблением породы. Если упрочнение преобладает над расслаблением, то деформация ползучести затухает. При взаимной компенсации расслабления и упрочнения деформация развивается непрерывно с постоянной скоростью (вязкопластическое течение). Если же расслабление преобладает над упрочнением, то деформация нарастает, и в мерзлой породе развивается незатухающая (прогрессирующая) ползучесть.

Природа и механизм медленного деформирования (ползучести) мерзлых пород оказываются различными для разных стадий процесса ползучести (см. рис. 4.10, *б*). На первой — неустановившейся— стадии (затухающая ползучесть) обычно наблюдаются лишь небольшие изменения структуры мерзлой породы. При этом уменьшается межагрегатная пористость, происходят отжатие воздуха и некоторое перераспределение льдистости — влажности, залечивание старых и вновь возникающих дефектов структуры; в результате смещения и более плотной упаковки грунтовых частиц и агрегатов наблюдаются восстановление старых и возникновение новых межчастичных связей. В целом отмечается упрочнение мерзлого грунта, что и обусловливает затухающий характер деформирования.

На второй стадии деформирования отмечаются более существенные структурные изменения мерзлой породы. Начинаются распад и дробление агрегатов и переориентировка их базальными плоскостями в направлении вектора сдвигающих касательных напряжений либо по нормали к сжимающим напряжениям, что снижает сопротивление породы действию приложенной нагрузки. Возрастает нарушение структурных связей по наиболее ослабленным участкам мерзлой породы, происходит рост дефектов структуры. Процессы структурообразования, приводящие к упрочне-

нию породы, в этом случае имеют уже сугубо подчиненное значение. Главенствующую же роль на этой стадии деформирования приобретает процесс миграции незамерзшей воды к зонам концентрации сдвигающих или растягивающих напряжений. При этом образовавшиеся вдоль плоскостей сдвига (микросдвига) или растяжения сегрегационные шлиры льда способствуют скольжению или разрыву породы и ускоряют процесс течения, приводя к постепенному и равномерному во времени снижению сопротивления мерзлого грунта нагрузкам, т.е. к его монотонному расслаблению и деформированию с постоянной скоростью.

Наконец, достаточно долгое действие приложенной нагрузки приводит к образованию предельно льдонасыщенного участка грунта, представляющего собой, по существу, ледяное тело с грунтовыми включениями и обладающего всеми свойствами уже не породы, а льда. При таком преобразовании структуры мерзлой породы ее упрочнение становится практически невозможным. В результате процесс деформирования переходит в стадию прогрессирующего течения, заканчивающуюся пластической потерей устойчивости породы.

При рассмотрении механизма деформирования мерзлых пород всегда следует учитывать не только продолжительность действия нагрузки, но и ее величину. Так, на кривых ползучести (см. рис. 4.10, *а*) видно, что при увеличении приложенной нагрузки участок с постоянной скоростью деформирования уменьшается, а затем и вообще исчезает, а далее начинается стадия прогрессирующей ползучести. Очевидно, что при действии больших нагрузок процессы миграции незамерзшей воды и перераспределения льдистости в мерзлой породе при этом уже не имеют существенного значения.

Если исключить из рассмотрения случаи ограниченного (трехосные испытания) или полностью невозможного (компрессия) бокового деформирования мерзлых пород под действием внешней нагрузки, то поведение грунтов во всех остальных случаях, т.е. при сдвиге, сжатии и растяжении (в условиях свободного бокового деформирования), будет характеризоваться рядом сходных черт. Все виды деформаций при этом могут быть условно разделены на *мгновенные*, *длительные* и деформации *разрушения*. Из мгновенных деформаций мерзлых пород наибольшее практическое значение имеют упругие деформации, а из длительных — деформации затухающей ползучести и пластичновязкого течения, переходящего при определенных условиях в прогрессирующее течение. Среди деформаций разрушения обычно выделяют хрупкие деформации разрушения, когда происходит нарушение сплошности мерзлой породы, и недопустимые пластические изменения формы, приводящие к потере несущей способности и устойчивости породы. Эти деформации неразрывно связаны со способностью мерзлых

пород сопротивляться действию внешней нагрузки, т.е. с сопротивлением породы (мгновенным и длительным) сжатию, растяжению, сдвигу и т. д

Длительные деформации мерзлых пород представляют особый интерес как в общетеоретическом (геологическом) плане, так и применительно к хозяйственной деятельности человека. Среди этих деформаций, развивающихся в условиях свободного деформирования, наибольшую продолжительность и наибольшее практическое значение имеет установившееся или пластичновязкое течение с постоянной скоростью деформирования. Характер кривых ползучести при сжатии, сдвиге и растяжении в целом является подобным (все три стадии ползучести и переходы из одной стадии в другую выражены четко), различие касается лишь количественной стороны процесса. Это следует из экспериментальных данных, приведенных С.С.Вяловым (1978) для мерзлых пород (рис. 4.12), которые показывают, что в случае сдвига и сжатия переход от затухающей к незатухающей ползучести происходит при напряжениях, составляющих 25—50% от условно-мгновенной прочности мерзлой породы, а в случае растяжения — при нагрузках 8—10% от $\sigma_{мгн}$. Стадия неустановившегося течения может развиваться на протяжении сотен часов и более, стадия пластичновязкого течения — нескольких тысяч часов, а стадия прогрессирующего течения (до момента разрушения породы) в зависимости от величины прилагаемой нагрузки — от единиц до сотен часов и более.

В практическом отношении наибольший интерес представляет выявление влияния на характер длительного деформирования состава, криогенного строения и свойств (в том числе температуры) мерзлых пород. В пластичномерзлых глинистых породах, характеризующихся большим содержанием незамерзшей воды и льда, высокими отрицательными температурами и агрегационными и льдоагрегационными типами контактов, стадия установившегося течения может продолжаться долгое время, переходя при $\sigma \approx 0{,}1—0{,}5\ \sigma_{мгн}$ в стадию прогрессирующей, или «вековой», ползучести. В твердомерзлых породах, характеризующихся малым содержанием льда и незамерзшей воды, низкими отрицательными температурами, льдокристаллизационными, коагуляционными и льдокоагуляционными типами контактов, обычно преобладает стадия затухающего деформирования, которая нередко переходит сразу (минуя стадию установившегося течения) в стадию прогрессирующего течения. Прогрессирующее деформирование начинает развиваться при нагрузках $\sigma \approx 0{,}5—0{,}7\sigma_{мгн}$ и продолжается сравнительно короткое время, приводя к преимущественно хрупкому разрушению.

Характер деформирования мерзлых пород *на стадии вязкопластического течения* с постоянной скоростью хорошо прослежива-

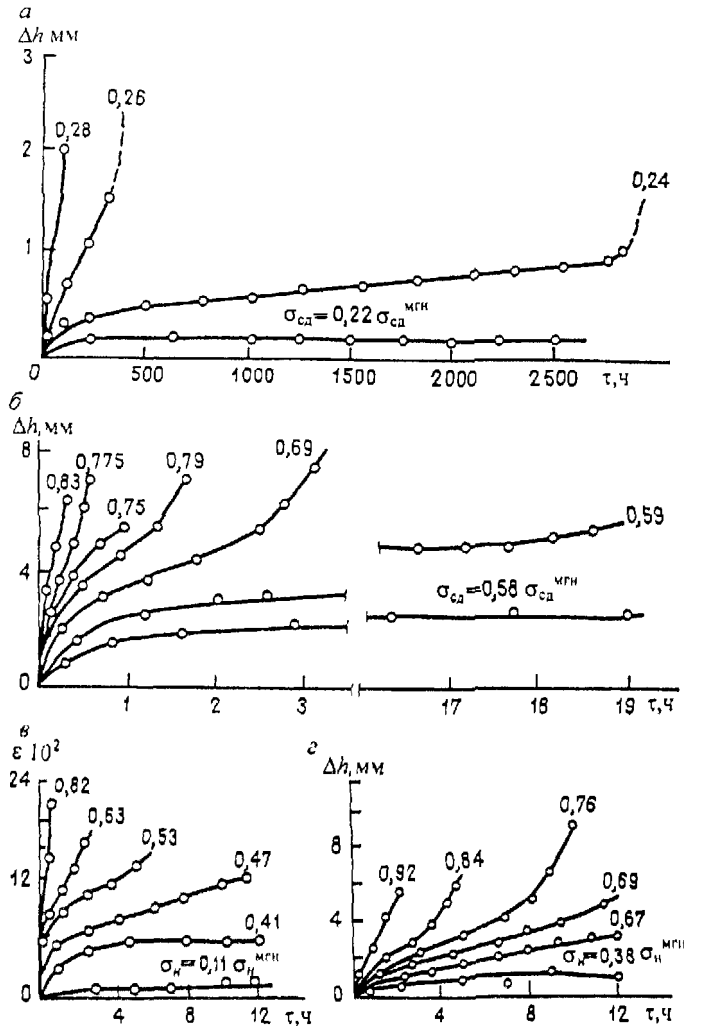


Рис 4 12 Кривые ползучести мерзлых пород (по С С Вялову)

а — суглинок (сдвиг вдоль вмороженного цилиндрического стержня при $t = -0{,}4$°С), *б* — супесь (сдвиг на срезном приборе при $t = -10$°С), *в* — супесь (одноосное сжатие при $t = -20$°С), *г* — полиминеральная глина (одноосное сжатие при $t = -20$°С), Δh — деформация, ε — относительная деформация

ется на реологических кривых ($\varepsilon = f(\sigma)$) и определяется коэффициентом вязкости η Существование в породе пленочной незамерзшей воды является определяющим фактором в развитии ползучести и формировании вязкости мерзлого грунта. Так, по Н.А Цытовичу (1973), в опытах при $t = -0{,}8$°С коэффициент вязкости мерзлой супеси при $W_c \approx 19\%$ оказался равным $\eta \approx 1{,}9 \cdot 10^{11}$ Па·с, а мерзлой глины при $W_c \approx 28\%$ — $\eta \approx 0{,}9 \cdot 10^{11}$ Па·с, что почти на порядок

меньше коэффициента вязкости чистого льда, который при $t \approx -0°C$ равен $\eta \approx 1{,}2 \cdot 10^{11}$ Па·с. Это объясняется, очевидно, тем, что в области значительных фазовых переходов мерзлая глина содержит значительно большее количество незамерзшей воды, что и обусловливает большую скорость течения глины по сравнению с супесью и со льдом. С понижением отрицательной температуры вязкость мерзлых пород поэтому возрастает. При этом коэффициент вязкости является не константой мерзлой породы, а характеристикой процесса деформирования, существенным образом зависящей как от предыстории напряженно-деформированного состояния породы и характера развития деформаций, так и от вида загружения (сжатие, сдвиг, растяжение, кручение), способа приложения нагрузки (одно-, двух- или трехосные испытания) и условий нагружения.

Поведение мерзлых пород под действием внешней нагрузки в случае компрессионных или трехосных испытаний существенно отличается от такового в условиях свободного бокового деформирования. Так, при компрессионном сжатии (без возможности бокового расширения мерзлой породы) или при действии сплошной равномерно распределенной по поверхности грунтового массива нагрузки деформация ползучести будет всегда затухающей. Однако практически все мерзлые породы, особенно высокотемпературные и сильнольдистые, как показано А.Г.Бродской, С.С.Вяловым и Н.А.Цытовичем, характеризуются значительной сжимаемостью (уплотняемостью) под нагрузкой во времени. Происходит это за счет упругого деформирования и закрытия пустых пор, трещин и других дефектов мерзлой породы, а также в результате уменьшения пористости органо-минерального скелета при удалении незамерзшей воды и льда из мерзлой породы. Экспериментальные исследования показывают, что уплотнение (консолидация) мерзлых пород неразрывно связана с развитием ряда сложнейших физико-химических процессов. Прежде всего к ним относятся: фазовые переходы льда в связанную воду, фильтрация и миграция незамерзшей влаги, перераспределение льдистости в породе и преобразование ее микростроения, сдвиговые перемещения грунтовых частиц и их агрегатов и др. В целом давление, передаваемое на льдонасыщенную породу, распределяется между грунтовым скелетом, льдом и незамерзшей водой, которые во времени ведут себя различно под действием нагрузки. Поэтому характер кривых консолидации и компрессии мерзлых пород существенно зависит от состава, криогенного строения, льдистости, степени заполнения пор грунта льдом, а также от величин отрицательной температуры и действующей нагрузки (рис. 4.13).

Большое значение в деформировании мерзлой породы, подвергающейся компрессионному сжатию, имеют перемещение не-

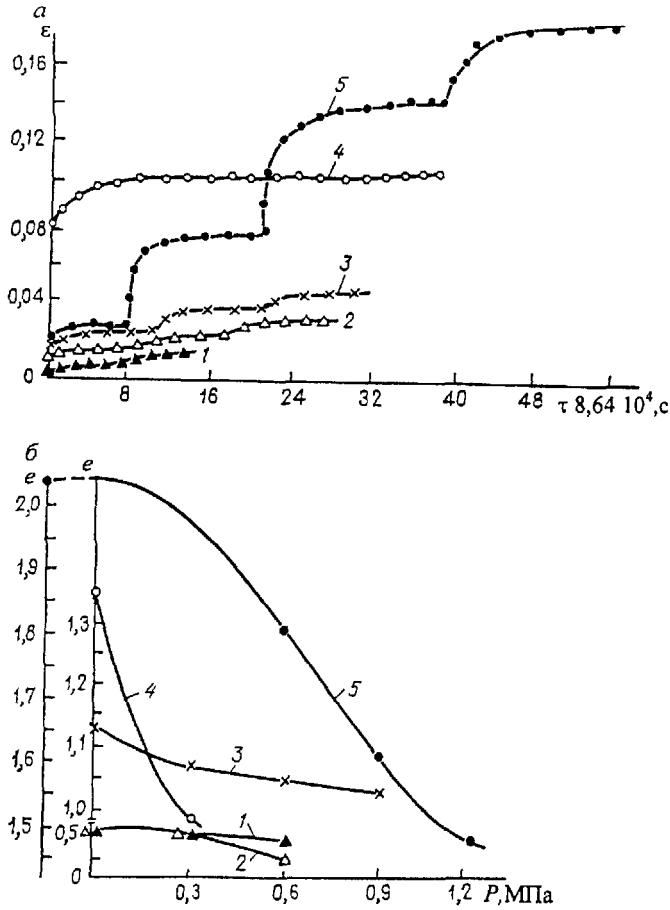


Рис. 4.13 Кривые консолидации (*а*) и компрессии (*б*) мерзлых пород при ступени нагрузки 0,3 МПа (ε— относительная деформация, *e* — каэффициент пористости)

1 и *2* — при температуре опыта −3 и −1,5°С, *3*—*5* — глина полиминеральная (*3* — льдонасыщенная (G=1), *4* — засоленная (z=1,5%), *5* — нельдонасыщенная (G=0,6))

замерзшей воды и удаление ее из грунтовой системы, в результате чего суммарная влажность—льдистость породы уменьшается. Деформация мерзлой породы, связанная с фильтрационно-миграционным компрессионным уплотнением мерзлой породы, нередко еще именуется первичной консолидацией, поскольку предполагается, что в наибольшей степени она проявляется в начальный период после загружения породы. С течением же времени ее доля составляет все меньшую часть от суммарной (стабилизированной) деформации уплотнения мерзлых пород. В общем фильтрационно-миграционная деформация наиболее ярко проявляется во влагонасыщенных (G=1) мерзлых глинистых породах и может состав-

лять 40—80% от величины суммарной (стабилизированной) деформации.

Механизм перемещения незамерзшей воды в компрессионно-сжимаемой мерзлой породе, по-видимому, является в основном фильтрационным (под действием градиента внешнего давления), хотя нельзя исключать из рассмотрения и процесс миграции пленочной воды к периферии образца за счет градиента полного термодинамического потенциала влаги. Процесс фильтрации обусловливается тем, что на границе «пористый штамп—мерзлая порода» давление в поровой (незамерзшей) влаге равняется атмосферному, а в центральной части образца оно максимально. Одновременно с этим в центральной части образца из-за повышенного давления возрастает содержание незамерзшей воды вследствие подплавления льда и увеличивается толщина пленок воды по сравнению с периферийными участками. В результате этих двух процессов (фильтрации и миграции) происходит перемещение влаги от центра образца к периферии и удаление ее за пределы мерзлой породы. Отток влаги из грунтовой системы сопровождается перераспределением льдистости и минерального скелета по высоте компрессионно-сжимаемого образца, что четко отражается на кривых изменения влагосодержания и плотности мерзлой породы (рис. 4.14). Причем сначала первичная консолидация захватывает периферийные части образца, а в последующем и центральную его часть. Криогенная текстура мерзлых образцов породы в эксперименте изменялась от массивной (до начала компрессионного уплотнения) к микрослоистой (слои ориентированы перпендикулярно к действующей нагрузке) в центральной части и микросетчатой в периферийной части образца (после действия компрессионной нагрузки). Существенное уменьшение суммарного влагосодержания, и прежде всего льда, в результате фильтрационно-

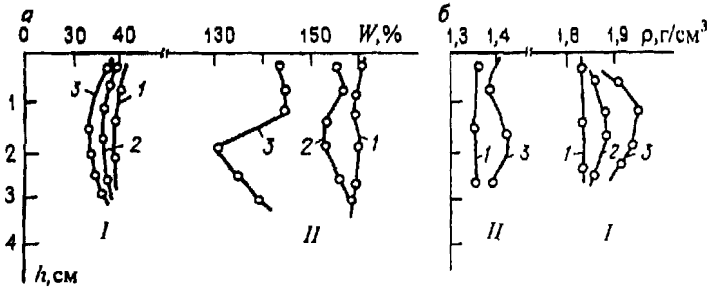


Рис. 4.14. Распределение суммарной влажности (*а*) и плотности (*б*) по высоте мерзлых пород при $t=-1{,}5$°С:

каолинитовой (I) и монтмориллонитовой (II) глин при компрессионном уплотнении нагрузки, равном 0 (*1*), 0,25 (*2*) и 1,2 (*3*) МПа

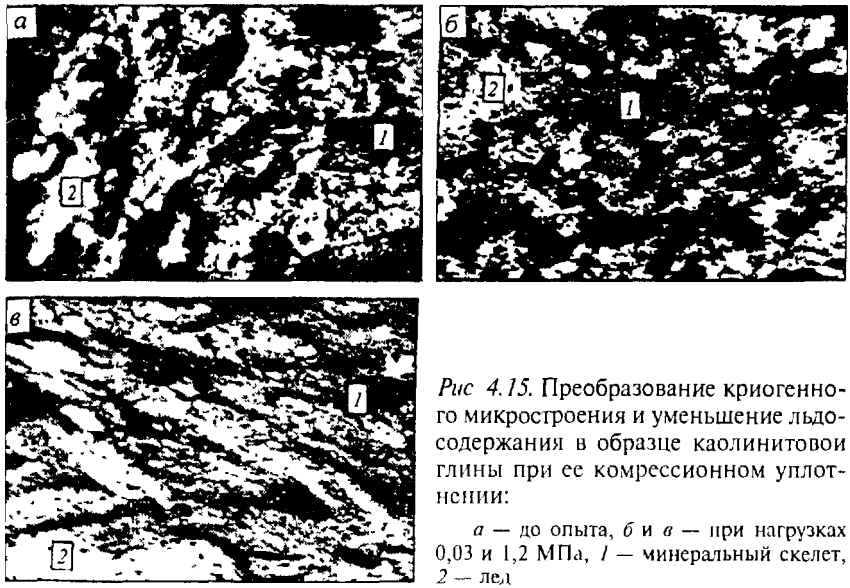


Рис 4.15. Преобразование криогенного микростроения и уменьшение льдосодержания в образце каолинитовои глины при ее компрессионном уплотнении:

а — до опыта, *б* и *в* — при нагрузках 0,03 и 1,2 МПа, *1* — минеральный скелет, *2* — лед

миграционной консолидации в компрессионно-сжимаемом мерзлом образце отчетливо прослеживается на рис. 4.15.

Разделение суммарной осадки уплотнения мерзлых пород на фильтрационно-миграционную (первичную) консолидацию и деформацию затухающей ползучести (вторичная консолидация) осуществить достаточно сложно, поскольку оба вида этих деформаций неразрывны и непрерывны во времени. Уплотнение мерзлой породы в результате вторичной консолидации связывают обычно с необратимыми сдвиговыми перемещениями грунтовых частиц, их агрегатов и льда, что приводит к резкому изменению криогенного микростроения. При этом происходят сближение и укрупнение микроагрегатов грунта, что обусловливает более плотную его упаковку. Однако развитие такого процесса не исключает возможности диспергации отдельных, наиболее крупных, агрегатов Наряду с диспергацией и агрегированием скелета мерзлой породы в ходе затухающей ползучести наблюдается также переориентация глинистых частиц и агрегатов своими базисными плоскостями в направлении, перпендикулярном к приложенному давлению. Уплотнение мерзлой породы за счет уменьшения пористости, ранее занятой льдом, а также из-за более компактной упаковки слагающих мерзлую породу компонентов приводит к существенному упрочнению мерзлых пород, главным образом вследствие увеличения электромолекулярных связей между частицами мерзлого грунта при их сближении. К этому следует добавить, что при компрессии мерзлой породы происходит и существенная пе-

рестройка структуры (в более мелкозернистую) шлирового и порового льда с оплавлением острых граней кристаллов льда, а также значительные по величине пластичновязкие течения кристаллов льда и их агрегатов.

В целом можно утверждать, что основными причинами компрессионного уплотнения мерзлых пород под постоянной нагрузкой при неизменной отрицательной температуре являются необратимые сдвиговые перемещения структурных элементов мерзлых пород, которые осуществляются как в результате закрытия пустых пор и трещин и вязкопластического течения льда, так и за счет объемных (вязких) деформаций ползучести минерального скелета с одновременным отжатием незамерзшей воды из мерзлой грунтовой системы.

5 ГЛАВА СТРУКТУРО- И ТЕКСТУРООБРАЗОВАНИЕ В ПРОМЕРЗАЮЩИХ И ПРОТАИВАЮЩИХ ПОРОДАХ

5.1. Теплофизические и физико-механические условия формирования криотекстур

Формирование в промерзающих дисперсных породах миграционно-сегрегационных прослоев льда различной ориентировки, частоты и мощности, т.е. возникновение и развитие *криогенных текстур*, связано с особенностями протекания в них теплофизических, физико-механических и физико-химических процессов. Развитие этих процессов в промерзающих породах приводит к существенному преобразованию структуры, плотности и прочности грунтов. Так, в результате обезвоживания талой части породы (за счет миграции влаги в мерзлую ее часть) интенсивно развиваются процессы коагуляции, агрегации и переориентации грунтовых частиц. При этом формирование различных по размерам и форме агрегатов породы приводит к возникновению разнообразных «дефектных» зон, которые в процессе последующего развития напряжений усадки и набухания — распучивания в промерзающем грунте могут стать зонами «концентрации» существенных напряжений. Зарождение их происходит в еще талой иссушающейся части

промерзающей породы. Связанная грунтовая вода, располагающаяся в пределах сформировавшихся зон предельных напряжений, испытывает существенные растягивающие напряжения, в связи с чем должна обладать пониженным термодинамическим потенциалом. Это приводит к перемещению влаги в направлении этих зон (горизонтальных, вертикальных и наклонных). В результате миграция влаги в талой и промерзающей зонах грунта определяется уже не только grad t, но и grad $P_{ус}$ и grad $P_{наб-расп}$, т.е. $\mu_w = f(t, P_{ус}, P_{наб-расп})$.

Увеличение содержания влаги в пределах зон концентрации напряжений, являющихся границами образующихся при структурообразовании агрегатов, будет происходить только до полного заполнения здесь пор грунта водой. Последующее увеличение влажности, очевидно, возможно только в случае преодоления сцепления грунта за счет локального микротрещинообразования. При этом сразу же по бывшим зонам «концентрации» напряжений происходит быстрый (скачкообразный) переход воды (алгебраическое значение потенциала которой резко повышается) в лед. Из-за увеличения объема воды на 9% в действие вступает еще одна сила — кристаллизационное давление льда. Зарождение сплошного ледяного прослоя (так же как и формирование зияющей трещины усадки в талом иссушающемся грунте) происходит постепенно. Вначале в промерзающей зоне грунта вблизи фронта промерзания по зонам концентрации напряжений скачкообразно организуются прерывистые (обнаруживаемые только под микроскопом) микрослойки льда. В последующем они утолщаются, сливаются между собой, образуя единый прямолинейно простирающийся сегрегационный прослой льда, который отчетливо фиксируется в опытах уже не вблизи фронта промерзания, а в пределах промерзающей зоны грунта (см. рис. 3.12).

Таким образом, развитие процесса усадки и набухания — распучивания в промерзающих грунтах, с одной стороны, приводит к возникновению объемно-градиентных напряжений, а с другой — в определенной степени предопределяет конфигурацию или тип будущей криогенной текстуры.

Очевидно, знание закономерностей теплообмена и миграции влаги в промерзающих грунтах является необходимым и обязательным при выявлении механизма и кинетики сегрегационного льдовыделения. Однако в полной мере при этом должна быть учтена роль в криогенном текстурообразовании физико-химических и физико-механических процессов. При таком подходе теплофизические условия (тепло- и массообмен) являются необходимыми, но не достаточными для возникновения сегрегационных прослоев льда. Достаточными же при этом являются физико-механические условия, определяющие преодоление локальной прочности

грунта (без зарождения зияющих трещин) и возникновение микропрослоев льда.

В настоящее время *теплофизические условия* формирования криогенных текстур в промерзающих грунтах по сравнению с физико-механическими исследованы более детально и полно. Основные представления о тепло-, влагопереносе и льдонакоплении в промерзающих грунтах были освещены в предыдущих главах. Здесь же остановимся лишь на общем рассмотрении теплофизического условия, обеспечивающего возможность роста ледяных прослоев и определяющегося соотношением тепловых потоков в талой и мерзлой частях грунта. Поскольку образование и рост сегрегационных прослоев льда при промерзании дисперсных пород могут происходить не только вблизи границы промерзания, но и в диапазоне отрицательных температур, тепловое условие шлирового льдовыделения в общем случае имеет вид

$$Q_м - Q_т = \Delta Q = Q_ф^{лц} + Q_ф^{лм}, \qquad (5.1)$$

где $Q_м$ и $Q_т$ — количество тепла, проходящее соответственно через поверхность охлаждения в промерзающей зоне грунта и из талой зоны в мерзлую; $Q_ф^{лц}$ и $Q_ф^{лм}$ — тепло фазовых переходов, выделяющееся соответственно при образовании льда-цемента за счет влаги, фиксируемой процессом замерзания на месте $Q_ф^{лц}$, и при образовании сегрегационных прослоев льда или льда-цемента в мерзлой части промерзающего грунта за счет миграционной влаги $Q_ф^{лм}$.

Очевидно, что промерзание грунта и формирование его криогенной текстуры будет происходить при $\Delta Q > 0$. В случае $\Delta Q = Q_ф^{лц}$ в промерзающем грунте образуется только массивная криотекстура Если же $\Delta Q > Q_ф^{лц}$, то происходит миграция влаги и, возможно, формирование сегрегационных прослоев льда или льда-цемента за счет мигрирующей влаги (при $Q_ф^{лм} > 0$). Подобным, но немного более сложным образом может быть записано и тепловое условие роста сегрегационных прослоев льда в мерзлой зоне протаивающих грунтов.

Основываясь на экспериментальных данных по оценке мощности формирующихся прослоев льда, мощности параллельных $h_{\parallel}$ и перпендикулярных $h_{\perp}$ фронту промерзания ледяных прослоев в общем виде можно представить следующим образом:

$$h_{\parallel} = f\left(\frac{I_{\parallel}}{v_{пр}}\Delta x_{\parallel}\right), \quad h_{\perp} = f\left(\frac{I_{\perp}}{v_{пр}}\Delta x_{\perp}\right), \qquad (5.2)$$

где $I_{\parallel}$, $I_{\perp}$ — плотность миграционного потока влаги к параллельным и перпендикулярным к фронту промерзания ледяным прослоям, являющаяся функцией grad P и grad t в мерзлой зоне породы; $\Delta x_{\parallel}$ и $\Delta x_{\perp}$ — интервалы областей роста этих прослоев льда,

которые могут быть найдены (как будет показано ниже) только на основе рассмотрения физико-механических условий сегрегационного льдовыделения, $v_{пр}$ — скорость промерзания

Зарождение микропрослоев льда, очевидно, начинается вблизи фронта промерзания и достигает своего максимального развития вблизи границы смены направления деформаций (см. рис 4 3), где обычно фиксируется начало интенсивного льдовыделения (см рис 3 12) Эта граница практически является границей равенства значении напряжений усадки и набухания — распучивания. Она не постоянна во времени, зависит от состава и строения породы и условий промерзания и располагается обычно в интервале отрицательных температур от −0,2 до −4°С.

Прослои льда, параллельные фронту промерзания, возникают за счет развития в грунте горизонтальных зон концентрации напряжении. Последние обусловлены скалывающими (или сдвигающими) напряжениями $P_{ск}=P_{ус}+P_{наб-расп}$, формирующимися при наличии разнонаправленных деформаций в иссушающемся и набухающем слоях грунта Максимальных значении горизонтальные скалывающие напряжения достигают, естественно, на границе ($\xi_д$) смены направления (знака) деформаций грунта (рис 5 1) Развитие этих напряжений непосредственно наблюдается во всей промерзающеи зоне В мерзлой же зоне и в талои иссушающейся части грунта это проявление будет не прямым, а косвенным, опосредованным через ниже- и вышерасполагающиеся слои породы Результирующая такого взаимодействия реализуется в виде горизонтальных скалывающих (сдвигающих) напряжений прежде всего по параллельным фронту промерзания дефектным зонам, которыми становятся границы агрегатов и блоков грунта Так возникают горизонтальные зоны концентрации напряжении породы, которые при дальнеишем возрастании скалывающих напряжений и расклинивающего давления тонких пленок воды $P_р^{пл}$ способны превратиться в зоны локального разрушения грунта Это возможно в результате преодоления

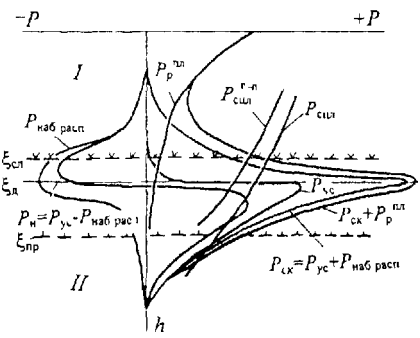


Рис 5 1 Характер развития в промерзающеи породе напряжении усадки $P_{у}$, набухания $P_{наб}$, распучивания $P_{расп}$, горизонтальных скалывающих $P_{ск}$ и нормальных $P_н$ объемно-градиентных напряжении, а также расклинивающего давления пленочной влаги $P_{пл}$, локального сцепления $P_{сцп}$ и сцепления на границе «грунт—ледяной слои» $P_{сцп}^{г-л}$, $\xi_{пр}$, $\xi_{сл}$, $\xi_д$ — соответственно границы промерзания, визуального сегрегационного льдовыделения и смены направления деформации в образце I и II — мерзлая и талая части грунта

локального сцепления грунта (сопротивления сдвигу $P^{сд}_{сцп}$), когда

$$P_{ск}+P^{пл}_{р}=(P_{ус}+P_{наб-расп})+P^{пл}_{р}>P^{сд}_{сцп}+P_{быт}, \quad (5.3)$$

где $P_{быт}$ — распределение внешнего (в том числе и бытового) давления по высоте промерзающего грунта. Выполнение данного условия означает, что влага, находящаяся в горизонтальных зонах концентрации напряжений, перестает испытывать напряженное состояние и скачкообразно переходит в лед. Так зарождается горизонтальный микрошлир льда.

Область грунта $\Delta x_{||}$, в которой выполняется условие горизонтального сегрегационного льдовыделения (5.2), является потенциально возможной зоной одновременного зарождения и роста параллельных фронту промерзания прослоев льда и определяется, согласно схеме (см. рис. 5.1), пересечением кривых $P_{ск}+P^{пл}_{р}=f(x)$ и $P^{сд}_{сцп}+P_{быт}=f(x)$. В верхней части промерзающей зоны и в мерзлой зоне также может происходить зарождение новых горизонтальных шлиров льда, т.е. шлиров льда второй и последующих генераций. Однако это осуществляется уже в основном за счет резко возрастающего расклинивающего действия тонких пленок незамерзшей воды ($P^{пл}_{р}$), поскольку скалывающие напряжения убывают (см. рис 5.1).

Развитие же и рост уже зародившихся микропрослоев льда могут происходить и в пределах мерзлой зоны промерзающего грунта при достаточно низких отрицательных температурах. Связано это не только с резко увеличивающимся расклинивающим действием тонких пленок воды, но и с тем, что на границе растущего шлира льда требуется преодолевать уже не локальную прочность грунта на сдвиг ($P^{сд}_{сцп}$), а значительно меньшее по величине сцепление ($P^{г-л}_{сцп}$) прослоя льда с мерзлым грунтом ($P^{г-л}_{сцп}< P^{сд}_{сцп}$). При невыполнении условия $P_{ск}+P^{пл}_{р} > P_{сцп}+P_{быт}$ возникновение и рост горизонтальных прослоев льда прекращаются, как, например, в следующих случаях. 1) промерзание грунта с очень большой скоростью, когда миграции влаги практически не происходит и в грунте не развиваются объемно-градиентные напряжения; 2) промерзание сильно сцементированной породы, прочность которой не может быть преодолена за счет объемно-градиентных напряжений; 3) промерзание под очень большим внешним давлением (например, при большом бытовом давлении вышележащей толщи пород). В последнем случае миграция влаги будет происходить только до полного заполнения пор грунта льдом, а далее, из-за отсутствия свободного пространства, пленочная влага не будет перемещаться даже при наличии grad μ_w или grad $P^{пл}_{р}=f(\text{grad}t)$.

Вертикальные ледяные шлиры в промерзающем грунте связаны с развитием в талой части промерзающей зоны (до глубины смены знака деформации $\xi_д$ растягивающих (нормальных) напряжений как проявление неравномерных по высоте деформаций усадки. В промерзающем грунте выше обезвоживающейся части поро-

ды существует набухающе-распучивающаяся мерзлая часть грунта, препятствующая деформациям усадки. Следовательно, в случае промерзания объемно-градиентные растягивающие (нормальные) напряжения $P_н$ будут равны разности напряжений усадки и напряжений набухания—распучивания. При таком подходе условно «свободной» грунтовой поверхностью, где нормальные напряжения равны 0 ($P_н = P_{ус} - P_{наб-расп} = 0$), является граница смены направления деформаций $\xi_д$, ниже которой располагается максимум нормальных растягивающих напряжений (см.рис. 5.1).

Растягивающие грунт в горизонтальном направлении напряжения $P_н$ прежде всего будут сказываться на вертикальных и наклонных дефектных зонах. Это боковые границы грунтовых макроагрегатов и блоков, образующиеся в процессе структурообразования при иссушении талой и промерзающей частей породы. Так формируются вертикальные зоны концентрации напряжений. Вода в этих зонах находится в напряженно-растянутом состоянии, что обеспечивает поступление сюда влаги под действием $grad\ P_н$ и преодоление (при дальнейшем развитии растягивающих нормальных напряжений) локальной прочности грунта на разрыв — $P^р_{сцл}$. В результате возникают вертикальные микропрослои льда. Область возможного зарождения их $\Delta x_\perp$ определяется пересечением кривых $P_н = f(x)$ и $P^р_{сцл} = f(x)$, а условие зарождения сегрегационных прослоев льда вертикального направления может быть представлено в виде

$$P_н = P_{ус} - P_{наб-расп} > P^р_{сцл}. \qquad (5.4)$$

Условие (5.4) не исключает возможности зарождения (при определенном развитии процесса промерзания) вертикальных микротрещин и трещин в талой части промерзающего грунта.

При зарождении и росте вертикальных шлиров льда (в отличие от горизонтальных) не участвует расклинивающее действие тонких пленок мигрирующей влаги. Это связано с тем, что к вертикальным зонам концентрации напряжений влага движется не под действием grad t, который вызывает grad $P^{пл}_р$, а только под действием grad $P_н$. Очевидно, с этим может быть связано часто наблюдаемое в природных условиях существование менее мощных вертикальных прослоев льда по сравнению с горизонтальными.

Сравнивая условия зарождения горизонтальных и вертикальных прослоев льда, необходимо отметить следующее. Во-первых, вероятность зарождения и роста прослоев, параллельных фронту промерзания, больше, поскольку в этом случае действует сумма напряжений $P_{ск}$ и расклинивающее давление пленочной воды $P^р_{пл}$ Формирование ледяных шлиров, перпендикулярных фронту промерзания, напротив, определяется разностью напряжений $P_н$. Во-вторых, область зарождения и роста горизонтальных прослоев по высоте промерзающего грунта больше, а следовательно, и дли-

тельнее время их формирования Поэтому они должны быть более мощными по сравнению с вертикальными шлирами льда и чаще встречаться по разрезу. В-третьих, вертикальные прослои льда всегда зарождаются при более низких отрицательных температурах и далее растут клином вниз, создавая более благоприятные условия для своего быстрого продвижения к границе промерзания. Поэтому в экспериментах, как правило, визуально фиксируется опережающий рост вертикальных прослоев льда и вертикальных трещин в талой зоне грунта по сравнению с горизонтальными.

5.2. Особенности образования основных типов криогенных текстур

Знание механизма и закономерностей формирования вертикальных и горизонтальных прослоев льда в породе при промерзании (протаивании) позволяет обоснованно объяснять особенности зарождения и роста различного типа наложенных и унаследованных криогенных текстур (табл. 5.1).

Наложенные криогенные текстуры возникают обычно в относительно однородных (до промерзания) породах практически только под влиянием процесса промерзания и не связаны с особенностями первичного (исходного) сложения немерзлых грунтов. Среди наложенных криогенных текстур промерзающих пород в зависимости от наличия, формы и расположения в них ледяных прослоев выделяют обычно три основных типа: *массивную*, ледяные шлиры в которой визуально не прослеживаются; *слоистую*, характеризующуюся наличием протяженно-ориентированных ледяных шлиров; *сетчатую*, ледяные шлиры в которой образуют в разрезе решетку или сетку.

Массивная криогенная текстура формируется при несоблюдении физико-механических условий сегрегационного льдовыделения или когда вообще не выполняются теплофизические условия криотекстурообразования. Последний случай обычно реализуется в результате либо быстрого промерзания водо- и неводонасыщенных дисперсных пород, либо промерзания с любой скоростью слабовлажных тонкодисперсных пород или грубо- и крупнодисперсных разновидностей 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.

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

Таблица 5.1

Классификация криогенных текстур по условиям их формирования в промерзающих дисперсных породах

Литологические особенности пород	Теплофизическое условие формирование криотекстур $Q_м - Q_т = Q_ф^{лц} + Q_ф^{лм}$	Физико-механические условия возникновения криотекстур: условие образования шлиров $\parallel$ фронту промерзания $\left(P_{ск} + P_р^{пл}\right) > \left(P_{сил}^{сд} + P_{быт}\right)$	Физико-механические условия возникновения криотекстур: условие образования ледяных шлиров $\perp$ фронту промерзания $P_н = P_{ус} - P_{наб-расп} > P_{сцл}$	Тип криогенных текстур
Разнообразные по составу, строению, сложению и свойствам дисперсные породы	Не выполняется	Не выполняется в связи с несоблюдением теплофизического условия		Массивный (контактный, пленочный)
	Выполняется	Не выполняется		Массивный (поровый, базальный)
Однородные по составу, строению, сложению и свойствам тонкодисперсные породы	Выполняется и обеспечивает миграцию влаги в мерзлую часть промерзающих пород	Выполняется спорадически		Порфировидный
		Условие только начинает выполняться, обеспечивая образование лишь неполно-развитых ледяных шлиров	Не выполняется	Прерывистый неполнослоистый
			Выполняется спорадически	Неполнослоистый, порфировидный
			Условие только начинает выполняться, обеспечивая образование лишь неполно-развитых шлиров	Неполносетчатый
		Выполняется		Слоистый с прерывистыми вертикальными шлирами
			Выполняется	Сетчатый
			Не выполняется	Слоистый

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 исключить возможность образования отдельных ледяных шлиров и гнезд льда (порфировидная криотекстура), что может быть связано с неустойчивым (эпизодическим) выполнением физико-механических условий и наличием в породе крупных пор, микротрещин и других неоднородностей.

Массивная криогенная 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, $P_{быт}$) препятствует этому.

Слоистая криогенная текстура при промерзании дисперсных пород образуется при соблюдении теплофизического и физико-механического условий формирования параллельных фронту промерзания сегрегационных прослоев льда. Условие же образования вертикальных ледяных шлиров при этом не выполняется. Зарождение и рост слоистой криогенной текстуры происходят обычно в интервале отрицательных температур от —0,2 до —3°С. Этот тип текстуры преимущественно развит в тонкодисперсных грунтах (супеси, суглинки, глины), но иногда встречается 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 линз и микрошлиров льда. В последующем происходят увеличение их размеров, слияние между собой и образование единого и протяженного, параллельного фронту промерзания шлира льда, который прослеживается уже визуально. Причем при уменьшении скорости промерзания $v_{пр}$ и при увеличении плотности потока влаги к горизонтальному прослою льда $I_{и}$ происходит формирование более мощных ледяных шлиров.

В зависимости от состава, строения и геолого-генетических особенностей пород, а также условий промерзания и развития в этих породах различных по характеру и интенсивности тепло- и массообменных и структурообразовательных процессов может наблюдаться большое число разновидностей слоистой криогенной текстуры: собственно слоистая, линзовидная, линзовидно-плетенчатая и др. Наряду с этим нередко выделяют разновидности слоистой текстуры в зависимости от формы шлиров, их протяженности, ориентировки, соотношения между толщиной прослоев льда и минеральных прослоев и т. д.

Сетчатая криогенная текстура образуется в промерзающих грунтах при обязательном соблюдении теплофизического условия и одновременном выполнении физико-механических условий формирования горизонтальных и вертикальных прослоев льда (условия (5.3) и (5.4)). Причем поскольку горизонтальные скалывающие напряжения всегда больше нормальных (вертикально ориентированных), формирование чисто слоистой криогенной текстуры возможно, а образование только вертикальных ледяных шлиров (без горизонтальных), исходя из миграционно-сегрегационного механизма их зарождения, принципиально невозможно. С увеличением скорости промерзания для ряда грунтов наблюдается постепенный переход от слоистой к сетчатой и массивной криогенным текстурам. Следовательно, при определенном режиме промерзания создаются более равные условия для формирования вертикальных и горизонтальных зон концентрации предельных напряжений.

Специфика развития и дальнейшего роста сетчатой криогенной текстуры, в отличие от слоистой, определяется тем, что миграция влаги в пределах блока происходит как в горизонтальном, так и в вертикальном направлениях. При этом к шлирам, перпендикулярным к фронту промерзания, перемещение влаги осуществляется только под действием grad $P_н$, а к параллельным фронту промерзания — под действием градиента температуры (или grad $W_{нз}$) и градиента напряжений grad $P_{ск}$.

В зависимости от соотношения величин нормальных и скалывающих напряжений в промерзающих грунтах различного состава, структуро-текстурных особенностей и прочностных характеристик могут формироваться самые разнообразные разновидности сетчатой криогенной текстуры как по форме (призматические, параллелепипедальные, кубические и др.), так и по размерам грунтовых блоков. Частота расположения или расстояния между горизонтальными $l_{\parallel}$ и вертикальными $l_{\perp}$ прослоями льда определяются соотношениями: $l_{\parallel}=f(1/\text{grad}P_{ск})$ и $l_{\perp}=f(1/\text{grad}P_н)$.

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 скалывающих 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 (неполносетчатой, неполнослоистой, угловато-прерывистой и др.) криогенных текстур.

Наряду с этим при увеличении скорости промерзания могут создаваться такие условия, когда вертикальные шлиры уже не образуются. В таком случае обычно образуется тонкая, но частая

прерывисто-слоистая (прерывисто-линзовидная, чешуйчатая и др) криогенная текстура.

Очевидно, что тип формирующейся криогенной текстуры не может определяться только условиями промерзания, а существенным образом зависит от литологических особенностей промерзающих отложений. Подтверждением этому служит ячеистая криотекстура, являющаяся разновидностью блоковой. По особенностям образования она отличается от сетчатой и слоистой и присуща преимущественно бентонитовым глинам. Так, например, в бентоните вблизи фронта промерзания сразу же обнаруживаются четко выраженные ячеи грунта, представляющие собой многоугольники неправильной формы, окаймленные ледяным каркасом. Формирование ячеистой криогенной текстуры в бентоните целиком связано и предопределено его специфическими микротекстурой и структурой, обусловливающими формирование в талой обезвоживающейся части грунта структурных отдельностей в виде мелких ячей или сот.

В целом, рассматривая разновидности наложенных криогенных текстур, необходимо отметить, что не следует считать принципиально невозможным образование самостоятельно развивающихся наклонных или даже вертикальных прослоев льда, существование которых в разрезах толщ четвертичных отложений отмечалось многими исследователями. Возможность их образования вытекает из многообразия типов трещин в талых иссушающихся грунтах (трещины изгиба, коробления, шелушения и пр.). Кроме того, следует особо подчеркнуть, что в естественных условиях нередко имеет место наличие неровной границы промерзания (наклонной к поверхности, волнистой, угловатой и т. д.). Учитывая, что ледяные шлиры зарождаются и растут преимущественно параллельно и перпендикулярно к фронту промерзания—оттаивания, можно предполагать существование даже для наложенных криогенных текстур системы ледяных шлиров сложной конфигурации (волнистой, радиальной, кольцевой, ромбической и др.), предопределенной неровным характером границы промерзания или оттаивания (рис. 5.2).

Унаследованные криогенные текстуры в промерзающих породах являются весьма распространенной группой текстур. Формирование их связано с различного рода литологическими неоднородностями и дефектами рыхлых отложений. Основные генетические типы унаследованных криогенных текстур связаны с дефектно-прочностными и контактно-напряженными зонами и с наличием инородных включений (рис. 5.3). Для их образования так же, как и для наложенных криогенных текстур, необходимо обязательное соблюдение теплофизических и физико-механических условий сегрегационного льдовыделения.

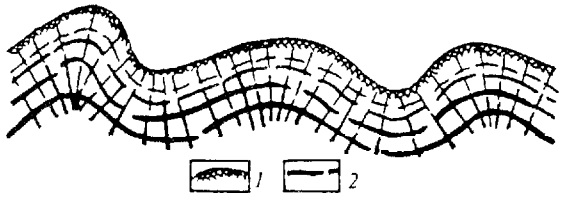


Рис 5 2 Наложенные криогенные текстуры, формирующиеся при неровной границе промерзания пород

1 - поверхность пород *2* — ледяные шлиры

Унаследованные криогенные текстуры зон структурных дефектов в дисперсных породах (текстуры дефектно-прочностного типа) приурочены к зонам механического смятия, сдвигов, плоскостям скольжения, закрывшимся трещинам и другим дефектам в их структуре и текстуре Ледяные шлиры при этом следуют конфигурации существующих в промерзающем грунте структурных дефектов, *являющихся ослабленными в прочностном отношении*

Рис 5 3 Криогенные унаследованные текстуры

а — зоны структурных дефектов до промерзания, *б* — то же после промерзания *1, 2* — «зияющие» трещины до промерзания *1', 2'* — шлиры льда после промерзания, *3, 4, 5* — закрытые (заплывшие) трещины до промерзания, *3', 4', 5'* — с льдогрунтом после промерзания, *в* — зоны влияния инородных включений, *г* — зоны концентраций напряжений (переслаивание каолинитовой глины и кварцевого песка под углом 45° к направлению теплового и миграционного потоков)

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.

Унаследованные криогенные текстуры зон концентрации напряжении 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. 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 (рис 5.4). Они целиком унаследуют первичную слоистость (горизонтальную, вертикальную, наклонную или косую) рыхлых тонкодисперсных отложений.

Унаследованные криогенные текстуры, обусловленные наличием инородных включений, в промерзающих дисперсных породах характеризуются в своем развитии следующими особенностями Во-первых, неблагопроводные 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 наблюдаются 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 инородным включением (на некотором расстоянии от него) геометрия ледяных шлиров повторяет контуры самого включения, т е. повторяет ха-

Рис 5 4 Унаследованные криогенные текстуры в морских ленточных глинах (*фото 1 И Дубикова*)

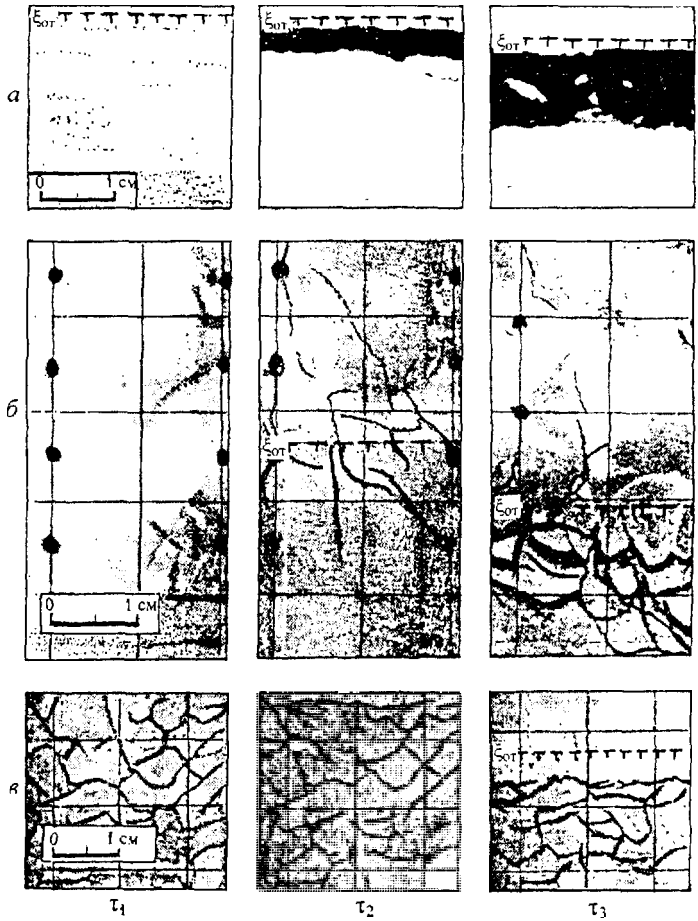


Рис. 5.5. Зарождение и рост сегрегационных шлиров льда в мерзлой части протаивающих сверху пород (наложенные криотекстуры):

а — слоистая текстура (медленное протаивание); б — блоковая текстура (быстрое протаивание) в каолинитовой глине с первоначальной массивной криотекстурой; *в* — протаивание суглинка с первоначальной шлировой криотекстурой

рактер 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 (рис.5.5). Экспериментальные исследования показали, что развитие криогенных текстур в мерзлой зоне оттаивающих грунтов имеет те же общие закономерности, что и для случая их промерзания. При этом могут формироваться как наложенные, так и унаследованные разновидности криогенных текстур, зарождение, рост

и конфигурация ледяных шлиров 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 льдовыделения.

На основе изложенных представлений была составлена генетическая (по условиям возникновения и развития) классификация криогенных текстур, которая позволила бы учесть и логически объединить практически все известные на сегодняшний день типы и разновидности криотекстур. Не останавливаясь на объяснении приводимой классификации, следует лишь особо отметить следующее (см. табл. 5.1). Каждый из выделенных классов текстур (шлировый и бесшлировый) 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 l между шлирами будет определяться в природных условиях как литологическими особенностями промерзающих или оттаивающих отложений, так и внешними термодинамическими условиями, с которыми связано 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 рассматриваемой классификационной схеме криогенных текстур учтены только крайние варианты, а точнее, закономерности образования (направленность изменения) горизонтальных и вертикальных шлиров льда в зависимости от grad $P_{ск}$ и grad $P_{н}$. Для каждого из таких вариантов в дальнейшем рассматриваются четыре крайних вида текстур по мощности ледяных прослоев, между которыми может существовать 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 характер, поскольку не вскрывает, а, напротив, затушевывает закономерности формирования мощности ледяных прослоев.

Особенности формирования криогенных текстур в промерзающих породах, рассмотренные выше, касались текстур миграционно-сегрегационного генезиса. Однако в природных условиях криогенные текстуры могут возникать и в результате действия

целого ряда других механизмов. Так, например, в высоковлажных слаболитифицированных породах механизм криогенного текстурообразования связан с вымерзанием преимущественно свободной воды и с избирательным ортотропным льдообразованием. Связано это с тем, что илы и слаболитифицированные высокодисперсные пористые породы обычно имеют матричную структуру, большая часть воды в которой находится в свободном (несвязанном) состоянии, а грунтовые частицы не способны активно взаимодействовать между собой. Замерзание воды приводит к образованию ледяного каркаса (каркасно-блоковых криогенных текстур), вертикальные и наклонные ледяные прослои в котором развиваются раньше и намного быстрее, чем горизонтальные перемычки. Кристаллы льда выталкивают минеральные частицы в направлении своего роста, что приводит к скоплению их внутри блоков, т.е. пространство между стенками ледяного каркаса заполняется влажной минеральной частью породы. По мере роста (утолщения и удлинения) ледяных стенок каркаса минеральная часть промерзающей породы обезвоживается и претерпевает компрессионное уплотнение. Такой механизм текстурообразования назван ортотропно-компрессионным (Ершов и др., 1987). Причем с увеличением дисперсности при прочих равных условиях промерзания происходит более частая дифференциация породы на ледяные и минеральные прослои с образованием ячеистой криогенной текстуры. В менее дисперсных породах формируется блоковая криогенная текстура с более редким расположением ледяных прослоев. Примерно такая же закономерность наблюдается по мере уменьшения скорости промерзания.

В натурных условиях нередко также приходится сталкиваться с инъекционным механизмом образования ледяных прослоев. Образование инъекционных и смешанных (миграционно-напорных) криогенных текстур возможно лишь в том случае, когда гидростатическое давление внедряющейся воды превысит прочность структурных связей в породе. При высоких давлениях может происходить гидроразрыв даже мерзлой породы и мгновенное внедрение воды с образованием более крупных прослоев инъекционного льда. При гидродинамических давлениях, не превышающих предельно длительную прочность породы, происходят длительное инъецирование тонких водных пленок и напорно-миграционное льдовыделение.

Криогенные текстуры, сформировавшиеся при промерзании, не остаются неизменными во времени, а продолжают видоизменяться в мерзлых породах под действием градиентов отрицательной температуры, механических напряжений, концентрации порового раствора и других внешних полей. При этом как в эпигенетических и сингенетических толщах многолетнемерзлых пород, так и в слое сезонного промерзания—протаивания может

наблюдаться увеличение мощности уже существующих прослоев льда, зарождение новых ледяных шлиров, а в отдельных случаях их исчезновение.

5.3. Структурообразование в промерзающих и протаивающих породах

Широкий спектр физико-химических и физико-механических процессов, сопровождающих промерзание и протаивание дисперсных пород, вызывает значительные структурные преобразования их органо-минерального скелета. Это выражается в изменении размера, формы, соотношения и ориентации структурных элементов (первичных частиц, минеральных и органо-минеральных агрегатов). В процессе промерзания может происходить как уменьшение, так и увеличение размеров элементов структуры. Первое обусловлено проявлением диспергационных эффектов, последнее — процессами коагуляции и агрегации.

При быстром промерзании грунта в диапазоне низких отрицательных температур (около −40...−60°С), когда миграция влаги отсутствует, одновременное зарождение центров кристаллизации и рост кристаллов льда обусловливают преобладающее проявление процесса дезинтеграции частиц и агрегатов. Интенсивному разрушению при этом подвергаются в основном крупноразмерные частицы и агрегаты минерального скелета (песчаной и крупнопылеватой фракций) как более неоднородные и имеющие большее число дефектов, чем структурные элементы меньшего размера (рис. 5.6, *а*). При повышении температуры замораживания (выше −30°С) начинает прослеживаться тенденция преобладания процесса укрупнения агрегатов над процессом их разрушения. Так, для полиминерального суглинка после промерзания при температуре −30°С, так же как и при −60°С, характерно увеличение содержания крупнопылеватых и песчаных агрегатов, но уже за счет агрегации более мелких структурных элементов (см. рис. 5.6, *б*). Таким образом, интенсивность и время фазовых переходов воды играют значительную роль в направленности изменения дисперсности: снижение интенсивности обусловливает возможность миграции внутриагрегатной влаги к центрам льдообразования и улучшает условия пластической перекомпоновки минеральных элементов, что способствует их сближению и укрупнению в результате коагуляции и агрегирования. Быстрые фазовые переходы вызывают лишь дробление минеральных отдельностей и повышение дисперсности промерзающих пород.

В случае миграции влаги к фронту кристаллизации ведущая роль в преобразовании структуры промерзающих грунтов принадлежит

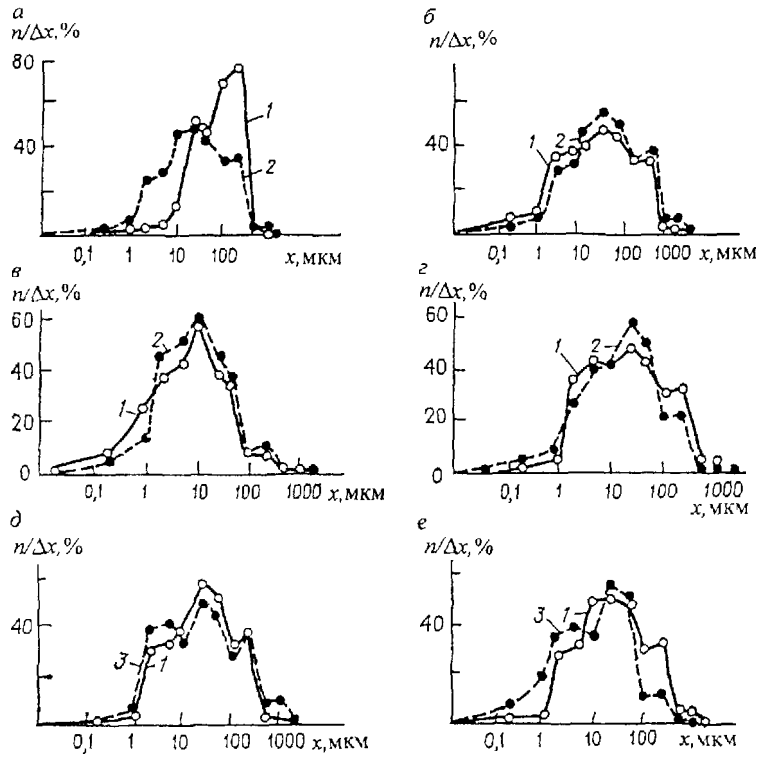


Рис 5.6 Изменение дисперсности глинистых пород (по дифференциальным кривым микроагрегатного анализа)*

а, б — всесторонне промерзающего тяжелого суглинка при *t*, равной 60 и −30°С, *в* — промерзающих полиминеральных глин с преобладающим содержанием Na^+, *г* — то же с Ca^{+} и с Mg^{+}, *д, е* — протаивающих полиминеральных глин, уплотненных нагрузками 0,05 и 1 МПа соответственно, *1* — исходное состояние, *2* — после промерзания, *3* — после оттаивания. По оси ординат отложено удельное весовое содержание частиц по фракциям, по оси абсцисс — размер частиц

процессам массопереноса в промерзающую зону, дифференциации и деформированию грунтовой массы при образовании и росте сегрегационных прослоев льда, обезвоживанию и усадке талой части грунта. Перестройка структуры при этом приводит к значительному уплотнению и упрочнению минерального скелета, что наряду с формированием льдоцементационного сцепления ведет к резкому возрастанию прочности породы в целом. В талой обезвоживающейся зоне промерзающих пород при этом происходят дегидратация структурных элементов, их сближение и формирование более крупных агрегатов и блоков. Отмечаются уменьшение пористости и уплотнение минерального скелета, переориентация частиц и агрегатов вдоль направления миграционного потока и

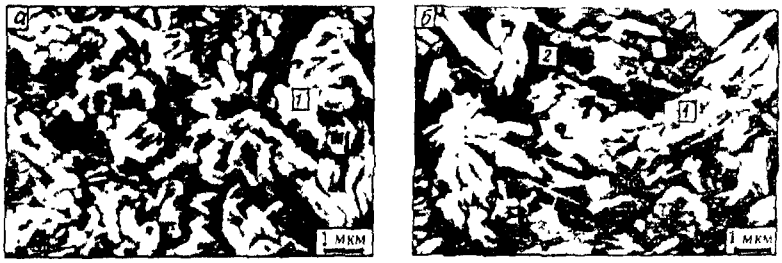


Рис 5.7. Микроструктура минерального скелета (*1*) промерзающей каолинитовой глины в талой обезвоженной зоне у границы промерзания (*а*) и в распученной льдом (*2*) мерзлой зоне (*б*)

формирование щелевидной пористости (рис. 5.7). Размер образующийся при обезвоживании и усадке агрегатов и блоков, определяется степенью и интенсивностью обезвоживания, а также характером и степенью развития деформаций и напряжений усадки Форма структурных отдельностей обусловлена главным образом минеральным составом и кристаллохимическими особенностями строения породообразующих глинистых минералов

В промерзающей части глинистых пород (т. е. в области значительных фазовых переходов) перестройке подвергается не первоначальная структура немерзлой породы, а структура, уже преобразованная за счет предварительного обезвоживания и усадки в талой зоне. Вымерзание воды в крупных порах и рост ледяных кристаллов при понижении температуры вызывают распучивание минерального скелета и дифференциацию грунтовой массы (в случае формирования сегрегационных микро- и макропрослоев льда). Структурный облик минерального скелета приобретает рыхлость, хотя прочность породы в целом при цементации льдом заметно возрастает. В процессе фазовых переходов могут проявляться частичное дробление и переориентация грунтовых блоков и агрегатов в результате деформации распучивания, но внутри этих агрегатов ориентация элементарных (первичных) частиц обычно сохраняется Вследствие роста ледяных включений преимущественно в крупных порах и по границам структурных отдельностей поры сохраняют щелевидную форму, но увеличиваются в размерах (рис 5.8) В процессе дальнейшего промерзания (понижения температуры) фазовые переходы воды осуществля-

Рис. 5.8. Вертикальная ориентация вдоль миграционного потока влаги (*1*) минеральных частиц и агрегатов (*2*) талой обезвоженной зоны промерзающей полиминеральной глины

ются во все более мелких внутриагрегатных и межчастичных порах, что приводит к дезинтеграции грунтовых частиц и дезориентации их в пределах агрегатов и блоков породы. В итоге промерзшая порода характеризуется разупорядоченной структурой, близкой к той, которая имела место до промерзания (в немерзлой породе).

Количественные микроструктурные изменения при промерзании в целом обусловлены составом и первоначальным строением. Минеральный состав определяет форму структурных отдельностей, образующихся в ходе промерзания. Лучшая деформируемость монтмориллонитовых грунтов при воздействии сопровождающих промерзание физико-химических процессов обеспечивает преобразование исходной, обычно скелетно-матричной, микроструктуры в турбулентную (даже в условиях малой степени обезвоживания и деформирования удаленных от фронта промерзания талых участков грунта). Кристаллохимические особенности строения частиц каолинита, придающие жесткость структурным элементам, определяют возможность их дробления в зоне льдообразования и переориентации базальными поверхностями вдоль границы минерального и ледяного прослоев при росте сегрегационного льда. Исходная (до промерзания) дисперсность, как и минеральный состав, определяет развитие структурообразовательных процессов в промерзающих грунтах посредством влияния на интенсивность влагообмена, льдообразования и обезвоживания пород. Более заметно структурообразование проявляется в более дисперсных породах (глинах) и ослабевает по мере уменьшения исходной дисперсности. Не меньшее влияние на структурообразовательные процессы и направленность изменения дисперности промерзающих пород оказывает их химический состав. В условиях глубокого обезвоживания (обусловленного либо низкими температурами промораживания, либо интенсивным влагообменом при медленном промерзании) в глинистых породах, содержащих Na-ион, отмечается преобладающее проявление процессов коагуляции и агрегирования структурных элементов. Промерзание же глин, содержащих многовалентные катионы (Ca^{2+} и Mg^{2+}), сопровождается диспергацией структурных отдельностей (см. рис. 5.6, *в*, *г*). Различие в структурообразовании обусловлено повышенным содержанием глинисто-коллоидного материала в Na-содержащих грунтах в исходном (до промерзания) состоянии, более активным проявлением в результате этого физико-химических процессов, развитием преимущественно локального влагообмена в них и обусловленного этим значительного обезвоживания и дегидратации минеральных отдельностей.

При затрудненном влагообмене в плотных грунтах малой влажности отмечаются процессы дезинтеграции структурных элемен-

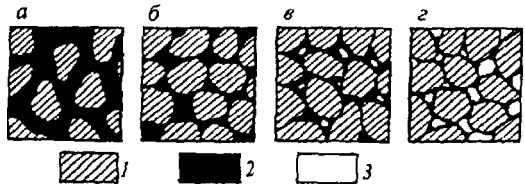


Рис. 5.9. Основные типы льда-цемента в мерзлых породах:

а — базальный; *б* — поровый, *в* — пленочный, *г* — контактный, *1* — грунтовые частицы, агрегаты, *2* — лед-цемент, *3* — свободные от льда и воды части пор

тов. В относительно рыхлых влагонасыщенных породах, напротив, преобладают процессы коагуляции и агрегирования.

Образование в промерзающих дисперсных породах льда в качестве структурного элемента коренным образом меняет исходную (немерзлую) структуру породы. Формирующееся при этом криогенное микростроение определяется как исходным составом и строением немерзлой породы, так и условиями ее промерзания. Отличительным признаком микростроения крупнообломочных и песчаных пород является наличие в них льда-цемента, скрепляющего ранее несвязную рыхлую породу. В зависимости от начального влагосодержания в песчаных породах, например, образуются манжетный (контактный), пленочный (корковый), поровый и базальный типы льда-цемента (рис. 5.9). Криогенное микростроение глинистых пород (супесей, суглинков, глин) характеризуется наличием микротекстур, которые оказываются подобны макротекстурам мерзлых пород (массивные, слоистые, сетчатые, ячеистые). С увеличением дисперсности происходит увеличение как мощности микропрослоев льда, так и частоты их взаиморасположения (рис. 5.10).

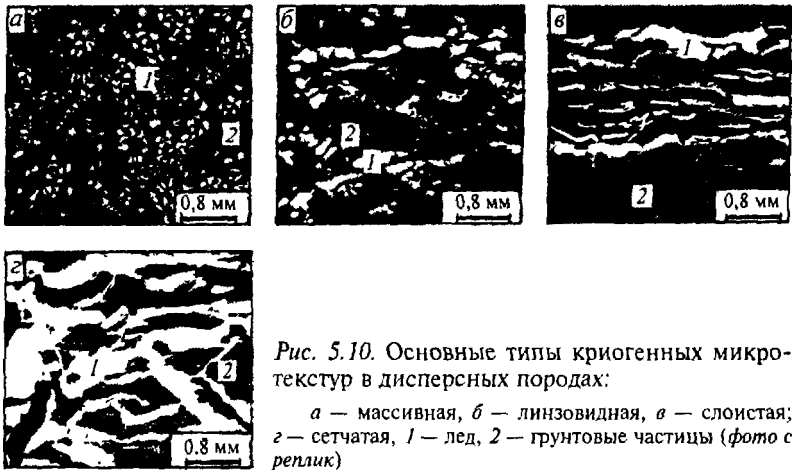


Рис. 5.10. Основные типы криогенных микротекстур в дисперсных породах:

а — массивная, *б* — линзовидная, *в* — слоистая; *г* — сетчатая, *1* — лед, *2* — грунтовые частицы (*фото с реплик*)

Специфичность формирования криогенного микростроения в дисперсных породах с различным химическим составом порового раствора и обменного комплекса проявляется прежде всего через изменение характера агрегированности минерального скелета и фазового состава влаги. Микростроение засоленных песчаных пород характеризуется повышенным содержанием незамерзшей воды, появлением нового структурного элемента — кристаллов солей, которые выпадают из порового раствора и цементируют минеральный скелет, образуя новый тип контактов — кристаллизационный. Структурообразовательные процессы значительно сложнее протекают в глинистых породах, где, кроме того, развиты процессы ионного обмена, которые в зависимости от состава солей приводят либо к агрегации, либо к диспергации минерального скелета.

При промерзании глинистых грунтов, имеющих в обменном комплексе многовалентные катионы, увеличивается интенсивность сегрегационного микрольдовыделения и происходит формирование слоистых криогенных микротекстур. Для пород, насыщенных одновалентными катионами, прослеживается образование прерывистых и маломощных микрошлиров льда, не имеющих четко выраженной ориентации (рис. 5.11).

Формирование криогенного микростроения определяется не только исходным химико-минеральным составом, дисперсностью, влажностью и плотностью пород, но и в значительной мере условиями промерзания (скоростью промерзания, градиентами температуры, наличием или отсутствием подтока влаги и др.). Так, например, в тонкодисперсных породах с увеличением скорости промерзания уменьшаются мощность микропрослоев льда и расстояние между ними, средний размер включений льда-цемента и размер его кристаллов. Внутри минеральных блоков и агрегатов увеличивается неоднородность в микроструктуре в направлении от центра к периферии агрегатов. При медленном промерзании у агрегатов наблюдается более однородное микростроение, хотя при

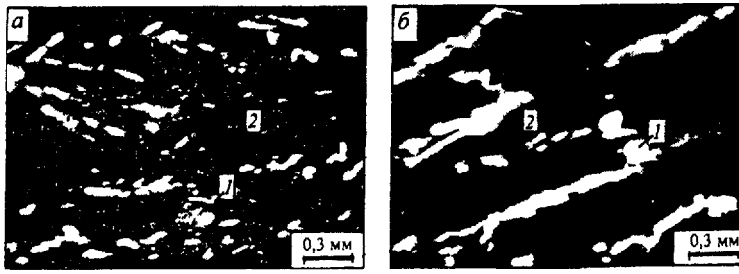


Рис. 5.11. Микротекстура мерзлого суглинка, насыщенного ионами Na^+ (*а*) и Ca^{2+} (*б*):

1 — лед; *2* — грунтовые частицы (*фото с реплик*)

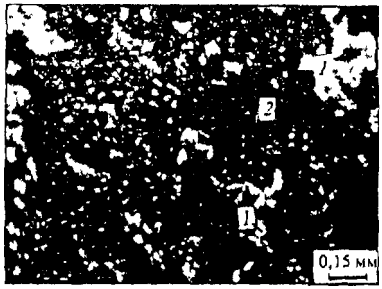


Рис 5 12 Дифференциация льда и минеральных частиц в промерзающем суглинке за счет локального перераспределения влаги·

1 — лед и льдистые участки, *2* — грунтовые частицы (*фото с реплик*)

этом происходит более четкая дифференциация в породе на чисто минеральные участки (без включений льда) и участки с повышенной льдистостью. Последнее, очевидно, вызвано локальным перераспределением влажности— льдистости (рис. 5.12).

При оттаивании также идет преобразование структуры мерзлых пород. Основываясь на пока еще небольшом объеме экспериментальных исследований, можно принять, что в большинстве случаев, и особенно при быстром протаивании дисперсных пород, наблюдается общая тенденция к увеличению дисперсности за счет дезинтеграции более крупных элементов Протаивание сопровождается ослаблением структурных связей, разупрочнением и уменьшением водопрочности элементов грунтовой системы. Это выражается в уменьшении (в 10 раз и более) коэффициента агрегированности породы, наиболее существенно проявляющемся для малольдистых плотных грунтов. Так, анализ изменения агрегированности протаивающих пород, уплотненных до промораживания нагрузками 0,05 и 1 МПа, показывает, что в случае протаивания относительно маловажных пород высокой плотности микроагрегатный состав подвергается изменению в большей степени по сравнению с образцами, имевшими меньшую плотность и большую влажность — льдистость (см рис. 5.6, *д, е).* Преобразование структурных элементов пород в этом случае заключается в основном в дезинтеграции при протаивании структурных отдельностей крупных (песчаных и пылеватых) фракций и увеличении выхода более мелких. Это привело в конечном итоге к уменьшению среднестатистического размера структурных отдельностей более плотной породы на 13,8 мкм в полиминеральной глине и на 3,3 мкм в тяжелом суглинке. В образцах же малого уплотнения и большей влажности — льдистости процесс оттаивания обусловил снижение среднего размера агрегатов всего лишь на 1 мкм в глине и на 0,3 мкм в суглинке. Объясняется такое различие в дезинтеграции структурных элементов рыхлых и плотных протаивающих пород более интенсивным проявлением в переуплотненных образцах расклинивающего действия тонких пленок воды

5.4. Структурные связи и типы контактов в мерзлых породах

В ходе промерзания и в мерзлом состоянии в породах за счет сложных процессов структурообразования формируются специфические типы контактов и структурные связи. В скальных и части осадочных сцементированных пород преобладают связи химической природы, а в тонкодисперсных льдистых породах связь между отдельными ее элементами осуществляется чаще всего за счет молекулярных и ионно-электростатических взаимодействий, нередко еще именуемых водно-коллоидными связями.

Образование структурных связей в такой многофазной и многокомпонентной дисперсной системе, как мерзлая порода, всегда происходит не только между грунтовыми поверхностями, но и между поверхностями льда и грунтовых частиц. Причем формирование структурных связей идет обычно не по всей поверхности слагающих породу элементов, а только в местах их сближения, т. е. на контактах. Число и характер (природа) таких разнородных индивидуальных контактов во многом предопределяют микростроение и свойства мерзлых пород. Каждый тип или разновидность контакта характеризуется своим механизмом образования и природой взаимодействующих сил, геометрией и величиной контактного взаимодействия.

В первом приближении все разнообразие контактов в дисперсных породах, находящихся при отрицательной температуре и содержащих в своем составе лед, можно подразделить на точечные, площадные и объемные, характеризующиеся различной площадью контактного взаимодействия органо-минеральных частиц и льда, и на агрегационные (дальние коагуляционные), коагуляционные (ближние коагуляционные) и сухие (безводные) контакты, различающиеся по энергии взаимодействия и расстоянию между контактирующими ледяными и грунтовыми частицами (рис. 5.13). Точечные контакты наиболее характерны для обломочных и песчаных пород, площадные — для глинистых пород, а объемные — для переувлажненных, сильнольдистых пород, когда органо-минеральные частицы практически «плавают» во льду, т.е. повсеместно и сплошь окружены льдом.

Разделение контактов по энергии их взаимодействия в значительной мере определяется расстоянием между взаимодействующими грунтовыми частицами. Так, в случае непосредственного (прямого) взаимодействия двух грунтовых частиц образуются наиболее прочные сухие (безводные, или фазовые) контакты. Они характеризуются валентным и ионно-электростатическим взаимодействием, а также непосредственным соприкосновением элементов мерзлой породы и подразделяются на: сухие минеральные (минерал—минерал), сухие минерально-цементаци-

Рис 5 13 Типы контактов в мерзлых породах

1 — органо-минеральные частицы, *2* — лед, *3* — прочносвязанная вода, *4* — слабосвязанная вода, *5* — органо-минеральное цементирующее вещество, I—III — разновидности контактов (I — минеральные, II — минерально-ледяные, III — минерально-цементационные)

онные (минерал—цементирующее вещество) и сухие минерально-ледовые (минерал—лед) разновидности контактов.

Сухие минеральные контакты обычно возникают при диагенетическом преобразовании пород за счет повышения давления с глубиной и дегидратации глинистых осадков. Возможным путем образования таких контактов между минеральными частицами может быть также «холодная сварка» минералов силами химической природы при замерзании породы в «закрытой» системе.

Минерально-цементационные контакты формируются при перекристаллизации и выделении из поровых растворов новой фазы. Это связано с пересыщением поровых растворов в ходе диагенеза (в том числе и при замерзании пород, что повышает концентрацию этих растворов) и выделением из них цементирующих веществ, которые создают прочные «мостики» между грунтовыми частицами, образуя жесткую пористую структуру минеральной компоненты. Причем в дисперсных породах прочная цементация может осуществляться за счет не только кристаллизации солей, но и полимеризующихся соединений, таких как гели кремнекислот или гидраты полуторных окислов и гумусовые или другие органические соединения, переходящие из золя в гель.

При достаточно сильном понижении отрицательной температуры дисперсной породы (ниже −100...−150°С) могут возникать

минерально-ледовые контакты. Это происходит, когда практически вся связанная вода вымерзает или мигрирует в другие участки породы и образуются близкие к сухим контакты «минерал—лед». Они являются обратимыми при оттаивании и наименее прочными среди других видов сухих контактов. Прочность их определяется когезионными силами льда.

Характерной особенностью водных контактов является наличие между взаимодействующими элементами мерзлой породы пленок незамерзшей (связанной) воды. Обычно выделяют ближние коагуляционные (собственно коагуляционные) и дальние коагуляционные (агрегационные) контакты. Агрегационные контакты формируются преимущественно в результате дальнодействующих молекулярных сил, а в некоторых случаях — за счет магнитных и дипольных (кулоновских) взаимодействий. Коагуляционные же контакты определяются в основном действием молекулярных и ионно-электростатических сил. Последние относятся к силам среднего радиуса действия и проявляются на расстояниях между частицами порядка единиц нанометров. Их влияние становится особенно заметным и резко повышающим прочность пород при обезвоживании (подсушивании или вымерзании связанной воды).

Агрегационные контакты с учетом этой закономерности должны быть в наибольшей мере присущи суглинистым, супесчаным и песчаным породам в диапазоне высоких отрицательных температур (0...−5°С). Прочность агрегационных контактов должна определяться когезионными силами или силами слипания, действующими между молекулами слабосвязанной (незамерзшей) воды. Обусловлено это тем, что адгезионные силы (силы прилипания) между взаимодействующими компонентами (минеральная поверхность — прочносвязанная вода, лед — прочносвязанная вода), а также когезионные силы во льду и минерале будут значительно больше когезионных сил в слабосвязанной воде. Причем с учетом площади контактного взаимодействия следует ожидать большей прочности площадных (характерных для суглинистых мерзлых пород) агрегационных контактов по сравнению с точечными (преобладающими в мерзлых песках). Максимальной же прочностью должны обладать объемные агрегационные контакты, когда в породе образуется армирующий (обволакивающий минеральные частицы) лед. Наиболее часто такой тип контактов наблюдается в сильнольдистых (влагонасыщенных) породах с базальной криогенной текстурой.

Анализ характера структурных связей и контактов в породах позволяет объяснить и факт резкого возрастания (почти на порядок) прочности пород при переходе их из талого состояния в мерзлое. Связано это с вымерзанием части грунтовой влаги и утоньшением пленок связанной воды, с образованием новой твердой

компоненты льда и новой поверхности раздела «лед—связанная (незамерзшая) вода», а в соответствии с этим с существенным возрастанием (за счет уменьшения расстояния) энергии взаимодействия контактирующих элементов (минерал—минерал и минерал—лед). Расстояние между этими элементами в мерзлых породах даже при высоких отрицательных температурах обычно не превышает сотни нанометров, тогда как в немерзлых породах оно может составлять тысячи нанометров.

Таким образом, в зависимости от характера, размера и формы грунтовых и ледовых частиц, степени влагонасыщения, наличия отрицательной температуры и условий промерзания в дисперсных породах между частицами может возникать большое разнообразие типов и видов контактов, которые в результате внешних воздействий способны переходить из одних в другие, определяя структурные связи между элементами мерзлой породы.

Раздел II

СОСТАВ, КРИОГЕННОЕ СТРОЕНИЕ И СВОЙСТВА МЕРЗЛЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

6 ГЛАВА
ОСАДОЧНОЕ ПОРОДООБРАЗОВАНИЕ В КРИОЛИТОЗОНЕ (КРИОЛИТОГЕНЕЗ)

Наиболее общие и существенные геологические закономерности процесса осадочного породообразования в криолитозоне связаны с вопросами формирования дисперности и химико-минерального состава, структурно-текстурных особенностей и строения мерзлых осадочных пород, которые раскрываются на основе изучения химических, физико-химических и физико-механических процессов, развивающихся в осадочных породах криолитозоны в ходе их стадиального преобразования. Этим вопросам посвящены работы Б.И.Втюрина, Е.А.Втюриной, Ш.Ш.Гасанова, И.Д.Данилова, Э.Д.Ершова, Е.М.Катаносова, В.Н.Конищева, Ю.А.Лаврушина, А.И.Попова, В.О.Таргульяна, И.А.Тютюнова, П.Ф.Швецова, И.А.Шило, П.А.Шумского и др. В целом же формирование осадочных пород осуществляется в результате совместного 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 состав, строение и свойства осадочных пород. В связи с этим и возникла идея выделения определенных и строго закономерных типов литогенеза.

Еще в 1957 г. Н.М.Страхов стал выделять типы литогенеза как специфические формы течения литогенетического процесса на седиментационной и диагенетической стадиях, приводящие к возникновению существенно различных совокупностей горных пород. Он выделил четыре типа современного литогенеза: *ледовый, гумидный, аридный, вулканогенно-осадочный*. Ледовый тип ли-

тогенеза при этом выделялся Н.М.Страховым по наличию ледяного покрова на поверхности и отрицательной среднегодовой температуре, гумидный — по интенсивности процессов разложения органического вещества, аридный — по интенсивности процесса испарения влаги, т.е. по климатическим признакам (температуре и влажности воздуха). Вулканогенно-осадочный тип не является зональным, он развивается на наиболее подвижных и проницаемых для магмы участках литосферы. В настоящее время большинство исследователей признает необходимость выделения, по крайней мере, еще одного — криогенного типа литогенеза Связано это с тем, что в криолитозоне на всех стадиях осадочного породообразования (т.е. на стадии выветривания, переноса, осадкообразования и диагенеза) факторы и процессы литогенеза характеризуются столь существенными отличиями качественного порядка, что в конечном итоге обусловливают формирование специфических горных пород, являющихся продуктом, присущим сугубо криогенному типу литогенеза. Их характеризуют сцементированность льдом при отрицательных температурах, большое содержание пылеватого (алевритового) и песчаного материала, а также льдобрекчий и льдоконгломератов, характерная и неповторимая криогенная структура и структура осадочных пород, особый типоморфный комплекс минералов и пород (лед, гидрослюды, монтмориллонит, вещества и соединения с закисными формами железа, марганца и других элементов, специфичный комплекс полезных ископаемых и т. д.).

6.1. Седиментогенез в криолитозоне

Образование осадочного материала (седиментогенез) в криолитозоне определяется характером протекания процессов на стадиях выветривания, переноса и накопления этого материала на водосборных площадях и осадкообразования в конечных водоемах стока. Стадия образования осадочного материала выветриванием в общей схеме литогенетического процесса при этом 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. Наиболее исследованными и признаваемыми по своей значимости механизмами физического выветривания пород являются: тектоно-механический, температурный, гидратационный и криогидратационный.

Тектоно-механический механизм физического выветривания проявляется в том, что магматические, метаморфические и сцементированные осадочные горные породы еще задолго до выхода в область влияния процессов выветривания ха-

рактеризуются наличием сложной системы трещин. Происхождение, конфигурация и протяженность их могут быть связаны с горным давлением и тектоникой, когда горные породы оказываются в приповерхностных горизонтах земной коры, в них происходят разгрузка и снятие напряжений. Это приводит к раскрытию ранее уже существовавших ультра- и микротрещин, к увеличению их размеров и протяженности, к возникновению серии новых трещин разгрузки. Формирующаяся в приповерхностной части земной коры трещиноватость носит название *зоны предразрушения*. Эта зона имеет мощность от нескольких десятков метров в платформенных областях до сотен метров в тектонически активных зонах. 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, 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 начинает играть *температурный механизм*, связанный с сезонными и суточными колебаниями температуры. Перепады температур на поверхности пород при этом могут достигать сотен градусов. Все это, естественно, определяется как конкретным составом пород, так и ландшафтно-климатическими условиями района.

Наличие перепада температур приводит к неравномерным и затухающим по глубине деформациям и напряжениям растяжения или сжатия, в результате чего происходит зарождение и развитие горизонтальных или вертикальных температурных трещин. Причем в неоднородных породах наряду с вертикальными и горизонтальными температурными трещинами возникает также сложная сеть температурных трещин, обусловленных различной величиной температурных 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.

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. Интенсивность процесса температурного выветривания пород при этом существенным образом зависит от внешних условий среды (климата, орографии, покровов на поверхности др.), что прежде всего будет проявляться через амплитуду колебания температуры на поверхности пород и число циклов перехода температуры через 0°С, которым подвергается горная порода в ходе гипергенеза.

Наряду с температурным механизмом существенное значение в физическом выветривании пород имеет и *гидратационнный механизм* разрушения пород, обусловленный расклинивающим действием тонких пленок воды. Действительно, все ультра- и микротрещины горной породы в естественных условиях обычно оказываются заполненными тончайшими пленками связанной воды, сформировавшимися в результате гидратации или адсорбции водяных паров.

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 расклинивающее давление льда $P_р^л$. 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. Экспериментальные исследования В.Л.Суходровского показали, 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. Вне криолитозоны слой элювия толщиной 1 см 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 механизмов 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 является биологический фактор, приводящий к специфическому виду биогеохимического выветривания Существенную роль микроорганизмов на первичной стадии выветривания впервые отметил Б Б Полынов, много времени уделивший «фрагментарным почвам начальной стадии развития» или «эмбриональной стадии почвообразования» Впоследствии было установлено, что развитие и протекание биологического выветривания в криолитозоне осуществляется в виде ряда последовательных стадии Для первой стадии характерна деятельность лишайников, водорослей, различных бактерий и грибков, которые закрепляются в самом приповерхностном слое породы На второй стадии они проникают 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 слой дернины, мощность которого может достигать 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, формировании гумуса и органических кислот и образовании органогенных отложении

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 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

В целом принимается, что химическое выветривание достигает глубины уровня застойных вод, а физическое выветривание контролируется в основном глубиной проникновения годовых колебании температуры П Ф Швецовым, а вслед за ним и А И Поповым, Ш Ш Гасановым и другими криолитологами в разрезе многолетнемерзлой толщи выделяется обычно три-четыре горизонта (или яруса) различающихся характером физического выветривания

Первый (от поверхности) горизонт включает слой сезонного оттаивания и промерзания пород, характеризуется наличием интенсивных фазовых переходов влаги и промывным режимом в летний период, развитием физического, биогеохимического и химического выветривания В этом горизонте совершаются более

2/3 годового теплооборота и почти весь почвенно-грунтовый влагооборот.

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 соответствует примерно 1/3 части годового теплооборота. При этом в верхней части слоя годовых колебаний температуры еще 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, 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. Большую роль при этом играет рельеф, так как 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. Причем климат субполярных широт накладывает заметный отпечаток на интенсивность и направленность выветривания. Физическое выветривание здесь явно преобладает над химическим.

В профиле площадных кор выветривания криолитозоны, характеризующихся сравнительно малой мощностью, обычно выделяют несколько горизонтов или зон (рис. 6.1). Зона *I* часто представлена слабодифференцируемой смесью грубообломочного материала (так называемый бронирующий слой). Наличие у поверхности грубообломочного материала объясняется его выпучиванием снизу и вымыванием в нижние горизонты мерзлой толщи тонкодисперсного материала. Такие породы принято называть *структурными грунтами*. В горных районах криолитозоны текстурообразующим в них является гольцовый лед. В равнинных районах при более мелкодисперсном составе структурных грунтов криогенные текстуры в зависимости от температур и влажности изменяются от массивных до линзовидно-слоистых. Зона *II* характеризуется несортированной смесью тонкодисперсного материа-

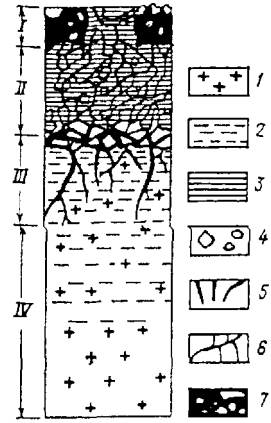


Рис 6 1 Профиль криогенной коры выветривания (*по Ш Ш Гасанову*)

1 — коренная порода, *2* — трещины освобождения от нагрузки, *3* — тонкодисперсный материал с глинистыми минералами монтмориллонитово-гидрослюдистого состава, *4* — обломки слабоизмененных коренных пород, *5* — жильный лед в трещинах коренных пород, переходящих вверх по разрезу в цементный, *6* — текстурообразующий сегрегационный лед, *7* — гольцовый или текстурообразующий цементный лед

ла с дресвой и щебнем 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 текстурообразующего 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 коры выветривания должна характеризоваться типоморфным комплексом гипергенных минералов

Основываясь на вышеизложенном, Ш.Ш.Гасанов вслед за А.И.Поповым и другими выделяет особый — криогенный — тип выветривания, а в профиль коры, наряду с обломочной зоной, включает еще и гидрослюдисто-монтмориллонитово-бейделлитовую зону Очевидно, что в зависимости от тектонического и гидрогеологического режимов, континентальности климата и других конкретных природных условий возможно видоизменение приведенного профиля криогенной коры выветривания (его усложнение или, напротив, упрощение — потеря той или иной зоны).

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, по данным В Л Суходровского, максимальная скорость выветривания составляет, мм/год: на уступе базальтового обрыва Земли Франца-Иосифа 0,05, известняков и сланцев Скандинавии 0,04—0,15, а на известняковых уступах острова Шпицберген до 5

В целом в связи с преобладанием в криолитозоне горноскладчатых областей в гранулометрическом составе элювия более 50 % составляет грубая фракция, представленная хрящом, щебнем и глыбами. Содержание песчаной и алевритовой фракций может достигать 40%, а на низменностях — 70—80%. Пелитовая и глинистая фракции обычно редко превышают 15%, составляя в среднем 3—5%. Такая специфичность состава элювиальных образований позволила отнести эти образования к особому типу элювия — *криоэлювию.*

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. Для стадий переноса и накопления осадочного материала в области развития мерзлых пород характерно глубокое качественное отличие от некриогенных областей, выражающееся в количественных показателях процессов переноса и аккумуляции осадков. Проявляется оно как в возникновении принципиально новых видов переноса, обусловленных различного рода мерзлотными процессами, так и в формировании целого ряда сугубо специфических по химико-минеральному составу и криогенному строению генетических типов континентальных образований, промерзавших по сингенетическому или эпигенетическому типу.

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: 1) дифференциация продуктов выветривания на механические и химические составляющие; 2) разделение продуктов выветривания по составу и содержанию химических элементов в ходе перемещения их к конечным водоемам стока (химическая дифференциация); 3) 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 по сравнению со скоростью миграции поровых растворов и стекающих вод, содержащих химически растворенные и механически взвешенные вещества Благодаря этому на путях переноса происходит отделение грубообломочного материала от растворенного Основная масса обломочных образований остается в пределах склона и его подножий Весь же растворенный и механически взвешенный материал уносится в реки и водоемы Именно с этим связаны механическая природа образования делювия, аллювия, пролювия и формирование преимущественно химико-биогенных отложении в конечных водоемах стока

Механическая и химическая денудация контролируется 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 (1983), показал преобладающее значение растворенных веществ над твердым стоком как в транзитных сибирских реках, так и в реках арктической, субарктической и северной умеренной зон

Преобладание растворенных веществ над взвешенными наносами в равнинных реках обусловлено малыми уклонами местности, характером выпадающих летом моросящих осадков и наличием густого и повсеместного дернового покрова Это, 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 происходит дифференциация продуктов выветривания по дисперсности и по составу минералов в гранулометрическом спектре Она зависит от дальности перемещения материала и геологогеографических условий его разделения в путях переноса

Начальныи этап дифференциации осуществляется в пределах водосборных площадей и проявляется в формировании разнообразных типов склоновых отложений Так, на склонах интенсивно развиваются процессы гравитационной денудации (осыпание и обваливание), постепенно сменяющиеся движением каменно-глыбового материала за счет их раздвигания и выталкивания замерзающей водой и смещения вниз по склону при вытаивании цементирующего льда Так возникает широко развитыи в криолитозоне курумный пояс, представленный каменными щебневыми

потоками и полями. По периферии этого пояса образуются конуса 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. 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 свою концентрацию.

Так, для области распространения многолетнемерзлых пород (Алданское нагорье) И.Б.Никитиной были установлены ряды миграции химических элементов для грунтово-трещинных, почвенно-грунтовых вод, поверхностных вод и ручьев. Было показано, что в области криолитозоны в условиях как восстановительной, так и окислительной обстановок существенно увеличивается подвижность F, Fe, Ti, Cu, Ni, Zr, Ag, Mo и ряда других элементов по сравнению с их подвижностью в некриогенных областях.

В переносе и аккумуляции осадочного материала велика роль текучих вод. Среди них выделяются деятельность временных и постоянных водотоков и плоскостной смыв материала талыми и дождевыми водами, характеризующихся переносом огромного количества осадочного материала 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.

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. 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 сол-

нечной радиации. Проявлением этого воздействия являются 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. В то же время глубинной эрозии водотоков (по сравнению с боковой) препятствует интенсивное поступление в долины делювиально-солифлюкционного материала со склонов, который, перегружая русло, заставляет водоток мигрировать в стороны и подрезать берега. Мелкие водные потоки могут вообще заноситься этим материалом и временно прекращать свое существование, формируя так называемый «ложковый аллювий», состоящий из слабопереработанных текучей водой и плохо сортированных склоновых отложений. И наконец, проявлению глубинной эрозии в криолитозоне могут весьма эффективно препятствовать процессы донного льдообразования в неглубоких водотоках.

Сравнительное изучение аллювия в теплых гумидных областях и в криолитозоне обнаруживает существенное качественное различие аллювия северных рек, проявляющееся в его полидисперсности и гетерогенности, 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 переносом дождевыми водами и водами тающих снежников. Делювиальному сносу тонких частиц по склонам способствуют характер выпадающих летом моросящих осадков и медленное таяние снежного покрова. Причем делювиальный смыв с поверхности супесчано-суглинистых пород существенно возрастает при их повышенной льдистости и наличии в них шлировых криогенных текстур, что обусловливает резко пониженную структурную прочность оттаивающих пород. На склонах с крупнообломочными отложениями плоскостной смыв мелкозема обычно переходит в его суффозию. Процессы делювиального смыва и вымыва могут приводить к формированию довольно мощных толщ отложений у подножий склонов и на пологих участках, известных под названием делювиальные шлейфы, перлювий, делли и др.

Весьма существенной в области развития мерзлых пород оказывается деятельность временных русловых потоков, т.е. действие

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.

В полярных и резкоконтинентальных условиях широко развит также ветровой перенос мелкозема, осуществляемый 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. 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. Это связано с тем, что в песчаных грунтах сублимация льда приводит к полевой потере связности между частицами, которые могут быть свободно унесены ветром. В мерзлых глинистых породах, напротив, связность частиц после сублимации льда не только не уменьшается, но и увеличивается.

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 экзогенными, в том числе и собственно мерзлотными, процессами, разбивающими мерзлые дисперсные породы на отдельности. К таким процессам относятся: морозобойное растрескивание, термоабразия, вытаивание пластовых залежей текстурообразующих и повторно-жильных льдов и др. Оценка роли и конкретной доли каждого процесса в переносе и аккумуляции вещества в настоящее время недостаточно изучена, однако очевидно, что здесь 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

Так, например, в областях оледенений ледниковый перенос практически подавляет все другие виды переноса. Наиболее широко в криолитозоне развит склоновый перенос, и прежде всего солифлюкционный, гравитационный, курумный и термоэрозионный. 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, чем 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.

Поступающий в конечные водоемы стока осадочный материал включает растворенные и коллоидные вещества, механические смеси (взвеси) в обломочный материал. В результате его смешения с морскими и озерными водами происхолят осаждение коллоидов, осадка 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. Например, Арктический бассейн характеризуется низкой положительной и даже иногда отрицательной температурой и существованием почти круглогодичного ледяного покрова на их поверхности. Такой режим препятствует волнению и обеспечивает осаждение тонкодисперсного материала даже на мелководных участках. Наряду с этим наличие плавучего льда айсбергов на поверхности водоемов криолитозоны способствует разносу крупнообломочного материала на большие расстояния и спорадическому его осаждению (даже на глубоководных участках), что обусловливает 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 вследствие опреснения водами сибирских рек понижается до 20‰. Воды озер слабо минерализованы, пресные. В бассейновом осадкообразовании обычно химическое осаждение преобладает над биогенным.

Оценить скорость накопления осадков в современных водоемах стока весьма сложно из-за трудности определения перерывов в

осадконакоплении. Максимальное ее значение может достигать десятков миллиметров в год. Так, в Онежском озере она 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.

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. При этом 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 осаждению крупнообломочного материала на всей площади морских водоемов Арктического бассейна в значительной мере способствует транспортировка обломочного материала айсбергами. 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.

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. 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.

Скорость отступания берегов озер, морей и водохранилищ в криолитозоне исследователями 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/год, а термокарстовые озера в Анадырской тундре перемещаются со скоростью порядка 10 м/год. Преобладающие же средние величины отступания 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 отступания 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, суммарный годовой эффект в отступании берегов оказывается близок в обоих случаях.

Поступающий с суши в конечные водоемы стока осадочный дисперсный материал подвергается существенному перемещению и разносу вследствие ветровых волнений, приливо-отливных, постоянных океанических и морских течений, а также движений айсберговых, береговых и паковых льдов и др. Распределение осадков по механическому составу в северных морях подчиняется в целом схеме Н. М. Страхова и характеризуется сменой терригенного (песчано-алевритового) материала в прибрежной зоне химико-биогенно-карбонатным и кремнистым — в глубоководной.

Органическое вещество в морской бассейн приносится прежде всего с материковым стоком и, кроме того, поступает в осадок в результате жизнедеятельности планктона и бентоса. В реках севера содержание органического вещества может достигать 70% от всех растворенных и коллоидных веществ. Однако бо́льшая часть этого органического вещества не достигает моря и осаждается в устьях рек и на шельфе.

Для современных донных осадков арктических морей весьма характерны оксидные железисто-марганцевые конкреции, 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, а в Беринговом море оно достигает 11%. Причем почти все железо

присутствует в виде коллоидов $Fe(OH)_3$ и железисто-органических соединений.

Гранулометрический, химико-минеральный составы и строение донных отложений морей и водоемов криолитозоны характеризуются целым рядом специфических черт, обусловленных особенностями их седиментогенеза и режима конечных водоемов стока. 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).

На формирование дисперсности и строение донных осадков пресноводных замкнутых и полузамкнутых 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 слоисто-ленточных осадков.

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

6.2. 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 одно- или многократному промерзанию — оттаиванию, приспосабливаясь к изменяющимся (по мере своего погружения) термодинамическим и физико-химическим условиям окружающей среды. В результате тектонических движений и денудационных процессов они могли неоднократно приближаться к земной поверхности (и даже попадать в зону выветривания), а затем вновь погружаться, проходя повторно стадии диагенеза и эпигенеза.

Промерзание и оттаивание осадочных толщ, связанные с фазовым переходом воды в лед, оказываются в данном случае наиболее существенными процессами криогенного преобразования состава, строения и свойств породы. При промерзании возникают

кристаллизационные структурные связи, происходит «окаменение» (по П.Ф.Швецову) дисперсной породы. При этом происходят перераспределение в промерзающей толще пород, концентрации растворенных веществ (криогенное опреснение и концентрирование, сульфатизация и карбонатизация, образование криопэгов и др.), миграция влаги к фронту промерзания, сегрегационное, инъекционное и аблимационное льдовыделение, усадка, набухание и распучивание промерзающих пород и др. Особое значение для процесса литогенеза в криолитозоне приобретают объемно-градиентные напряжения, возникающие в промерзающих и мерзлых породах, которые вызывают существенное преобразование первоначальной структуры талой породы, ее плотности и прочности. Процесс многолетнего промерзания за весьма короткий промежуток времени способен произвести такое преобразование структуры и текстуры минеральной части породы, которое при диагенезе обычного типа реализуется на протяжении десятков и сотен тысячелетий. Именно поэтому говорят об особом типе диагенеза — мерзлотном, при котором возникает качественно новая порода — криогенная.

Преобразование бассейновых осадков криолитозоны при прогрессивном диагенезе и эпигенезе происходит аналогично таковым в теплых гумидных областях и связывается с циклом физических и физико-химических преобразований: обезвоживанием и уплотнением осадков, формированием типичных разрывных и пластических деформаций, изменением химико-минерального состава и т. д. Коренного преобразования состава глинистых минералов при этом не происходит.

Качественно иное преобразование бассейновых отложений в криолитозоне характерно для регрессивного диа- и эпигенеза, когда эти отложения после воздействия обычных диагенетических физико-химических процессов выходят из-под уровня водоема, приближаясь к дневной поверхности. При этом они могут промерзать сразу после выхода из-под уровня водоема — (*синхронно-эпикриогенные*) или существовать в талом состоянии длительное время, а лишь затем промерзать в результате похолодания климата (*асинхронно-эпикриогенные*).

Асинхронно-эпикриогенные толщи бассейновых отложений развиваются обычно на осадочных образованиях, прошедших стадии 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 в теплых гумидных или аридных областях. После выхода этих осадков из-под уровня моря формирование коры выветривания происходит еще при от-

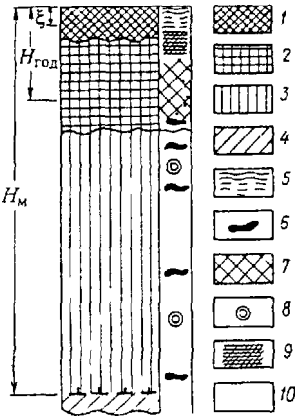


Рис 6 2 Строение асинхронно-эпикриогенных толщ бассейновых отложений

1—3 — мерзлые породы (*1—2* — соответственно современной и древней кор выветривания, *3* — зоны регрессивного криодиагенеза), *4* — немерзлые породы, *5—10* — криогенные текстуры (*5* — тонко- и частослоистые, *6* — толсто и редкослоистые, *7* — толсто- и крупносетчатые, блоковые *8* — унаследованные *9* — тонко- и мелкосетчатые, *10* — массивные), ξ $H_с$ $H_м$ — соответственно мощности слоя сезонного оттаивания, слоя годовых колебаний температуры и слоя многолетнемерзлых пород

сутствии воздействия на нее криогенного фактора. В дальнейшем в связи с общим или региональным похолоданием эти толщи подвергаются одностороннему промерзанию сверху, в ходе которого происходит преобразование их дисперсности и химико-минерального состава 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, а также уменьшения скорости промерзания и градиентов температуры будут формироваться наложенные редкие, но сравнительно мощные горизонтальные прослои и наклонные ледяные шлиры, а также инъекционные и аблимационные разновидности льда В целом асинхронно-эпикриогенные толщи бассейновых отложений характеризуются трехчленным строением (рис 6 2)

Синхронно-эпикриогенные толщи могут формироваться на бассейновых осадках, прошедших стадии 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 криолитозоны 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 обусловливает формирование специфичной косослоистой криогенной текстуры В целом же такие синхронно-эпикриогенные толщи характеризуются следующими особенностями

До начала континентального (аэрального) промерзания бассейновых отложений на мелководьях и шельфах они подвергаются

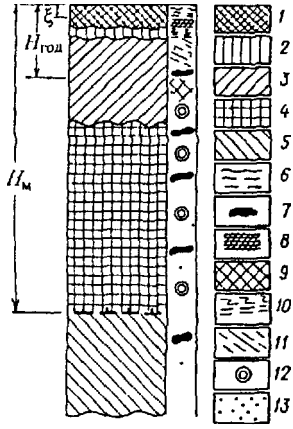


Рис 6 3 Строение синхронно-эпикриогенных толщ бассейновых отложений

1—4 — мерзлые породы (*1* — эпикриогенные современной коры выветривания, *2—3* — соответственно сингенетически и эпигенетически промерзшие под водой, *4* — эпигенетически промерзшие в ходе регрессивного криодиагенеза), *5* — немерзлые породы, *6—13* — криогенные текстуры (*6* — тонко- и частослоистые, *7* — толсто- и редкослоистые, *8* — тонко- и мелкосетчатые, *9* — толсто- и крупносетчатые, блоковые, *10* — неполноразвитые сетчатые, *11* — наклоннослоистые и чешуйчатые, *12* — унаследованные, *13* — массивные)

эпигенетическому подводному (аквальному) промерзанию, еще не претерпев существенных диагенетических преобразований. При этом возможно и образование криопэгов.

Выше этих эпикриогенных (аквально промерзших) пород, по мере осушения шельфовых участков, может образовываться сравнительно маломощный (первые метры) слой сингенетических шквальных мерзлых пород, промерзание которых происходило под водой одновременно с накоплением осадков. Континентальное промерзание сверху, таким образом, осуществлялось через слой вышедших из-под уровня моря аквально промерзших пород. Мощность их на шельфе 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 син- и эпигенетических аквально промерзших осадочных пород. В целом состав и строение синхронно-эпикриогенных толщ бассейновых образований существенно отличны от состава и строения асинхронно-эпикриогенных толщ В их разрезе выделяется в первом приближении четыре специфических слоя мерзлых пород (рис. 6.3).

Преобразование континентальных отложений в породу происходит по-разному в субаэральных и субаквальных условиях

Субаэральные и субаквальные континентальные отложения. Обе группы отложений 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 существенно сказывается на протекании процесса криогенного преобразования осадка в породу при формировании эпи- или синкриогенных толщ

Субаквальные отложения (пойменные, ваттовые, старичные, болотные и др.) характеризуются стабильностью режима осадконакопления, скорость которого измеряется долями или первыми единицами миллиметров в год. В большинстве своем они пылеватые, сильно пористые (за счет наличия тонких пор), переувлажнены, хорошо сортированы, с отчетливо выраженной ориентировкой, имеют серовато-темные тона окраски и содержат большое количество слаборазложившихся растительных остатков и органики. Обычно из-за своей сильной обводненности и высокой дисперсности эти осадки плохо дренируются и несут следы оглеения. Это свидетельствует о преимущественно восстановительных условиях среды, о возникновении закисных соединений железа, сероводорода и метана (в болотах) и высоком содержании углекислоты. Из минеральных новообразований характерны гидрослюды, вивианит и сидерит.

Субаэральные континентальные отложения формируются весьма неравномерно во времени. Например, накопление солифлюкционных образований может происходить как ежегодно, так и с перерывами в два-три года. Однако несмотря на такую нестабильность субаэрального осадконакопления, мощность их 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 преимущественно окислительнонейтральной среды. В связи с этим для них характерно присутствие соединений железа в оксидной 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 могут быть выделены три типа мерзлых толщ, отражающих три различных варианта преобразования континентальных отложений: 1) асинхронно-эпикриогенные; 2) асинхронно-эпикриогенные палеокриоэлювиальные; 3) синкриогенные.

Строение *асинхронно-эпикриогенных* толщ континентальных отложений достаточно простое. В их разрезе прослеживается современная и сравнительно маломощная кора выветривания криогенного типа, переходящая в слабо выраженную древнюю (некрио-

генную) кору выветривания, претерпевшую одноразовое промерзание. Нижняя, наиболее мощная, часть рассматриваемой толщи представлена эпигенетически промерзшими континентальными отложениями. Химико-минеральный состав этих пород отражает следы криогенного преобразования в связи с промерзанием и изменением геохимической обстановки.

В случае, когда накопление и диагенез континентальных отложений происходят вне области развития мерзлых пород, но с хорошо выраженным процессом сезонного промерзания, по мере накопления отложений они подвергаются неоднократному (циклическому) сезонному промерзанию. Другими словами, практически вся толща таких континентальных отложений на стадии диагенеза должна испытывать на фоне общего выветривания неоднократное воздействие криогенного фактора. По мере погружения эти образования выходили из-под действия мерзлотного фактора и представляли собой немерзлые породы, прошедшие более или менее продолжительный этап криогенного элювиирования. Так формируются *палеокриоэлювиальные* толщи немерзлых континентальных отложений.

Процесс криоэлювиирования в данном случае характеризуется рядом специфических черт, существенно отличных от таковых для развития мерзлых пород. Поскольку продолжительность теплого периода года при этом значительно больше холодного, то элювиальные породы получают больше тепла и влаги в годовом цикле, характеризуются лучшим промывным режимом в связи с отсутствием подстилающих мерзлых пород и преимущественно окислительной обстановки, 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 асинхронно-эпикриогенные палеокриоэлювиальные толщи континентальных отложений.

И наконец, накопление континентальных отложений в области развития многолетнемерзлых пород обусловливает формирование *синкриогенных* толщ. Их образование осуществляется при последовательной цикличности процессов накопления определенных по толщине слоев 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 син- и эпикриогенных толщ. Мощность эпикриогенных толщ растет и увеличивается вследствие углубления нижней границы мерзлоты, а синкриогенных — верхней поверхности многолетнемерзлых пород. Наиболее обоснованно и углубленно проблема и механизм формирования синкриогенных пород рассмотрены Е.М.Катасоновым, А.И.Поповым, Н.Н.Романовским, И.Д.Даниловым и др.

В процессе формирования синкриогенные толщи слабо подвержены воздействию обычных процессов диагенеза. Так, например, применительно к аллювиальным отложениям Арктики и Субарктики Ю.А.Лаврушин показал, что в этих осадках прослеживается особый тип диагенеза — мерзлотный диагенез, связанный с многократным промерзанием—оттаиванием и с сопутствующими 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 составляют минералы льда), вяло протекают процессы разложения органических и растительных остатков. Наиболее сильные преобразования синкриогенные породы претерпевают в структурно-текстурном отношении. 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 отношениях 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.

Интенсивность преобразования континентальных отложений синкриогенного типа оказывается существенно различной 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 цик-

лов промерзания. Это приводит к тому, что синкриогенные толщи континентально-субаквального генезиса оказываются более существенно преобразованы процессом криоэлювиирования в сравнении с континентально-субаэральными отложениями.

В целом синкриогенные толщи, в отличие от эпикриогенных, характеризуются весьма своеобразным обликом, составом, строением и свойствами. Они, как правило, более пылеваты и гумусированы, что приводит к меньшей емкости поглощения. В их составе преимущественно развиты закисные соединения железа, гидрослюды и монтмориллонит. Им свойственны большая пористость, пластичность и тиксотропия, равномерное распределение льдистости по разрезу, тогда как эпикриогенные толщи характеризуются убывающей льдистостью по глубине. Кроме того, наличие в разрезе синкриогенных толщ указывает на две важные особенности: 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 является полигенетической; 2) практически невозможно формирование синкриогенных толщ мощностью более первой сотни метров. Чаще всего мощность синкриогенных пород континентально-субаквального генезиса ограничивается несколькими десятками метров. Так, если принять, что максимальная скорость осадконакопления субаквально-континентальных отложений составляет 1 мм/год, то при продолжительности непрерывного (порядка 100 тыс. лет) существования суровых климатических условий, обеспечивающих формирование синкриогенных пород, мощность их составит около 100 м.

Особенности преобразования бассейновых и континентальных отложений при промерзании на участках поднятий и опусканий в новейшее время существенно различны. Так, на севере европейской части России и в Западной Сибири процент распространения мерзлых толщ в районах тектонических опусканий значительно выше, чем в районах поднятий. По составу и сложению породы, претерпевшие многочисленные циклы промерзания и оттаивания, являются лёссовидными, и, как показывают экспериментальные исследования, можно установить зависимость лёссообразования от числа циклов этих процессов. При этом чем большее число циклов претерпела исходная порода, тем она ближе к типичным лёссовидным, лёссовым покровным образованиям. Для эпикриогенных толщ мощность такого слоя ограничивается слоем сезонного оттаивания. Для синкриогенных и палеокриоэлювиальных толщ дисперсных пород, испытавших многократное действие промерзания—оттаивания, по всему разрезу возможно формирование лёссовидных пород. При этом предполагается, что образование их происходило в ходе сингенетического промерзания конти-

ментальных осадочных отложений и прежде всего субаквально-континентальных.

При отрицательных среднегодовых температурах формируются синкриогенные толщи пород с отчетливыми признаками облёссования, а при положительных — палеокриоэлювиальные толщи лёссовых пород. Как в первом, так и во втором случаях наибольшая степень криогенного преобразования наблюдается в области среднегодовых температур, близких к 0°С, что предопределяется существованием здесь наибольших глубин сезонного оттаивания и промерзания. Степень облёссования пород в результате их циклического промерзания — оттаивания оказывается обратно пропорциональной скорости осадконакопления.

При $v_{oc} \geq \xi$, т.е. если величина осадконакопления превышает глубину промерзания—оттаивания, то процесс лёссообразования затухает полностью. Максимальной интенсивности он достигает при $v_{oc} \leq \xi$, когда свежеотложенный слой осадков успевает претерпеть несколько десятков тысяч циклов промерзания—протаивания до перехода в многолетнемерзлое состояние. Таким образом обнаруживается сложная взаимосвязь криогенного преобразования пород от v_{oc} и ξ. При этом формированию лёссовых и лёссовидных пород криогенного генезиса в наибольшей мере благоприятствуют малые скорости осадконакопления при максимальных глубинах сезонного оттаивания или промерзания супесчано-суглинистых субаквально-континентальных пород.

6.3. Формирование полезных ископаемых на различных стадиях криолитогенеза

Все месторождения полезных ископаемых, как известно, подразделяются на эндогенные (магматогенные и метаморфогенные) и экзогенные (седиментогенные). 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 осадконакопления, бассейнового осадконакопления и послеседиментационного преобразования отложений

Месторождения полезных ископаемых группы 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 биохимического выветривания ко-

ренных пород и выноса поверхностными и подземными водами или переотложения части этих продуктов мобилизации.

К элювиальным месторождениям этой группы 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 (щебня, песка, высокопылеватых супесей, суглинков, стеновых, дорожных и бутовых строительных камней и др.) и стекольно-керамического сырья (песка, глины), а с другой— элювиальные россыпные месторождения криогенного типа.

К инфильтрационным месторождениям полезных ископаемых криолитозоны, которые в наибольшей мере присущи гумидным условиям, можно предположительно отнести 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.

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.

В работах 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 большинстве сконцентрированы и приурочены к долинам северных рек, в то время как вне криолитозоны они выражены значительно слабее.

Определенное значение среди россыпных месторождений имеют и гляциальные россыпи, связанные с моренными или флювиогляциальными отложениями. Некоторые алмазоносные и металлогенные ледниковые отложения являются объектом промышленной эксплуатации. Таковы золотоносные морены Аляски, алмазоносные морены Бразилии, флювиогляциальные россыпи золота Новой Зеландии, платиновые россыпи Канады и др. Среди биогенных месторождений криолитозоны наиболее развиты место-

рождения торфов, обычно слаборазложившихся, с хорошо сохранившимися растительными остатками, и заторфованных или гумусированных супесчано-суглинистых отложений болот и заболоченных равнин. 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 путями. 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 в криолитозоне широко распространены, поскольку, например, только на территории Севера европейской части России, характеризующейся развитием криогенного типа литогенеза, насчитывается более 400 тысяч озер. 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 по распространению нередко занимает одно из первых мест. 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, характерные для озерных отложений Севера европейской части России.

В ходе диагенеза морских осадков прослеживаются существенное изменение глинистых минералов (бейделлитизация и монтмориллонитизация гидрослюд) и формирование комплекса аутигенных минералов, которые в последующем перераспределяются и стягиваются на локальных участках в конкреции. Согласно исследованиям И.Д.Данилова (1983), при этом формируются обычно сульфиды железа, вивианит, железо-марганцевые соединения и в незначительном количестве карбонаты. Вивианитовые 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 о существовании на стадии диагенеза резко восстановительных условий Содержание Fe_2O_3 в вивианитовых конкрециях достигает 40%, а P_2O_3 — 20% Конкреции сульфидов железа характеризуются преимущественно овальной, шаровидной и эллипсовидной формами и размерами до 10 см в поперечнике Ядро конкреций обычно представлено пиритом и окружено черным аморфным веществом, состоящим из коллоидного сернистого железа (гидротроллит) 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%) Оксидные железистые и железо-марганцевые 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

Группа месторождений послеседиментационного криогенного преобразования пород может быть подразделена на месторождения эпи- и синкриогенного класса, которые соответствуют бассейновым и континентальным эпикриогенным и континентальным синкриогенным и палеокриоэлювиальным толщам осадочных пород

Прежде всего здесь следует отметить формирование собственно криогенных месторождений криолитов Среди них наиболее широко представлены текстурообразующие, повторно-жильные льды, инъекционные и пластовые залежи льда Немаловажное значение при промерзании осадочных отложении 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 (пирит, сидерит, марказит, гидрослюда, монтмориллонит, вивианит, углекислота, метан и др) Одновременно с этим весьма типичны для криолитозоны месторождения криопэгов и газогидратов

Криопэги — высокоминерализованные отрицательнотемпературные подземные воды, залегающие чаще всего ниже подошвы многолетнемерзлых пород, но встречаются и меж- и надмерзлотные криопэги Такие подземные воды формируются в результате отжатия вниз при промерзании легкорастворимых соединений и образования мощных зон, содержащих хлоридные натриевые (реже хлоридные кальциевые и магниевые) рассолы Это обеспечивает

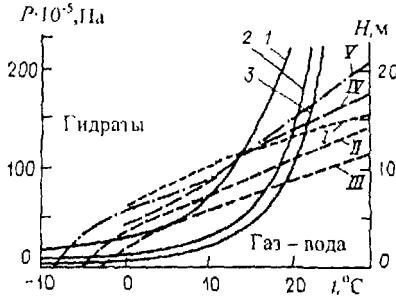


Рис. 6.4. Определение интервала возможного нахождения природных газов в гидратном состоянии (*по Г.Д.Гинзбургу и Я.В Неизвестнову*):

1—3 — равновесные кривые образования гидратов природных газов с различной плотностью (*1* — 0,555 г/см³, *2* — 0,6 г/см³, *3* — 0,7 г/см³) в координатах «давление—температура», *I*– *V* — распределение температуры *по глубине H* на площадях Енисей-Хатангского прогиба с различной мощностью мерзлой зоны

резкое повышение их концентрации ниже фронта промерзания — криогенное концентрирование. Мощность зоны криопэгов колеблется от нескольких десятков до нескольких сотен метров, а минерализация этих вод изменяется от 30 до 300 г/л. Наиболее широко криопэги распространены в пределах шельфов северных морей, арктических островов, Сибирской платформы 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 оказываются возможными образование специфической решетки кристаллогидрата и переход этого соединения в твердое гидратное состояние. Такой процесс нередко приводит к мощным скоплениям газогидратных залежей. Вне криолитозоны газогидратные залежи формируются чаще всего на глубинах свыше 1 км. В криолитозоне они располагаются ниже подошвы многолетнемерзлых пород и могут содержаться в самой мерзлой толще. Ориентировочная оценка интервала возможного нахождения природных газов в гидратном состоянии (*P—t—H*-диаграмма) представлена на рис. 6.4. Как следует из диаграммы, в пределах криолитозоны интервал глубин существования газогидратов 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 покрышки. 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 зона сочленения океана и криолитозоны, характеризуясь

благоприятными условиями для формирования газогидратных покрышек, служит выгодным резервуаром для скопления значительных объемов природного газа

Синкриогенный класс месторождении осадочных пород наиболее ярко представлен лессами и лессовидными образованиями, характеризующимися повышенной карбонатностью, преимущественным содержанием вторичных пылеватых частиц и преобладанием в его составе среди гидроксидных соединений железа, лимонита Лессовые породы и приближающиеся к ним покровные суглинки представляют интерес как стекольно-керамическое сырье и образуются в ходе формирования палеокриоэлювиальных толщ Собственно синкриогенные породы характеризуются повышенным содержанием криолитов (в виде мощных скоплении 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 особенности формирования полезных ископаемых в криолитозоне изучены недостаточно и требуют серьезных и длительных исследований

ГЛАВА 7 СОСТАВ И СТРОЕНИЕ МЕРЗЛЫХ ПОРОД

7.1. Особенности органо-минерального и химического состава мерзлых пород

Органо-минеральный и химический состав мерзлых пород и их дисперсность к настоящему времени изучены недостаточно Наибольшее внимание уделялось исследованию в основном лишь льда (как минерала и как горной породы), слагающего крупные скопления и залежи Однако при сезонном и многолетнем промерзании—протаивании происходит преобразование не только льда, но и минерального, химического и органического состава самого скелета породы

Специфичными для области распространения мерзлых пород оказываются химические процессы, которые протекают в характерной для криолитозоны кисло-нейтральной и восстановительной средах с повышенным содержанием углекислого газа, растворенной углекислоты и фульвокислот. Здесь широко развиты процессы коагуляции и пептизации, обусловливающие распространенность коллоидных и пылеватых частиц.

В минеральной части мерзлых пород обычно выделяют: первичные нерастворимые в воде, вторичные нерастворимые в воде, вторичные растворимые в воде минералы, органические и органо-минеральные соединения. Основной особенностью состава мерзлых пород является появление нового породообразующего минерала — льда, строение которого определяется условиями формирования мерзлой породы, ее генезисом. Лед может находиться в порах и образовывать прослои, линзы и криогенные конгломераты или значительные его скопления — мономинеральную породу в виде клиновидножильных, инъекционных и других видов подземного льда.

Первичные минералы и их агрегаты, образующиеся в результате физического выветривания изверженных и метаморфических пород в криолитозоне, существенно отличаются от минералов вне этой зоны. Это проявляется прежде всего в повышенном содержании слабостойких к выветриванию минералов. Среди вторичных нерастворимых в воде минералов, формирующихся обычно в криолитозоне в результате разрушения и преобразования в основном слоистых и ленточных силикатов и полевых шпатов, преобладают монтмориллонит, гидрослюды, бейделлит.

Вторичные растворимые в воде минералы в мерзлых породах представлены соединениями гидрокарбоната кальция и магния, сернокислого кальция и натрия, а также хлористого натрия. Легкорастворимые соли (хлориды и сульфаты) находятся только в растворе, а труднорастворимые (карбонаты)—чаще всего в твердом состоянии. По мере понижения отрицательной температуры мерзлых пород в соответствии со степенью растворимости солей выпадают в осадок вначале карбонаты, а затем сульфаты. Соли, содержащие кристаллизационную воду, образуют кристаллогидраты, которые входят в состав мерзлых пород как твердая компонента.

Для криолитозоны характерно наличие *клатратных* соединений, которые обычно формируются на глубине свыше 1000 м, образуя запасы полезных ископаемых: метана, этана, сероводорода, углекислоты и др. Важными полезными ископаемыми в криолитозоне являются криопэги — мощные (более 1000 м) образования высокоминерализованных вод, не замерзающих при отрицательных температурах и содержащих ряд легкорастворимых солей каль-

ция, магния, натрия, калия и др. Для народного хозяйства велика роль и самого пресного льда (пластового, жильного, наледного и др.).

Органическое вещество в криолитозоне может находиться в виде слаборазложившихся растительных и животных остатков и продуктов их разложения — гумуса. Мигрируя в почвах, продукты разложения образуют специфические для северных почв горизонты. При этом для хорошо дренируемых почв в криолитозоне характерны процессы оподзоливания, тиальферризации и иллювиального гумусирования.

Большое распространение в тундровых районах криолитозоны имеют глеевые почвы, формирующиеся в слабодренируемых породах. Небольшая водопроницаемость глинистых и суглинистых пород при близком залегании кровли многолетнемерзлых пород приводит к слабой дифференциации почвы на горизонты. Под торфянистой подстилкой следует глеевый горизонт, который постепенно переходит в породу. Иногда под торфянистой подстилкой выделяют несплошной грубогумусовый аккумулятивный горизонт. На границе с кровлей многолетнемерзлых пород часто отмечается повышенное содержание Fe и гумуса.

В криолитозоне широко распространены торфяные породы, образующиеся при отмирании и разложении болотной растительности в условиях избыточного увлажнения, недостатка кислорода и низких температур.

Торф обычно разделяют на верховой, располагающийся на возвышенных участках (водоразделах, склонах), и низинный — в наиболее низких участках рельефа. Низинные торфа в отличие от верховых формируются в более влажных и слабодренируемых условиях, поэтому отличаются и по своему составу. В криолитозоне низинные торфа содержат больше гумусовых веществ (до 30%) и вивианита, имеют большую зольность и менее кислую среду. Заболачивание, оторфование и слабое разложение растительных и животных организмов способствуют образованию различных водородных соединений: метана CH_4, фосфористого водорода P_2H_4, сероводорода H_2S и др.

Дисперсность органо-минерального скелета мерзлых пород, как и их минеральный состав, в криолитозоне имеет свои специфические особенности. В горных районах интенсивно протекают процессы физического криогенного выветривания (криоэлювиирования), в результате которых происходит дробление скальных пород до размеров крупнообломочных, песчаных и пылеватых фракций. Отложения равнинных низменных территорий в отличие от горных практически не содержат крупнообломочного материала. Однако в их мелкодисперсной фракции также преобладают пылеватые частицы. Для горных районов характерна слабая

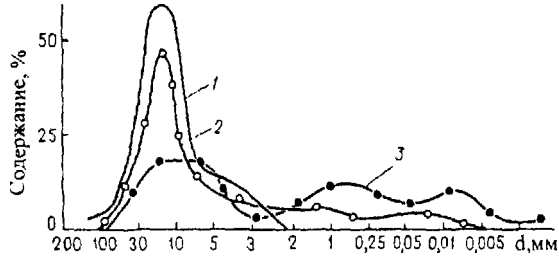


Рис. 7.1. Распределение фракций обломочного материала различных генетических типов (*по Ю.В.Шумилову*):

1 — элювий; 2 — делювий, 3 — аллювий

сортировка осадочного материала, а при переходе из одного генетического типа в другой (из элювия в делювий и аллювий) он становится все более неоднородным. Основной причиной такой дифференциации является интенсивная задержка и аккумуляция крупнообломочной фракции пород в верхних частях склонов при достаточно активном выносе тонкодисперсного материала в нижней части склонов. Другая важная причина связана с преобладанием в осадочных породах процесса криогенного разрушения (физического выветривания), наиболее активно протекающего в увлажненных нижних частях склонов. Так, например, элювий Приколымья представлен узким диапазоном фракций (10—30 мм) при отсутствии в верхней части разреза мелкозема и появлении в нижней части песка и крупной пыли (рис. 7.1). В делювии максимум также приходится на фракции 10—30 мм, но уже появляется много тонких песчаных и пылеватых фракций. В аллювиальных отложениях максимум смещается на фракции 5—20 мм, значительно увеличивается содержание песка и пыли, в мелкодисперсной фракции преобладают пылеватые частицы и в целом возрастает неоднородность и несортированность пород, т.е. происходит дифференциация осадочного материала. На равнинах, отложения которых не содержат крупнообломочного материала, неоднородность и несортированность осадочного материала прослеживается слабо.

Интенсивное криогенное диспергирование обломочных пород, обусловленное процессами циклического промерзания—оттаивания, при слабой дифференциации продуктов выветривания приводит к характерным для северных районов полидисперсности и гетеропористости. Дифференциальные кривые распределения частиц (первичных и вторичных) по размеру для различных дисперсных пород носят обычно многомодальный характер, что отражает высокую полидисперность их минеральной части. Наиболее часто для тонкодисперсных пород наблюдаются моды в диапазоне коллоидной, глинистой, песчаной, мелко- и крупнопы-

леватой фракций. Полидисперсность характерна для песков, супесей, суглинков и глин, имеющих, как правило, полиминеральный состав. Породы монодисперсные, характеризующиеся одной четко выраженной модой, встречаются среди тяжелых глин и песков и в большинстве случаев являются мономинеральными.

Криогенное диспергирование песчаных пород обусловливает формирование лёссовидных отложений, наиболее типичных для пород слоя сезонного оттаивания и промерзания. Гранулометрический состав лёссовидных отложений довольно однородный: фракция крупной пыли (0,05—0,01 мм) составляет 60—90%. Лёссовидные породы — наиболее распространенные отложения равнин и обрамляющих предгорий. Их представителями являются покровные лёссовидные суглинки Большеземельской тундры, аналогичные образования развиты на севере Западной Сибири, в Северной и Центральной Якутии и др.

Органо-минеральная часть мерзлых пород обычно сцементирована льдом, в результате чего образуются льдосодержащие глинистые и песчаные породы, галечники, льдобрекчии и льдоконгломераты. Поры, образуемые минеральным скелетом этих пород, оказываются полностью или частично заполнены льдом. Поэтому для мерзлых пород одновременно с пористостью важное значение имеют пустотность, а также степень заполнения их льдом и незамерзшей водой. Пустотность мерзлых пород часто понижена, различна в породах разного генезиса и уменьшается при переходе от элювиальных к делювиальным и аллювиальным отложениям.

Большое влияние на формирование дисперсности пород в криолитозоне оказывает их генезис. Так, аллювиальным отложениям свойственны грубые фракции, а в высокогорных районах они представлены в основном крупнообломочным материалом, сцементированным льдом. В криоэлювиальных образованиях плоскогорий преобладающей становится щебнистая фракция, а содержание пылеватой и глинистой фракций может достигать 25%. На крутых склонах в связи с выносом тонких продуктов разрушения формируются грубообломочные породы без мелкодисперсного заполнителя, а на пологих склонах идет постоянное накопление мелкозема.

Для аллювиальных отложений криолитозоны характерна четко выраженная сортировка материала: в русле реки — обломочные и крупнозернистые отложения, на прирусловой отмели — более дисперсные, на пойме преобладают пылеватые и глинистые отложения.

Дисперсность морских и озерных отложений в криолитозоне обусловлена особенностями их седиментогенеза. Основное значение в распределении крупнообломочного материала в породах морского генезиса имеют транспортировка его речным льдом и

айсберговый разнос. Ореолы его рассеивания чрезвычайно велики. Поэтому глубоководные микрофракции донных морских осадков криолитозоны нередко включают гравий, гальку и валуны.

Озерные отложения представлены суглинками и глинами, насыщенными органическим веществом с характерной ленточной слоистостью. В них встречаются прослои прибрежного песка и грубообломочных включений, переносимые речным и озерным льдом.

7.2. Незамерзшая вода и лед в горных породах

Фазовый состав влаги, т. е. содержание пара, незамерзшей воды и льда в мерзлой породе, предопределяет специфику основных физических и механических свойств мерзлых пород и протекание мерзлотно-геологических процессов в криолитозоне.

Жидкая фаза воды в мерзлых породах может находиться в различных энергетических и структурных состояниях: от состояния свободной воды до существенно модифицированной структуры вблизи поверхности минеральных частиц.

Атомы в свободной молекуле H_2O образуют треугольник с углом H—O—H, равным примерно 104,5° (во льду 109°). Расстояния O—H и H—H соответственно равны 0,096 и 0,154 нм (рис. 7.2). Вода, обладая особой структурой, характеризуется рядом аномальных свойств. Так, при плавлении твердой фазы воды происходит уменьшение объема, а не увеличение; плотность воды имеет максимум при +4°C, теплоемкость при плавлении возрастает более чем вдвое — от 2,05 до 4,57 кДж/кг; диэлектрическая постоянная довольно высока и изменяется от 88 при 0°C до 80 при +20°C и т.д. При этом вязкость воды составляет примерно $1{,}8 \cdot 10^{-2}$ Па·с при 0°C и уменьшается с повышением температуры примерно до $0{,}28 \cdot 10^{-2}$ Па·с при 100°C. Поверхностное натяжение на границе с воздухом при давлении 10^5 Па составляет соответственно 75,6 и 58,9 мН/м при 0 и 100°C. Кроме того, вода обладает инерционностью структурных преобразований, возникающих под влиянием внешних воздействий, что проявляется и в ее свойствах. Все аномальные свойства воды связаны с ее структурой, отличительной особенностью которой являются прочные водородные связи, образующие квазикристаллическую структуру с тетраэдрической координацией соседних молекул («ближний порядок»). Энергия водородной связи для льда составляет 18,8 кДж/моль.

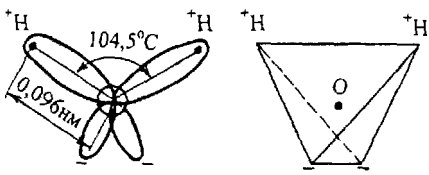


Рис. 7.2. Модель молекулы воды

Существует несколько десятков моделей структуры воды. В России общепринятой является модель С.Я.Самойлова, которая была

подтверждена рентгеноструктурными, спектроскопическими и другими исследованиями структуры и свойств воды. Согласно С.Я.Самойлову, в жидкой воде сохраняется несколько нарушенный тепловым движением льдоподобный каркас, полости которого частично заполнены мономерными молекулами. При поступлении на 1 г льда 0,334 кДж тепла он превращается в жидкость. Это происходит при разрыве всего лишь 9—11% связей, что вытекает из соотношения теплот плавления и сублимации льда (0,334 кДж/2,834 кДж).

Лед является важнейшим породообразующим минералом и мономинеральной горной породой в криолитозоне. Он присутствует в мерзлых породах в виде льда-цемента, включений, в виде отдельных скоплений. В целом подземный лед составляет 2% от общего объема льдов криосферы (около 0,5 млн км^3).

Лед — специфическое минеральное образование, существенно отличающееся по составу и строению от других минералов и горных пород. Известны 10 кристаллических модификаций льда и аморфный лед. В природных условиях существует лишь одна модификация льда (лед 1), кристаллы которого обладают гексагональной пространственной решеткой и принадлежат к дитригонально-пирамидальному виду симметрии тригональной системы. В такой структуре шесть молекул воды образуют правильную гексагональную ячейку с размером по оси b=0,9 нм (рис. 7.3). Столь ажурное строение кристаллической решетки льда обусловлено природой водородных связей, существующих между его молекулами. По современным представлениям тетраэдрические молекулы воды в структуре льда образуют агрегаты — тетраэдры. Координационное число, таким образом, в структуре льда равно четырем. Расстояние между ближайшими центрами молекул составляет 0,267 нм. Установлено, что лед построен из дискретных молекул воды, свя-

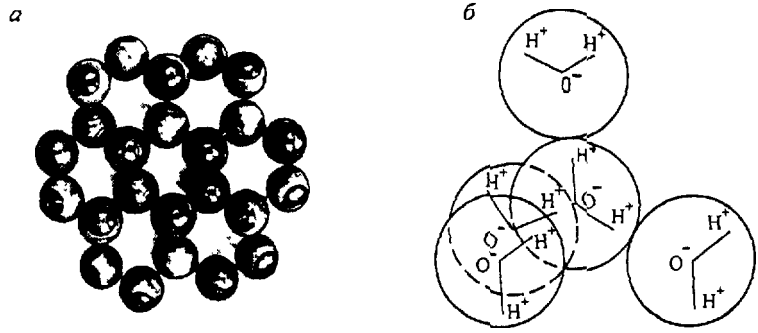


Рис. 7.3. Структура льда:

а — модель (вид сверху); б — фрагмент ближайшего окружения молекулы H_2O *в структуре льда*

занных водородной связью. При этом протоны располагаются вдоль связей между атомами кислорода на расстоянии 0,099 нм от одного ядра кислорода и на 0,17 нм — от другого. Вокруг каждой молекулы расположены шесть центров пустот на расстоянии 0,347 нм, а сами пустоты, превышающие размеры молекул, образуют каналы как результат чередующихся друг с другом гексагональных ячеек.

В состав молекул воды, а следовательно, и льда помимо изотопов «легкой» воды $^{1}H_{2}^{16}O$ входят стабильные изотопы ^{2}H, ^{17}O и ^{18}O. Содержанию стабильных изотопов водорода и кислорода во льду присущи временные и пространственные вариации, обусловленные различными фазовыми переходами (испарением, конденсацией, таянием и замерзанием).

Лед в мерзлых породах всегда содержит примеси в виде твердых, жидких и газообразных включений. По генезису включения во льду подразделяются на первичные, образовавшиеся одновременно со льдом, и вторичные, возникающие после образования льда. Первичные охватывают аутигенные (выделившиеся из воды или захваченные льдом во время замерзания) и ксеногенные (образованные из посторонних примесей воды) включения. К вторичным относятся гипергенные (проникшие через открытые трещины и поры и сообщающиеся с поверхностью) и гипогенные (заполняющие изолированные в результате регенерации трещины и поры) включения.

Различие состава и условий формирования подземных льдов приводит к большому разнообразию в их структуре и текстуре. Структура льда определяется формой, размером, характером поверхности, количественным соотношением и характером взаимосвязи структурных элементов. Для подземных льдов это кристаллы льда, воздушные и органо-минеральные включения. Структура льда характеризуется отношением кристаллографической ориентировки к внешней форме кристалла и отношением той же ориентировки к элементам залегания ледяной породы, т.е. степенью упорядоченности структуры.

В зависимости от формы и кристаллографической ориентировки зерен различают следующие структуры льда: 1) призматически-зернистую — кристаллы льда имеют правильную, свойственную им форму и упорядоченную кристаллографическую ориентировку (главные оси симметрии параллельны); 2) аллотриоморфно-зернистую (неправильно-зернистую) с беспорядочной кристаллографической ориентировкой; 3) гипидиоморфно-зернистую, являющуюся промежуточной между двумя первыми.

Текстура льда определяется пространственным расположением его составных частей — кристаллов различной величины и формы, воздушных и минеральных включений, а также сте-

пенью заполнения ими пространства. Для льда наиболее важные текстурные признаки связаны с особенностями распределения включений. При отсутствии примесей текстура льда называется массивной, или стекловидной, при преобладании в объеме льда газа — пузырчатой, при слоистом распределении примесей — слоистой. Для льда, сложенного из плоских и призматических кристаллов, образующих параллельные слои, характерна сланцеватая текстура. На структуре и текстуре подземных льдов отражаются условия роста кристаллов, наличие инородных примесей в виде нерастворимых включений и растворенных солей и газов, а также термодинамические условия их существования.

Кристаллы льда обладают анизотропией механических, теплофизических, оптических, электрических и других свойств, которая выявляется при измерениях в разных кристаллографических направлениях. Эти различия связаны с кристаллографическими особенностями льда, в пространственной решетке которого главную роль играют базисные плоскости, имеющие высокую ретикулярную плотность молекул.

При изменении температурного режима льдов отмечаются их температурные деформации. Мерами термической деформации являются коэффициенты линейного α и объемного β расширения. Они вычисляются как относительное изменение длины или объема тела при изменении температуры на 1°С. Коэффициенты α и β быстро увеличиваются в сторону точки плавления и становятся совсем малыми при низких температурах (рис. 7.4).

Распределение тепла во льду определяется его теплопроводностью (λ). При температуре льда около 0°С $\lambda \approx 2{,}22$ Вт/(м·К) это значение примерно в четыре раза больше, чем теплопроводность чистой воды при 0°С. С понижением температуры теплопроводность льда возрастает (см. рис. 7.4). Оценить ее можно по простым эмпирическим зависимостям, например для пресного льда $\lambda = 2{,}22(1 - 0{,}0004t)$, где t — температура, °С. Увеличение пористости и повышение солености льда приводят к уменьшению теплопроводности. В точке таяния при постоянном давлении молярная теплоемкость C_M=37,7 Дж/(моль·К). Теплоемкость льда уменьшается с по-

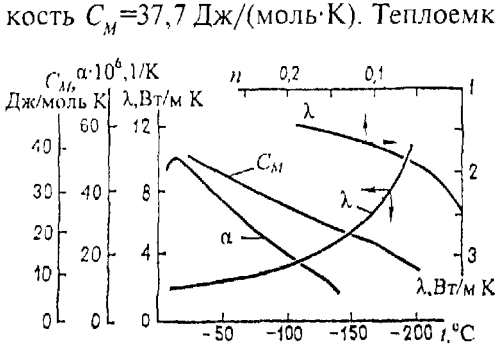


Рис 7.4 Зависимость коэффициента линейного температурного расширения α, теплопроводности λ, молярной теплоемкости C_M льда от температуры t и его теплопроводности λ от пористости n (*по Б С Рачевскому и др*)

нижением температуры (см. рис. 7.4). Для пресного льда теплоемкость $C_м$=2,12+0,0078t. Теплоемкость льда в значительной степени зависит от содержания в нем примесей, особенно при температурах, близких к точке плавления.

Характеризующееся удельной теплотой плавления льда $L_п$ структурное различие льда и воды с увеличением давления уменьшается. При возгонке (испарении) льда поглощается определенное количество тепла, характеризующее удельную теплоту возгонки льда. В пресном льду она составляет 2834 Дж/г, а в соленом колеблется от 2500 до 3000 Дж/г.

Под действием внешних сил (нагрузок) во льду могут проявляться как упругие и хрупкие свойства, так и пластичные. При определенных условиях в интервале температур от −3 до −4°С лед ведет себя как вполне упругое тело, которое подчиняется закону Гука. Это происходит при напряжении сжатия до 0,1 МПа, времени приложения нагрузки менее 10 с.

При превышении предела пластичности льда наблюдается его разрушение. Максимальное напряжение, соответствующее началу разрушения льда, зависит от скорости приложения нагрузки и условий деформирования, так как во льду одновременно с возрастанием напряжений развиваются явления ползучести. Мгновенная прочность льда повышается с понижением температуры и нелинейно растет с уменьшением скорости деформирования.

Лед при действии нагрузки способен пластически деформироваться без изменения объема и разрушения. Пластичность льда зависит от температуры, характера нагружения и скорости деформирования. Сопротивление льда течению прямо пропорционально его скорости и определяется вязкостью льда. Существующие данные показывают большой разброс значений коэффициента вязкости (от 10^3 до 10^8 МПа·с). Это связано, по-видимому, с нарастанием напряжений во времени и отклонением свойств льда от свойств вязкой (ньютоновской) жидкости. Нередко считают, что лед обладает пределом текучести, равным 0,1 МПа. Фактически во льду наблюдается ползучесть, которая определяется течением льда при напряжениях менее предела текучести.

Структура, состав и свойства незамерзшей воды в мерзлых породах сложны и недостаточно изучены. Поэтому их рассмотрение в значительной мере основывается на знании природы и свойств связанной воды в немерзлых дисперсных породах и гидрофильных модельных системах.

Экспериментально установлено, что количество незамерзшей воды в мерзлой породе зависит от ее состава и строения, определяемых генезисом и возрастом отложений. На фазовое равновесие влаги в мерзлых породах влияют также термодинамические условия (температура и давление) и воздействие различных фи-

зических полей. Многие характеристики состава и строения мерзлых пород, определяющие фазовый состав влаги, ввиду их функциональной зависимости между собой можно свести к небольшому числу физико-химических факторов, таких, как удельная активная поверхность, структура порового пространства, концентрация и вид ионов в поровом растворе.

Удельная активная поверхность $S_{уд}$ отражает не только площадь поверхности, но и энергетический фактор этой поверхности, которая адсорбирует на себе условный монослой молекул воды. Поэтому величина $S_{уд}$ является комплексной и зависит не только от дисперсности породы, но и от степени гидрофильности ее поверхности. Удельная активная поверхность увеличивается в ряду: песок—каолин—глина гидрослюдистая—бентонит Ca^{2+}—бентонит Na^{+}.

Незамерзающая вода в мерзлых породах может находиться в капиллярах и в виде жидких пленок. При более низких температурах количественно преобладает пленочная вода, а при более высоких — капиллярная. Поэтому удельная активная поверхность выступает в качестве ведущего фактора формирования незамерзшей воды лишь при температурах ниже −5°С и определяет суммарное количество незамерзшей воды островной и полислойной адсорбции и частично ее осмотической разновидности. Считая, что толщина адсорбированного слоя зависит от удельной поверхности породы и не зависит от ее кривизны, можно получить прямое соотношение

$$W_{нз} = W'_{нз} S_{уд}, \qquad (7.1)$$

где $W'_{нз}$ — количество незамерзшей воды, приходящееся на единицу $S_{уд}$. Присутствие в породе хотя бы небольшого количества глинистых и коллоидных, особенно монтмориллонитовых, частиц резко увеличивает $S_{уд}$ породы и соответственно содержание в ней жидкой фазы. Так, например, при −6°С содержание $W_{нз}$ у глин различного минерального состава возрастает в ряду: каолин (3,5 %) — гидрослюдисто-монтмориллонитовая глина (9%) — бентонит (26%). Удельная активная поверхность при этом составила соответственно 30, 109 и 560 м^2/г.

При переходе к более высоким (выше −2°С) температурам увеличивается содержание осмотической и капиллярной незамерзшей воды, и существенное значение в формировании фазового состава влаги начинает приобретать структура порового пространства мерзлой породы, которую удобно количественно выразить через распределение объемов пор по радиусу. На рис. 7.5 представлены типичные кривые зависимости $\Delta V/\Delta \lg r$ для пород различного состава. При этом четко прослеживается закономерность: при одинаковой общей пористости чем тоньше поры, тем больше

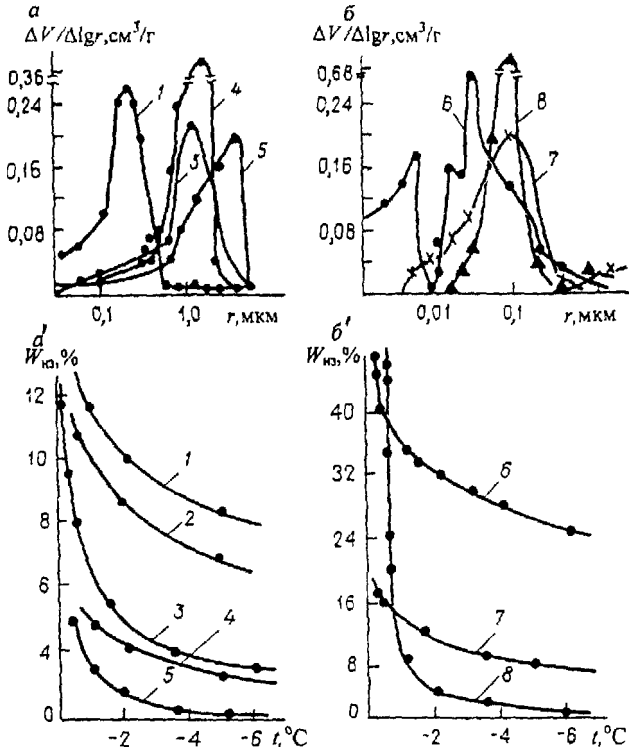


Рис. 7.5 Кривые дифференциального распределения объемов пор по радиусам (*а, б*) и зависимости содержания незамерзшей воды от температуры (*а', б'*) в грунтах различного гранулометрического (*а*) и минерального (*б*) состава:

1—2 — суглинок (*1* — тяжелый, *2* — легкий), *3—5* — супесь (*3* — тяжелая мелкая, *4* — легкая пылеватая, *5* — легкая крупная), *6—8* — глина (*6* — монтмориллонитовая, *7* — гидрослюдистая, *8* — каолинитовая)

порода содержит жидкой фазы воды в области высоких отрицательных температур.

Содержание незамерзшей воды в мерзлых породах обычно подчиняется правилу аддитивности, что находит подтверждение, например, в линейной зависимости $W_{нз}$ от степени заторфованности. Такой принцип соблюдается в результате того, что механическая смесь агрегатов и частиц различного минерального состава практически не изменяет основных факторов ($S_{уд}$, дифференциальная пористость, засоленность), формирующих или определяющих вклад каждой компоненты мерзлой породы в фазовый состав влаги. Сопоставление физико-химических особенностей мерзлых пород различного гранулометрического состава показывает, что при переходе от супесей к глинам увеличивается удельная активная поверхность минерального скелета и возрастает объем

тонких пор и капилляров породы, а поэтому в целом растет и содержание незамерзшей воды (см. рис. 7.5, *а*).

Минеральный состав существенно определяет соотношение в мерзлой породе жидкой и твердой фаз воды. Закономерность изменения состава в диапазоне отрицательных температур (0...— 6°С) сложная (см. рис. 7.5). Так, при низких температурах (−1...−6°С) $W_{нз}$ увеличивается в ряду каолин — гидрослюдистая глина — бентонит. При высоких температурах (−0,3...−1°С) содержание жидкой фазы воды возрастает в ряду гидрослюдистая глина—бентонит—каолин. Для объяснения такой закономерности необходимо использовать результаты изучения структуры порового пространства и удельной активной поверхности.

Для монтмориллонитовой глины с высокой дисперсностью и наличием гидрофильных внутренних базальных поверхностей в области тонких пор характерны два четко выраженных максимума на кривой дифференциальной пористости, т. е. распределение пор по размеру имеет бимодальный характер (см. рис. 7.5, *б*, кривая *6*). Первый максимум на кривой дифференциальной пористости, отвечающий наиболее тонким порам менее 8 нм, обусловлен межкристаллической пористостью минералов и межчастичной пористостью. Второй максимум, соответствующий примерно 30 нм, следует отнести за счет межагрегатной пористости. У гидрослюдистой и каолинитовой глин нет в этой области бимодального распределения объемов пор по радиусам, но существует некоторое различие. В гидрослюдистой глине больше тонких коллоидных частиц, чем в каолинитовой, что и определяет ее более тонкопористую структуру (кривая *7*), несмотря на то что по среднему размеру частиц каолин более дисперсен. Однородный гранулометрический состав и правильная форма частиц каолинитовой глины приводят к наиболее высокой из сравниваемых пород монопористости в каолине (кривая *8*). В соответствии с изменением минерального состава изменяется и объем ультракапиллярных пор от 0,30 см^3/г для монтмориллонитовой глины до 0,07 см^3/г для гидрослюдистой и 0,02 см^3/г для каолинитовой глин.

Удельная поверхность и поровая структура глин, зависящие от их минерального состава, обусловливают ход изменения и количественное содержание незамерзшей воды при отрицательных температурах. Так, при температурах ниже −1°С каолинитовая глина по сравнению с монтмориллонитовой содержит незамерзшей воды на порядок меньше и заметно меньше, чем гидрослюдистая (см. рис. 7.5, *б*).

В интервале температур от −1°С до температуры замерзания глин закономерность изменения содержания незамерзшей воды от минерального состава совершенно иная. При этом наблюдается наибольшее количество жидкой фазы у каолинитовой глины, наи-

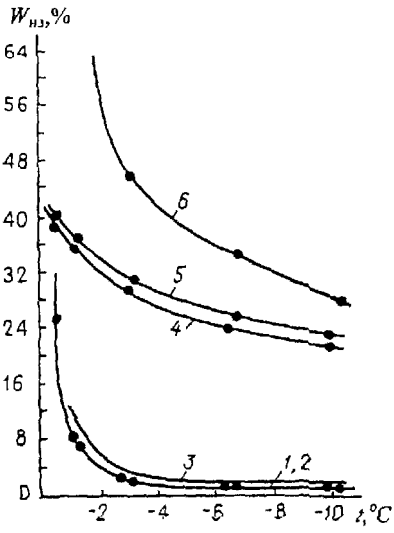


Рис 7.6. Зависимость содержания незамерзшей воды от температуры в грунтах различного химико-минерального состава

1—3 — соответственно Na-, Ca- и Fe-каолин, *4—6* — соответственно Ca-, Fe- и Na-бентонит

меньшее — у гидрослюдистой, а среднее положение занимает бентонит Эта закономерность также объясняется структурой порового пространства Каолинитовая глина содержит больший объем пор размером около 100 нм, в которых находится незамерзшая вода. Значительная однородность структуры порового пространства каолина способствует резкому изменению содержания незамерзшей воды при переходе от температуры −2°С к более высоким отрицательным температурам, а «размытость» распределения пор по размеру на кривых *дифференциальной пористости* в гидрослюдистой и особенно в монтмориллонитовой глинах является причиной плавного характера кривой $W_{нз}(t)$ для этого типа глин по минеральному составу.

Влияние *обменных катионов* на фазовый состав влаги различно в зависимости от состава и температуры породы. Существенно оно проявляется лишь в глинах, включающих минералы группы монтмориллонита. Как видно из опытных данных рис. 7.6, роль обменных катионов в формировании содержания незамерзшей воды увеличивается по мере насыщения бентонита одновалентными катионами. Наибольшее количество незамерзшей воды в диапазоне 0...—10°С содержится в Na^+- бентоните, а меньшее в Fe^{3+}- и Ca^{2+}-бентоните. Это объясняется тем, что Na^+-бентонит практически полностью представлен микроагрегатами коллоидного размера. При этом большая дисперсность Na^+-бентонита обусловливает малый размер межагрегатных пор, приближающихся по размеру к межчастичным.

Засоленность мерзлой породы наряду с ее химико-минеральным составом и дисперсностью относится к основным характеристикам, существенно влияющим на содержание в ней незамерзшей воды и льда. Влияние засоленности на фазовый состав влаги мерзлых пород определяется концентрацией и видом солей

Зависимости содержания незамерзшей воды от температуры и концентрации $CaCl_2$ для мерзлого суглинка и каолина представлены на рис. 7 7. Засоление каолинитовой глины хлористым кальцием приводит к более резкому (относительно начального) уве-

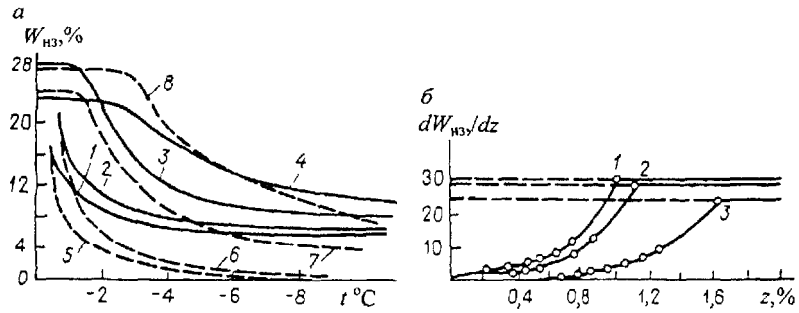


Рис 7 7 Зависимость содержания незамерзшей воды от температуры (*а*) в тяжелом суглинке (сплошные линии) и каолине (пунктирные линии) с различной концентрацией $CaCl_2$ в поровом растворе (*1* и *5* — 0,0 н , *2* и *6* — 0,1 н , *3* и *7* — 0,5 н , *4* и *8* — 1,0 н) и интенсивность изменения содержания незамерзшей воды от засоленности среднего пылеватого суглинка при температуре −2°С (*б*) (*1* — NaCl; *2* — $FeCl_3$, *3* — $Ca(NO_3)_2$)

личению содержания незамерзшей воды в ней по сравнению с полиминеральным тяжелым суглинком Причем чем меньше начальное содержание жидкой фазы в мерзлой породе, тем существеннее влияние засоленности на фазовый состав влаги.

Необходимо также отметить, что температура замерзания сильнозасоленных пород часто близка к температуре замерзания свободных растворов тех же концентраций, так как поровый раствор в этом случае не имеет физико-химической связи со скелетом породы. Экспериментальные данные (см. рис 7.7) показывают, что важна не только концентрация, но и вид солей. Так, добавления 1% NaCl в мерзлый незасоленный суглинок достаточно, чтобы изменить в нем содержание незамерзшей воды практически в два раза, а добавление такого же количества $Ca(NO_3)_2$ практически не повлияет на содержание незамерзшей воды.

Фазовый состав влаги в мерзлых породых в естественных условиях существенно определяется как современными термодинамическими условиями, так и петрографическими особенностями пород Поэтому существует тесная связь между $W_{нз}$ и геолого-генетическими типами мерзлых пород. В пределах каждого генетического комплекса различия в фазовом составе воды находятся в зависимости от состава и строения пород. Большое количество незамерзшей воды в породах морского генезиса связано с повышенной засоленностью, дисперсностью, присутствием Na^+ в составе ионнообменного комплекса и тонкопористой структурой этих отложений (рис 7 8). Для континентальных отложений заметно различие в фазовом составе воды пород аллювиального и элювиального генезиса, которое вызвано, очевидно, наличием большого количества гидрофильного органического вещества и

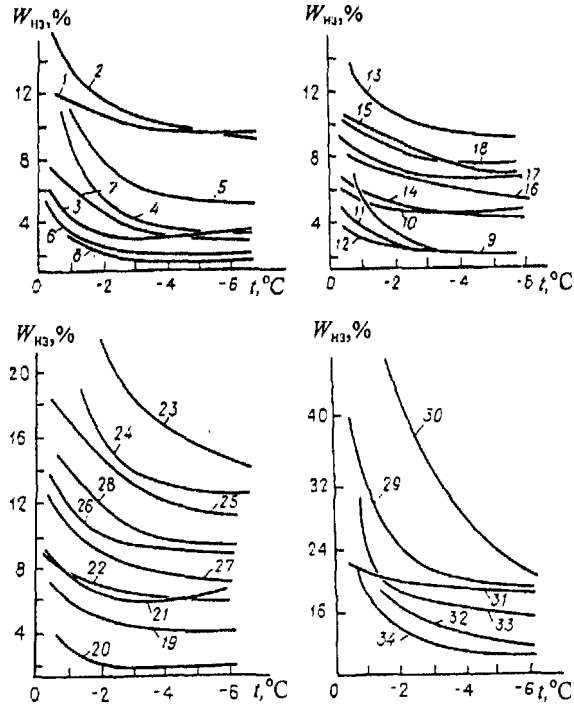


Рис. 7.8. Зависимость содержания незамерзшей воды от температуры в породах аллювиального (*1—8*), делювиального (*9—12*), элювиального (*13—14*), гляциально-морского (*15—20*), ледникового (*21—22*), морского (*23—28*), аллювиально-болотного (*29—30*) и органогенного (*31—34*) генезиса.

Состав пород: *3—14* и *19—22* — супеси; *1, 2, 15—18* и *25—27* — суглинки; *23, 24, 28* — глины; *29, 30* — слабо- и среднеразложившийся торф

растворенных соединений двухвалентных катионов и активных анионов Cl^- в аллювиальных породах.

В невыветрелых влагозаполненных породах с жесткими связями, таких, как песчаники, алевриты и аргиллиты, фазовые переходы влаги в лед могут не происходить вплоть до −10°С из-за малого размера пор при значительной плотности пород. Причем выветривание резко повышает значение температуры замерзания в результате соответствующих преобразований структуры пород (рис. 7.9).

7.3. Криогенные текстуры в мерзлых породах

Под *криогенной текстурой* мерзлой породы понимается такое сложение ее ледяного каркаса, состоящего из включений и прослоев льда различной формы и размеров, ориентировки и про-

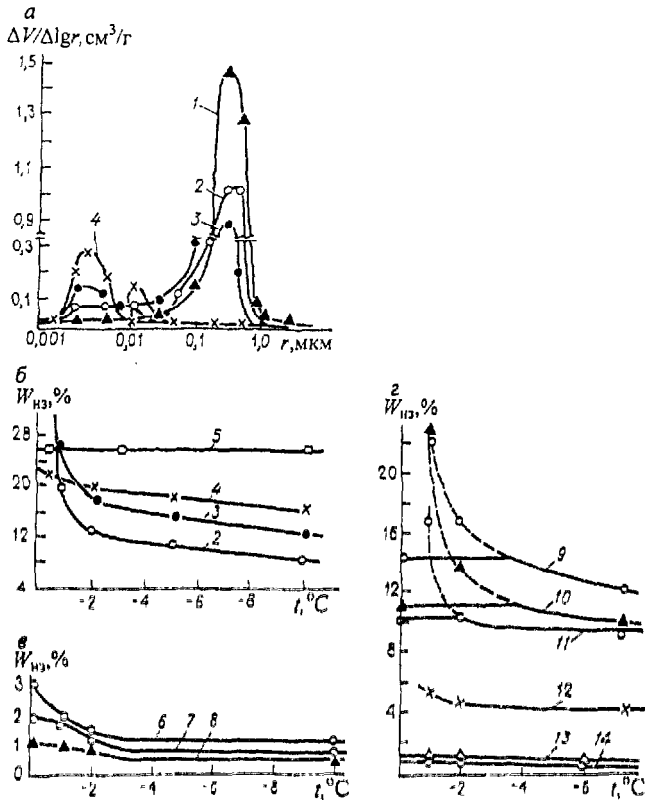


Рис. 7.9. Кривые дифференциального распределения объемов пор по радиусам (*а*) и зависимости содержания незамерзшей воды от температуры в кремнистых (*б*), песчаных (*в*) и глинистых (*г*) породах:

1 — диатомовая глина; *2* — диатомит; *3* — трепел; *4* — опока; *5* — силикагель; *6—8* — песчаники (*6* — выветрелый среднезернистый, *7* — невыветрелый мелкозернистый, *8* — невыветрелый крупнозернистый); *9—11* — плотные глины; *12—13* — аргиллиты; *14* — алеврит

странственного взаиморасположения, при котором структура минерального скелета разделена на структурные отдельности. Понятие текстуры мерзлой породы в отличие от криогенной текстуры включает изучение текстурных особенностей не только ледяных включений, но и органо-минеральной части.

Текстура тонкодисперсных пород формируется в процессе их литификации. В зависимости от химико-минеральной и фациальной изменчивости пород при различных способах промерзания (сингенетическом, характеризующемся криогенным преобразованием осадка в породу с одновременным его накоплением, и эпигенетическом, характеризующемся промерзанием литифицированных пород) проявляются специфические особенности крио-

генного текстурообразования. Криогенная текстура породы существенно зависит от ее текстуры и структуры до промерзания. Наличие в первоначально немерзлых породах текстурных признаков (слоистости, трещиноватости, ориентированной неоднородности и др.) приводит к формированию унаследованных криогенных текстур. В однородных по составу и строению дисперсных породах в процессе промерзания образуются наложенные криогенные текстуры.

Большое разнообразие встречаемых в природе видов криогенных текстур обусловлено различными механизмами криогенного текстурообразования, основными из которых являются миграционно-сегрегационный, напорно-миграционный, инъекционный и ортотропно-компрессионный. В зависимости от процесса льдообразования в криогенных текстурах может быть сегрегационный, инъекционный, аблимационный и другие виды льда. Основным механизмом формирования наложенных криогенных текстур является миграционно-сегрегационный. Для их формирования необходимо развитие не только тепло- и массообменных и физико-механических процессов, но и физико-химических процессов (коагуляции, агрегации, усадки, набухания и др.), которые существенным образом преобразуют первичную структуру породы. В результате происходят развитие напряжений, разрывы структурных связей и сегрегация льда. На основе исследований механизма и условий формирования миграционно-сегрегационных криогенных текстур Э.Д. Ершовым (1979) разработана их классификация (см. табл. 5.1).

Криогенные текстуры скальных пород определяются главным образом их трещиноватостью, особенностями заполнения трещин влагой и ее замерзанием. Это, как правило, унаследованные криогенные текстуры. Размеры, форма, ориентировка и пространственное взаиморасположение ледяных включений в них соответствуют геометрии трещин. В магматических изверженных породах (гранитах, диоритах, андезитах и др.) формируются трещинные и трещинно-жильные криогенные текстуры. В трещинах лед содержится в виде пленок, корок и скоплений кристаллов, льда-цемента рыхлого заполнителя, полностью или частично заполняя пустые полости. Для трещинно-жильных криогенных текстур характерно более полное заполнение льдом полостей трещин, которые имеют вид хорошо выдержанных в пространстве жил.

В осадочных сцементированных породах выделяются пластово-трещинные, пластово-трещинно-поровые, пластово-трещинно-карстовые типы криогенных текстур (табл. 7.1). Размеры прослоев льда в унаследованной текстуре определяются раскрытием тре-

Таблица 7.1

Классификация криогенных текстур в многолетнемерзлых скальных породах
(по А.А.Каган и Н.Ф.Кривоноговой, 1978)

Название криогенных текстур	Описание криогенных текстур	Основные типы пород, для которых характерна криотекстура
Трещинная	Лед по трещинам в виде пленок, корок по стенам или цемента и шлиров в заполнителе трещин	Магматические — граниты, диабазы, андезиты базальты
Трещинно-жильная	Лед заполняет всю площадь сечения, образуя прожилки	Метаморфические — роговики кварциты, кристаллические сланцы гипсы
Пластово-трещинная	Ледяные жилки по трещинам напластования создают основной облик криотекстуры, льдосодержание трещин других систем имеет подчиненное значение	Осадочные — доломиты, известняки мергели, алевролиты, аргиллиты
Пластово-трещинно-поровая	Ледяные жилки по трещинам напластования и лед-цемент в порах породы, льдосодержание трещин других систем имеет подчиненное значение	Осадочные — песчаники глинистые сланцы мергели
Пластово-трещинно-карстовая	Ледяные жилки по трещинам напластования и пустотам выщелачивания и растворения создают основной облик криотекстуры, льдосодержание трещин других систем имеет подчиненное значение	Осадочные — известняки доломиты (карстующиеся), гипсы каменная соль

щины и изменяются от долей миллиметра до десятков сантиметров. По мощности льда выделяют тонко-, средне-, толстотрещинные и трещинно-жильные криогенные текстуры.

По взаиморасположению и ориентировке в пространстве выделяют упорядоченно-сетчатые (или закономерно-сетчатые) и беспорядочно-сетчатые (незакономерно-сетчатые) криогенные текстуры. Последние, как правило, приурочены к зонам тектонического дробления и интенсивного выветривания, а упорядоченно-сетчатые криотекстуры удалены от этих зон. Различия состава и строения льда унаследованных криогенных текстур скальных пород в первую очередь связаны с различными механизмами льдообразования. Миграционно-сегрегационный тип льда в скальных породах встречается лишь в тонкодисперсном влагонасыщенном материале заполнителя трещин, в основном же А.А.Каган и Н.Ф.Кривоногова (1978) выделяют следующие механизмы льдообразования:

1) инфильтрационный, обусловленный инфильтрацией поверхностных и подземных вод, лед отличается полизернистостью с хаотической ориентировкой кристаллов (аллотриоморфно-зернистый);
2) инъекционный, связанный с гидродинамическим внедрением воды в трещины и ее замерзанием в них; инъекционное льдообразование обычно приводит к криогенному расширению трещин и образованию сильнотрещиноватых скальных пород; чаще всего инъекционный лед в крупных трещинах прозрачный, а сами текстуры называются унаследованно-расширенными;
3) цементный, характерный для трещиноватых массивов, промерзающих ниже уровня подземных вод, а также для обводненных скальных пород сезонноталого слоя;
4) аблимационный (сублимационный), формирующийся вследствие замерзания парообразной влаги в более крупных трещинах, сообщающихся с дневной поверхностью или с другими источниками питания. У аблимационного льда зернистая структура.

Криогенные текстуры в литифицированных породах рыхлого чехла в зависимости от их состава и строения, а также условий промерзания весьма разнообразны. К настоящему времени многими исследователями (Б.И.Втюрин, Е.М.Катасонов, Э.Д.Ершов, Л.Н.Максимова и др.) обобщены и сведены в классификации все известные в природе типы и виды криогенных текстур. По ориентировке и пространственному взаиморасположению прослоев льда выделено несколько основных типов криогенных текстур: массивные, слоистые, сетчатые и ячеистые. В зависимости от размеров прослоев льда и расстояния между ними выделяются различные виды криогенных текстур (табл. 7.2).

Одним из определяющих разнообразие типов и видов миграционно-сегрегационных текстур является процесс миграции влаги. Плотность миграционного потока влаги и время его действия определяют мощность сегрегационного прослоя, а интенсивность — развитие усадочных напряжений и деформаций, частоту и ориентировку прослоев. С увеличением дисперсности пород возрастает плотность потоков влаги.

Поэтому толстошлировые криогенные текстуры чаще встречаются в глинистых породах. Изменение дисперсности пород влияет главным образом на вид криогенной текстуры, т е частоту расположения прослоев и их мощность, и в меньшей степени — на ее тип. Типы криогенных текстур в основном определяются минеральным составом пород. Так, при увеличении содержания в глинах минералов группы монтмориллонита (по сравнению с каолинитом) тип криогенной текстуры изменяется от горизонтально-слоистого до ячеистого С увеличением в породах минералов

Классификация шлировых криогенных текстур

(по Б. И. Втюрину, 1975)

Тип (по расположению шлиров и характеру ледяного цемента)	Подтип (по ориентировке шлиров льда)	Вид (по интервалу между шлирами: редкослоистый и крупносетчатый — более 100 мм, среднеслоистый и среднесетчатый — 10—100 мм; частослоистый и мелкосетчатый — 1—10 мм; микрослоистый и микросетчатый — менее 1 мм)	Разновидность (по толщине ледяных шлиров: толстошлировая — более 10 мм, среднешлировая — 5—10 мм, тонкошлировая — 1—5 мм; микрошлировая — менее 1 мм)
Слоистый	Горизонтально-косовертикальнослоистый	Редко-, средне-, частомикрослоистый	Толсто-, средне-, тонко-, микрошлировая
Сетчато-слоистый		Средне-, часто-, микросетчатослоистый	
Сетчатый	Горизонтально-косовертикальносетчатый беспорядочносетчатый	Крупно-, средне-, мелкомикросетчатый	
Ячеистый	—	Крупно-, средне-, мелкоячеистый	
Аллювиальный	—	—	—
Ложно-шлировый (преимущественно слоистый)	Горизонтально-вертикальнослоистый	Микро-, частослоистый	Тонко-, микрошлировая

группы монтмориллонита плотность потока влаги и мощность прослоев льда уменьшаются, а с увеличением в них минералов группы каолинита, наоборот, возрастают

При больших скоростях промерзания формируется в основном массивная криогенная текстура, причем чем меньше дисперсность породы, тем более малые скорости промерзания требуются для образования массивной криогенной текстуры. С уменьшением скорости промерзания в тонкодисперсных породах происходит переход от массивной к шлировым криогенным текстурам. При этом чем меньше скорость промерзания, тем большее время необходимо для роста прослоев льда и их мощности. При неглубоком залегании грунтовых вод в условиях открытой системы создается наиболее благоприятная обстановка для формирования горизонтально-слоистой толстошлировой криогенной текстуры. В процессе криогенного текстурообразования особенно велика роль первоначального строения и сложения пород. Пустоты и трещины в тонкодисперсных породах являются не только местом образования аблимационного, инфильтрационного льда или других его видов,

но и оказывают существенное влияние на взаиморасположение и пространственную ориентировку образующихся вблизи них прослоев миграционно-сегрегационного льда.

Влияние слоистости и неоднородностей, т.е. контактов пород, различных по теплофизическим и физико-механическим свойствам, заключается в том, что в контактирующих породах с различными усадочными и деформационными свойствами процессы тепло- и влагопереноса и усадки протекают различно. При этом в особом положении находятся зоны контактов слоев и включений, которые в большей мере испытывают на себе различие в величинах усадочных деформаций. Это обусловливает концентрацию в них напряжений усадки и обеспечивает возможность преодоления здесь прочности структурных связей породы, а следовательно, и формирование прослоев льда, наследующих первичную литологическую неоднородность.

Льдообразование в грубообломочных нелитифицированных породах главным образом обусловлено замерзанием талых и дождевых вод, проникающих при инфильтрации и несущих с собой тонкодисперсный материал Замерзание этой воды в грубообломочных породах с отрицательной температурой часто приводит к распучиванию обломков и формированию базального льда-цемента (гольцовый лед). При уменьшении глубины сезонного оттаивания такой лед иногда может захороняться в многолетнемерзлой толще. На контактах отдельных глыб и обломков могут образовываться замкнутые воздушные пространства, в которых нарастает аблимационный лед.

Грубообломочный материал с дисперсным заполнителем чаще всего имеет массивную, корковую или сложную линзовидно-слоистую криогенную текстуру, в которой прослои льда изогнуты, не выдержаны по простиранию и часто наследуют форму обломков. В неоднородных нелитифицированных породах происходит формирование унаследованных криогенных текстур в разрывах сплошности пород, трещинах и пустотах. Механизм льдообразования тот же, что и в скальных породах.

Различают криогенные текстуры сезонноталого и сезонномерзлого слоев, которые существуют лишь в зимний период, и текстуры многолетнемерзлых пород. Главное значение в их формировании имеют температурный режим промерзания и химико-минеральный состав пород. Механизм текстурообразования в слоях сезонного промерзания и оттаивания в основном миграционно-сегрегационный.

Для пород сезонномерзлого слоя характерно двухчленное криогенное строение, обусловленное изменением режима промерзания пород с глубиной. В породах сезонноталого слоя дополнительно

выделяется еще горизонт криогенных текстур, возникающий в результате промерзания снизу, со стороны многолетнемерзлой толщи

В верхней части многолетнемерзлых пород эпигенетические криогенные текстуры формировались при меньших градиентах температур и скоростях промерзания, чем в слое сезонного оттаивания Небольшие скорости промерзания и градиенты температур приводят к формированию здесь меньших миграционных потоков влаги, но действующих большее время. Это в итоге приводит к росту более мощных сегрегационных прослоев Медленное развитие усадочных процессов и большая мощность зоны иссушения, вызванная длительным обезвоживанием, обусловливают развитие меньших градиентов напряжений усадки и соответственно приводят к формированию редкослоистой крупносетчатой и блоковой криогенных текстур (рис 7 10)

Рис 7 10 Криогенное строение эпигенетически промерзших морских казанцевских глин Блоковая криогенная текстура, горизонтальные шлиры льда наследуют первичную слоистость глин Ямал, долина р Се-Яха (*фото Г И Дубикова*)

В многолетнемерзлых породах ниже глубины нулевых годовых амплитуд развитие криогенного текстурообразования при эпигенетическом промерзании происходило при меньших градиентах температуры и скоростях промерзания Формирование криогенных текстур прежде всего происходит в результате напорно-миграционного и инъекционного механизмов льдовыделения, которые отражаются как на виде текстуры (на размерах сегрегационных прослоев льда и частоте расположения), так и на их типе. Горизонтально-слоистая криогенная текстура, формирующаяся в условиях свободного подтока влаги, с ростом гидродинамического давления переходит в блоковую криогенную текстуру с вертикальными шлирами льда, ориентированными по направлению инъекций влаги (рис 7 11)

Криогенные текстуры сингенетически промерзающих отложений образуются при одновременном (в геологическом смысле) промерзании и диагенетическом преобразовании свежеотложенных осадков в породу Процесс перехода их в многолетнемерзлое состояние связан с циклическим (из года в год) поднятием подошвы слоя сезонного оттаивания на толщину нового осадка, а также с промерзанием слоя снизу при накапливании его сверху. При

Рис 7 11 Блоковая криогенная текстура в суглинках Видны вертикальные шлиры льда инъекционного генезиса В основании толщи — пластовый лед (*фото Г И Дубикова*)

Рис 7 12 Линзовидно-слоистая криогенная текстура сингенетически промерзших суглинков (*фото Г И Дубикова*)

этом глубина сезонного оттаивания остается относительно постоянной. Таким образом, криогенное строение многолетнемерзлых пород при сингенетическом типе промерзания формируется за счет перехода в многолетнемерзлое состояние нижней части сезонноталого слоя. Криогенные текстуры в нем формируются при промерзании снизу и гораздо реже (при высоких среднегодовых температурах) при промерзании сверху. В природных условиях в зависимости от соотношения скоростей осадконакопления и условий промерзания—оттаивания возможно различное сочетание механизмов текстурообразования и типов криогенных текстур. В одних случаях при сингенетическом типе промерзания породы имеют относительно однородное криогенное строение, а в других — криогенные текстуры повторяются через определенный интервал, т.е. для этих пород характерно ритмичное криогенное строение (рис 7 12). Образование ритмичных горизонтов криогенных текстур связано с ростом более мощных прослоев льда за счет медленного промерзания снизу или сегрегационного льдовыделения при оттаивании сверху. Между горизонтами криогенных текстур, образовавшихся при промерзании снизу, могут находиться криогенные текстуры, сформировавшиеся в ходе сезонного оттаивания, т.е. в целом это может быть смешанный по условиям и механизму образования тип криогенного строения мерзлой породы. Криогенная текстура, сформировавшаяся в

мерзлой породе в период оттаивания, чаще всего плавно переходит в текстуру, образовавшуюся при промерзании снизу. А сегрегационное льдовыделение при этом распространяется в многолетнемерзлые породы на значительно большую мощность (до нескольких десятков сантиметров) по сравнению с мощностью накапливающегося осадка. Ежегодное повторение сезонных циклов промерзания—оттаивания приводит к образованию достаточно льдистых горизонтов в верхней части многолетнемерзлых пород и атакситовых криогенных текстур (см. рис 7 12). Такие горизонты текстур характерны для тонкодисперсных пород, в которых процесс сегрегационного льдовыделения при оттаивании довольно интенсивен При промерзании снизу формируется более однородное криогенное строение, что определяется относительно медленным промерзанием Мощность прослоев льда в таких текстурах уменьшается снизу вверх, поскольку промерзают верхние более уплотненные породы.

Криогенное строение сингенетических пород существенно зависит от режима промерзания снизу и оттаивания сверху Для пород с высокими значениями среднегодовых температур (т е для южного типа сингенетически промерзающих отложений) характерно небольшое льдонакопление как за счет зимнего промерзания снизу, так и за счет летнего оттаивания сверху Это связано с малыми градиентами температур в кровле многолетнемерзлых пород как в зимний, так и в летний периоды Наоборот, в породах с низкой среднегодовой температурой (т е для северного типа сингенетически промерзающих отложении) характерна особенно большая льдистость многолетнемерзлых пород ниже слоя сезонного оттаивания

7.4. Микростроение мерзлых пород

Под микростроением мерзлых пород понимается совокупность микроструктурных и микротекстурных особенностей, унаследованных от немерзлых пород, а также приобретенных в период промерзания и существования в мерзлом состоянии В понятие микроструктуры входят размер, форма, характер поверхности, количественное соотношение элементов, слагающих мерзлую породу, и характер их взаимосвязи Микротекстура определяется совокупностью признаков, характеризующих относительное расположение и распределение элементов мерзлой породы в пространстве

К элементам микростроения мерзлых пород относятся первичные минеральные зерна, частицы и их агрегаты, слагающие минеральный скелет, кристаллы льда, незамерзшая вода, воздушные включения и инородные примеси размером, как правило, менее 1 мм

Кристаллы льда в мерзлой породе образуют лед-цемент, а также различные ледяные включения. В зависимости от заполнения пор льдом различают следующие виды льда-цемента: манжетный (контактный), находящийся в манжетах и контактах зерен и агрегатов скелета; пленочный, обволакивающий поверхность зерен и агрегатов скелета, оставляя часть пор незаполненными; поровый, заполняющий поры целиком; базальный, образующий основную массу породы и разобщающий зерна и агрегаты минерального скелета. Существует также игольчатый лед-цемент аблимационного генезиса, который выделяется в виде иголочек изморози в порах на поверхности зерен и агрегатов. Наряду с этим различают массивные, порфировые, кольцевые, слоистые, сетчатые криогенные микротекстуры. Их основные типы подобны хорошо изученным криогенным макротекстурам. Однако в отличие от них микротекстурам в большей мере свойственны извилистость, прерывистость, невыдержанность.

Микростроение мерзлых пород характеризуется большим разнообразием. Формирование криогенного микростроения в мерзлых породах в целом определяется генетическими условиями их накопления и промерзания. В общем случае выделяют два основных генетических типа мерзлых пород: эпи- и сингенетически промерзавшие ранее и промерзающие в настоящее время.

В микростроении эпикриогенных пород находят отражение их микроструктурные и микротекстурные особенности, сформировавшиеся до промерзания. Они выражаются в характере агрегированности, уплотненности минерального скелета, унаследованности льдовыделения. Так, для суглинистых ледово-морских отложений салехардской свиты, прошедших до промерзания определенную стадию литификации, характерна матричная микроструктура минерального скелета, сходная с подобными немерзлыми отложениями. При этом отличительные особенности мерзлой породы проявляются в морфологии льда-цемента, ледяных включении и в микроструктуре приконтактной с ними зоны.

Микростроение синкриогенных пород отличается своеобразием, проявляющимся в повышенной льдистости, преобладании базального льда-цемента, наличии рыхлого органо-минерального скелета. Подобное микростроение, по данным В.В. Рогова, имеют сингенетически промерзшие отложения ледового комплекса, которые характеризуются слабоагрегированным рыхлым органо-минеральным скелетом, разобщенным базальным льдом-цементом на агрегаты размером (0,2—0,3)×(0,5—2) мм. Помимо льда-цемента присутствуют ледяные линзы и прослойки толщиной 0,1—0,2 мм с ориентировкой осей кристаллов, близкой к вертикальной.

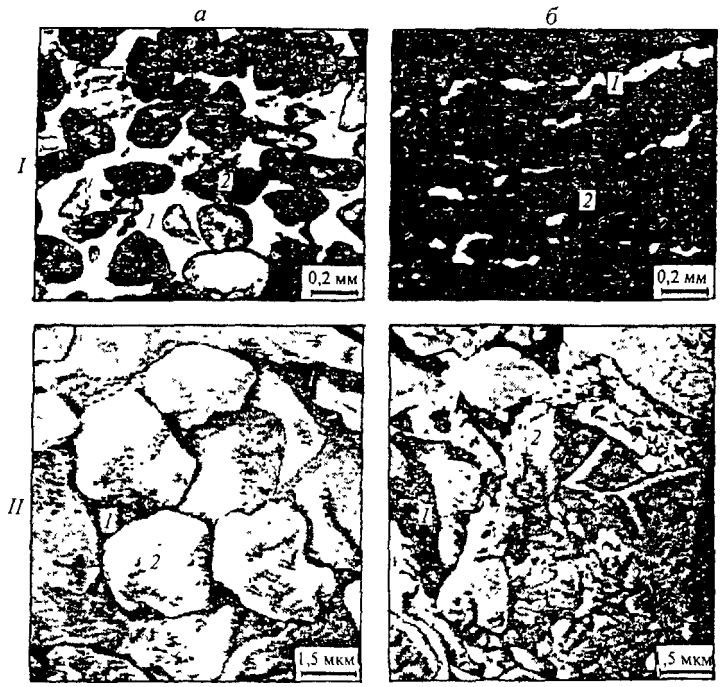


Рис. 7.13. Микростроение мерзлых пород различной дисперсности по данным оптической (I) и электронной (II) микроскопии.

а — песок, *б* — суглинок, *1* — лед, *2* — минеральные частицы (*фото с реплик*)

Микроструктурные и микротекстурные особенности мерзлых пород тесно связаны с их дисперсностью (рис. 7.13). Крупнообломочные и песчаные породы, являющиеся несвязными грунтами, обладают массивной криогенной текстурой. Минеральный скелет их при промерзании практически не испытывает изменений. Контакт структурных элементов преимущественно точечный. Независимо от режима промерзания здесь происходит фиксация зоны в порах либо частичное отжатие. В зависимости от влагосодержания в крупнообломочных и песчаных породах тип льда-цемента изменяется от игольчатого и манжетного до базального.

Микростроение мерзлых глинистых пород отличается от грубодисперсных большей сложностью, обусловленной развитием физико-химических процессов, которые существенно преобразуют морфологию и размеры агрегатов минерального скелета и порового пространства, формируют порфировидные включения льда и сегрегационные микрошлиры. В минеральных прослойках при наличии шлировой криогенной текстуры лед присутствует

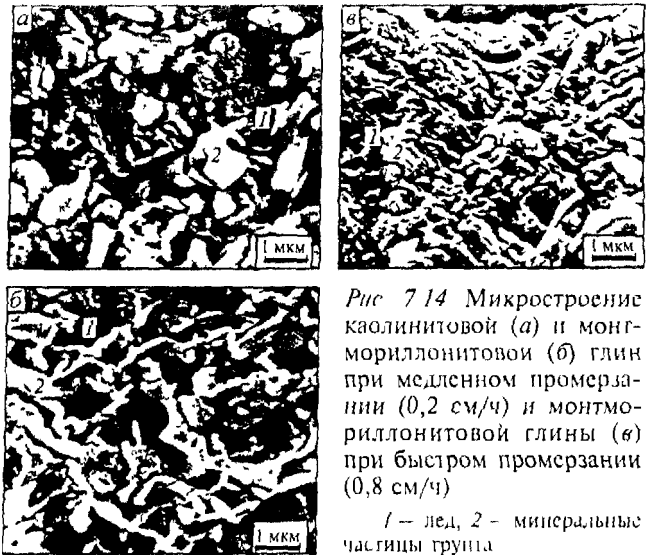


Рис 7.14 Микростроение каолинитовой (*а*) и монтмориллонитовой (*б*) глин при медленном промерзании (0,2 см/ч) и монтмориллонитовой глины (*в*) при быстром промерзании (0,8 см/ч)

1 — лед, *2* — минеральные частицы грунта

как в виде отдельных кристаллов, располагающихся между грунтовыми частицами и их агрегатами, так и в виде цепочек, параллельных простиранию, которые являются переходной стадией между льдом-цементом и микрошлирами (Ершов и др., 1988). Кристаллы льда в микрошлирах имеют столбчатую, реже пластинчатую форму с ровными краями и, как правило, ориентированы главными оптическими осями перпендикулярно к простиранию прослоя

Микростроение мерзлых глинистых пород в значительной степени зависит от их минерального состава. Прежде всего это выражается наличием в составе скелета грунта глинистых минералов группы монтмориллонита, каолинита и гидрослюды Различное их кристаллохимическое строение находит отражение в морфологии частиц, агрегатов и включений льда-цемента, в количественном соотношении льда-цемента и незамерзшей воды, а также в интенсивности тепло- и массообмена, физико-химических и физико-механических процессов, приводящих в конечном итоге к специфическому криогенному микростроению (рис. 7.14) Для каолинитовых глин характерно рыхлое сложение хаотически ориентированных плитчатых агрегатов с изометричными включениями льда-цемента, равномерно распределенными в межагрегатных порах. Благоприятные условия для миграции влаги в каолинитовых глинах способствуют сегрегационному льдовыделению с толщиной микрошлиров льда от сотых долей миллиметра до

более крупных Отличительной особенностью микростроения мерзлых монтмориллонитовых глин является наличие ячеистой микротекстуры. Микроструктура минеральных блоков и размер ледяных шлиров определяются условиями промерзания. В целом для них характерны слитное сложение агрегатов, незначительное содержание льда-цемента, что объясняется локальной усадкой минерального скелета, возникающей в результате миграции влаги во все стороны от центра к окаймляющему его ледяному каркасу Характерной особенностью микростроения гидрослюдистой глины являются щелевидные, неправильной формы поры, обусловленные морфологией частиц и агрегатов с листоватой формой скелета со слегка изогнутой поверхностью и извилистыми границами.

В микростроении мерзлых дисперсных пород отражается характер их сложения, который проявляется в унаследовании особенностей микротекстуры, бывшей до промерзания. Из унаследованных черт отмечаются бесструктурность, слоистость, наличие агрегатов и др. Так, в образце суглинка ненарушенного сложения сезонноталого слоя грунтовые агрегаты были плотные; включения льда — порфирового вида, причем часть пор оказалась не заполнена льдом; практически отсутствовали «льдистые участки». Микростроение суглинка нарушенного сложения отличалось равномерным распределением зерен песчано-пылеватой фракции, округлыми, изометричными, менее плотными агрегатами, отсутствием чисто глинистых образований и крупных пор, а также наличием как порового льда-цемента, так и микрошлиров льда.

При промерзании дисперсных пород степень перестройки их исходной микроструктуры во многом определяется условиями промерзания. Как правило, с увеличением скорости промерзания (см. рис 7.14, *б*, *в*) повышается однородность в распределении и соотношении структурных элементов, уменьшается их средний размер, а также повышается частота и уменьшается мощность микрошлиров льда. Промораживание породы в условиях подтока влаги способствует возникновению слабоагрегированного минерального скелета с мелкими рыхлыми агрегатами, преобладанию базального льда-цемента и наличию частых микрошлиров льда При отсутствии подтока влаги формируется плотный сложенный крупными агрегатами скелет с поровым льдом-цементом и редкими микрошлирами льда При определенных режимах циклического промерзания в глинистых породах образуются кольцевые микроструктуры, представляющие собой результат дифференциации материала, слагающего породы

8.1. Физические свойства мерзлых пород

Влажность, льдистость, плотность и пористость — основные физические показатели, характеризующие инженерно-геологические особенности мерзлых и оттаявших пород

Под влажностью мерзлой породы понимается содержание заключенной в ней воды, удаляемой высушиванием при температуре 100—105°С до постоянной массы грунта Различают суммарную, общую (естественную) и объемную влажность Суммарная влажность W_c мерзлой породы — это отношение массы воды всех видов в твердом и жидком состоянии, содержащихся в мерзлой породе, к массе ее скелета, а в засоленных породах — к массе скелета породы и содержащихся в ней солей (в процентах или долях единицы) Общая влажность $W_{ест}$ — отношение массы всех категории воды к массе мерзлой породы, объемная влажность $W_{об}$ — отношение объема воды в твердой и жидкой фазах к объему мерзлой породы

В отличие от немерзлых пород суммарная влажность мерзлых пород может быть намного больше влажности полнои влагоемкости В мерзлых породах ее величина изменяется в широких пределах — от максимальнои молекулярнои влагоемкости до значений, в 3—4 раза превышающих верхний предел пластичности В общем случае суммарная влажность возрастает с увеличением дисперсности При этом суммарная влажность пород со шлировыми криогенными текстурами практически всегда выше влажности пород с массивной криотекстурой

Льдистость (i) — показатель, характеризующий общее содержание подземного льда в мерзлой породе (в процентах или долях единицы) Для оценки льдистости пород за счет текстурообразующего льда используется суммарная льдистость В зависимости от способа ее количественного выражения она может быть представлена как отношение массы всего льда к массе сухой породы — весовая льдистость; отношение весовой льдистости к суммарной влажности — относительная льдистость, отношение объема всего льда к объему мерзлой породы — *объемная льдистость*

В зависимости от величины льдистости породы подразделяются на сильнольдистые, слабольдистые и льдистые К первым относятся породы, в которых объем льда занимает больше половины

общего объема мерзлой породы. После оттаивания они переходят в текучее и текучепластичное состояние, что обусловливает их высокую просадочность. В оттаявшем состоянии сильнольдистые породы обладают малой несущей способностью, низкой водопрочностью и большой сжимаемостью. Слабольдистые породы (льдистость меньше 25 %) после оттаивания приобретают вязкопластичную или полутвердую консистенцию, характеризуются высокой водопрочностью и малой сжимаемостью. Льдистые породы (льдистость 25—50%) имеют промежуточные свойства между двумя приведенными выше категориями.

Плотность ρ (объемный вес, г/см^3) мерзлой породы — это отношение массы мерзлого грунта с текстурообразующим льдом к объему мерзлого грунта ненарушенного сложения; плотность скелета мерзлой породы — отношение массы скелета породы к объему мерзлой породы с криогенными текстурами ненарушенного сложения.

Максимальная плотность свойственна породам, содержащим оксиды железа или пирит, тогда как малые величины характерны для пород, в составе которых преобладают монтмориллонит и галлуазит. Увеличение содержания в породе органического вещества приводит к уменьшению плотности. Для приближенных расчетов обычно принимаются следующие средние величины плотности твердой минеральной компоненты (г/см^3): для песчаных пород 2,65; для суглинков 2,70—2,73; для глин 2,75.

Плотность скелета мерзлой породы изменяется в среднем от 2 до 0,62 г/см^3. Поскольку в мерзлой породе всегда имеются поры, заполненные льдом, незамерзшей водой или газом, то вес единицы ее объема всегда меньше средней плотности твердой минеральной компоненты. Плотность мерзлой породы изменяется в пределах от 1,0 г/см^3 для сильнольдистых пород с атакситовой криогенной текстурой до 2,73 г/см^3 и выше для прочно сцементированных аргиллитов и песчаников с массивной криогенной текстурой.

Одним из основных физических показателей структурности немерзлой породы, по которому судят о ее сжимаемости, является пористость скелета (n), т.е. суммарный объем всех пор в единице объема породы, независимо от величины этих пор и степени их заполнения. В мерзлых породах, где поры заполнены не только незамерзшей водой и газовыми включениями, но и льдом-цементом и льдом, образующим разнообразные криогенные текстуры, следует выделять пористость (или пустотность), определяемую как отношение объема всех пор (пустот), не занятых незамерзшей водой и льдом, к объему мерзлой породы, и пористость минерального скелета мерзлой породы, представляющую собой отноше-

ние объема всего порового пространства, не занятого минеральным скелетом, к объему мерзлой породы. Часто пористость характеризуют как отношение объема пор к объему твердой компоненты породы и называют приведенной пористостью или коэффициентом пористости (e). Если в немерзлых породах коэффициент пористости обычно не превышает 1,5—2, то в мерзлых и особенно в сильно льдонасыщенных породах коэффициент пористости нередко достигает 3—3,5, а с увеличением льдистости возрастает в несколько раз. Обычно пористость немерзлых дисперсных пород составляет 20—40%, а пористость минерального скелета мерзлых пород может достигать 60 и даже 90%.

Размываемость и размокаемость относятся к водопрочностным характеристикам мерзлой породы и необходимы при оценке термоэрозионной опасности и потенциальной заовраженности территории многолетнемерзлых пород. Они используются при оценке скорости переработки берегов водохранилищ, в расчетах устойчивости откосов каналов и земляных сооружений, взаимодействующих с водными потоками.

Размываемость — это свойство мерзлых пород, характеризующее их способность отдавать агрегаты и элементарные частицы грунта текучей воде в результате одновременного теплового и механического воздействия последней. Размываемость мерзлых пород зависит от большого числа взаимосвязанных факторов, главнейшими из которых являются характер структурных связей в породе, ее льдистость и тип криогенной текстуры (табл. 8.1). В общем случае размываемость оттаивающих пород повышается с уменьшением их дисперсности, плотности и сцепления и с нарушением естественного сложения. Причем размываемость синкрио-

Таблица 8.1

Классификационная схема разделения дисперсных мерзлых пород по размываемости

Категория по размываемости	Размываемость	Допускаемые скорости течения воды v, м/с	Предельное напряжение сдвига $R \cdot 10^{-5}$, Па	Льдистость пород i, %	Криогенная текстура	
					Тип	Разновидность
I	Слабая	*более 1,0*	*более 0,3*	Слабая, i 0—25	Массивная	—
II	Средняя	1,0—0,3	0,3—0,1	Средняя, i 25—50	Слоистая и сетчатая	Редкая и крупная
III	Быстрая	0,3—0,1	0,1—0,03	Сильная i >50	То же	Средняя
IV	Повышенная	0,100—0,003	0,03—0,01	То же	»	Мелкая и тонкая
V	Катастрофическая	менее 0,003	менее 0,01	»	Агакситовая	—

генных многолетнемерзлых пород оказывается значительно выше, чем эпикриогенных.

Размокаемость — способность мерзлых пород терять связность и превращаться в рыхлую массу при взаимодействии с водой Размокание мерзлых грунтов является результатом растворения льда и ослабления связей между грунтовыми частицами при набухании. Оно сопровождается уменьшением прочности и определяет устойчивость мерзлой породы к распаду на минеральные агрегаты в спокойной воде (или ее водопрочность). Размокание характеризуется скоростью и типом процесса. В отличие от немерзлых, размокание мерзлых пород зависит не только от их литологических особенностей и типа природных цементов, но и от содержания льда и его пространственного распределения в объеме, т.е. от криогенной текстуры.

Мерзлые тонкодисперсные сильнольдистые породы относятся к коллоидным системам, обладающим при оттаивании тиксотропными свойствами. Исследования в Западной Сибири, Большеземельской тундре, Южной Якутии и других районах показали, что при протаивании тонкодисперсных пород сезонноталого слоя без оттока воды они почти повсеместно являются тиксотропными. Под действием динамической нагрузки происходят разрушение их естественной структуры и разжижение с полной потерей прочности породы. После снятия нагрузки наблюдается постепенное восстановление первичной прочности. Основными причинами, предопределяющими обязательное проявление тиксотропных свойств при нарушении структуры оттаивающих пород сезонноталого слоя, являются высокое содержание в них пылеватых и коллоидных частиц, обогащение их органическими и органо-минеральными соединениями, высокая влажность (льдистость) минеральных агрегатов. Ярко выраженная тиксотропия оттаивающих мерзлых пород в значительной мере интенсифицирует развитие в них процессов размокания и размыва.

Термическое расширение—сжатие — это характерное свойство горных пород, которое проявляется при изменении температуры и характеризуется коэффициентами линейного α и объемного β расширения, представляющими собой соответственно относительную линейную и объемную деформацию при изменении температуры на 1°С. Они связаны между собой соотношением $\beta=3\alpha$. Температурное расширение — сжатие мерзлых горных пород существенно определяет развитие таких процессов, как морозобойное растрескивание и повторно-жильное образование, выветривание и др. Температурные деформации мерзлых пород проявляются вследствие температурных деформаций компонентов породы (минералов и обломков пород, воды, льда, воздуха), фазового перехода вода—лед и структурных преобразований породы при изме-

нении температуры. Коэффициент линейного расширения большинства минералов, слагающих горные породы, составляет $(2—12)\cdot10^{-6}$ 1/град. В указанном диапазоне значений находится и коэффициент линейного расширения магматических, метаморфических и осадочных сцементированных пород. Лед как важнейшая составная часть мерзлых горных пород имеет более высокие значения α порядка $(30—60)\cdot10^{-6}$ 1/град., изменяющиеся в зависимости от структуры льда, угла наклона оптической оси кристаллов, интервала температуры и др. Величина а незамерзшей воды, оцененная по изменению плотности переохлажденной воды, составляет $(18—7{,}5)\cdot10^{-6}$ 1/град. в диапазоне температур от 0 до −20°С.

Морозостойкость пород обусловлена способностью горных пород выдерживать без разрушения многократное замораживание, чередующееся с оттаиванием. В практической деятельности эта характеристика необходима при инженерно-геологической оценке магматических, метаморфических и осадочных сцементированных пород с жесткими структурными связями. Морозостойкость оценивается числом циклов замораживания и оттаивания пород и соответствующей потерей их прочности. Обычно испытания проводятся до 25 циклов, а при специальных исследованиях число их может быть увеличено до 50—200. В строительном деле число циклов промерзания — оттаивания (нагревания—охлаждения), в результате которых происходит потеря материалом 25% первоначальной прочности или 5% массы, называется маркой морозостойкости. Используется также коэффициент морозостойкости $K_м$ — отношение предела прочности при сжатии образцов после замораживания к пределу прочности при сжатии образцов до замораживания.

Уменьшение прочности пород при воздействии отрицательных температур происходит под влиянием собственного температурного, гидратационного и криогидратационного факторов. Наибольшее значение для разрушения мерзлой породы под действием циклического охлаждения—нагревания имеет криогидратационный механизм разрушения, связанный с фазовым переходом воды в лед. Морозостойкость пород зависит также от теплофизических и прочностных свойств породообразующих минералов, прочности связи между отдельными зернами, характера увлажнения породы, ее структурно-текстурных особенностей, степени измененности и др.

Электрические свойства. Мерзлые породы являются несовершенными диэлектриками, т.е. материалами, обладающими одновременно свойствами диэлектриков и проводников. При воздействии электромагнитного поля в этих породах возникают как направленное поступательное движение носителей зарядов (ток проводимости), что обусловливает их электропроводность, так и

колебательное смещение связанных зарядов (ток смещения), обусловливающее их поляризацию. Основными параметрами электрических свойств горных пород, включая мерзлые, являются: удельное электрическое сопротивление (УЭС) ρ или обратная величина — удельная электропроводность $\sigma = 1/\rho$, диэлектрическая проницаемость ε, коэффициент поляризуемости η и др.

Удельное электрическое сопротивление (Ом·м) определяется способностью горных пород проводить электрический ток, т.е. их электропроводностью $\sigma=1/\rho$ ($Ом^{-1}\cdot м^{-1}$). Основным токопроводящим компонентом мерзлых пород, немерзлых и талых, является поровый раствор. Его электропроводность имеет ионную природу. Газовая фаза пород, монокристаллы льда и породообразующие минералы относятся к диэлектрикам и обладают высоким удельным электрическим сопротивлением.

Главными причинами уменьшения электропроводности пород в мерзлом состоянии являются уменьшение количества токопроводящего компонента — незамерзшей воды, удлинение и сужение токопроводящих путей, их прерывистость, вызванные льдовыделением в породе. Таким образом, величина удельного сопротивления мерзлых пород зависит от факторов, определяющих количество и характер распределения в них незамерзшей воды, т.е. от состава, температуры, влажности (льдистости), минерализации, криогенной текстуры и др. (рис. 8.1). Причем в области отрицательных температур удельное электрическое сопротивление может увеличиваться на несколько порядков в узком интервале температур, а наиболее интенсивное увеличение значений ρ наблюдается в интервале основных фазовых переходов.

Диэлектрическая проницаемость (ε) пород определяет их способность поляризоваться под воздействием переменного

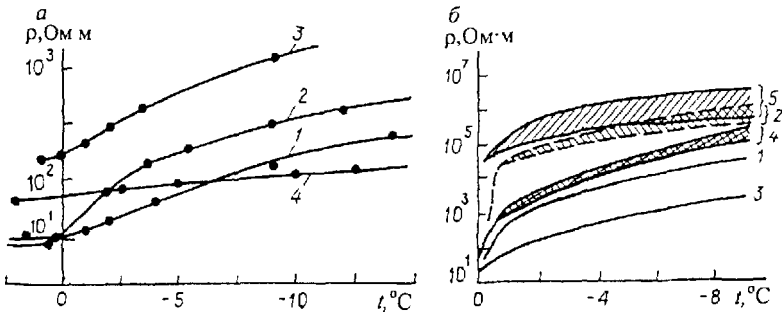


Рис. 8.1. Температурные зависимости удельного электрического сопротивления мерзлых пород:

а — скальные породы, *1—3* — песчаники различной влажности, *4* — глинистые сланцы, *б* — дисперсные породы (*по А Д Фролову*) *1* — песок с массивной криотекстурой, *2* — то же, со шлировой, *3* — супеси и суглинки с массивной криотекстурой, *4* — то же, со шлировой, *5* — ледниковый лед

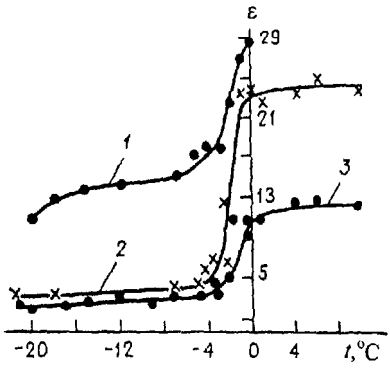


Рис 8.2 Температурные зависимости диэлектрической проницаемости мерзлых пород различного состава и влажности при $f = 10^6$ Гц (*по Б Н Достовалову*)

1 — глина (W_t=35,5%), *2—3* — песок с W_t, равной 9 и 3%

электромагнитного поля за счет упорядоченной ориентации имеющихся в породе связанных электрических зарядов. Диэлектрическая проницаемость мерзлых пород зависит от диэлектрических свойств составляющих ее компонентов. Относительная диэлектрическая проницаемость газовой компоненты пород, как и вакуума, равна 1, а для большинства породообразующих минералов не превышает 10. Для свободной чистой воды ε равна примерно 80, т.е. на порядок выше, чем у большинства минералов, что и определяет существенное влияние влажности на диэлектрическую проницаемость пород. Диэлектрическая проницаемость льда в диапазоне высоких частот (более 10^4—10^5 Гц) может быть существенно меньше ε воды. При переходе в область отрицательных температур диэлектрическая проницаемость пород в целом убывает (рис. 8.2), что находится в соответствии с уменьшением содержания незамерзшей воды в породе при понижении температуры и уменьшением значений ε связанной незамерзшей воды.

Акустические свойства. Мерзлые породы представляют собой материалы с несовершенной упругостью. При внешних динамических воздействиях в них распространяются различного типа упругие колебания, в том числе продольные, поперечные, поверхностные и другие, различающиеся по характеру смещения частиц среды. Одним из динамических методов изучения упругих свойств мерзлых пород в естественном залегании, а главным образом в образцах, является акустический (ультразвуковой) метод.

К важнейшим акустическим параметрам пород относятся скорости распространения упругих волн: v_p— продольных, v_S — поперечных, v_R — поверхностных. Наиболее изученным из них является скорость распространения продольных волн v_p.

При переходе пород в мерзлое состояние скорости распространения упругих волн увеличиваются, что прежде всего определяется фазовыми превращениями при промерзании и появлением нового компонента — льда. Лед характеризуется значительно большими скоростями (v_p= 3500—4000 м/с), чем вода в жидкой фазе (v_p= 1450 м/с). На акустические характеристики мерзлых пород также влияет и форма льдовыделения, хотя и в меньшей степени,

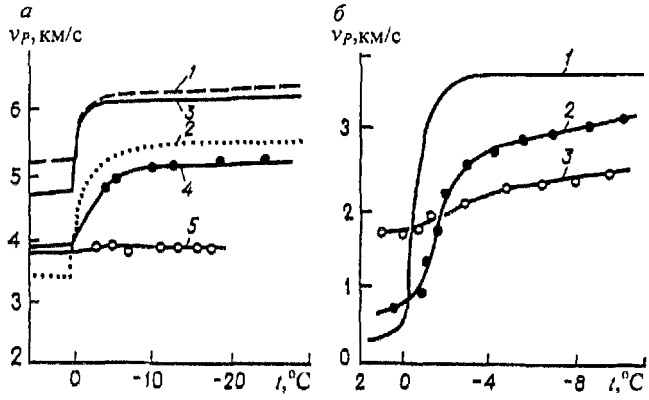


Рис 8 3 Температурные зависимости скоростей продольных волн v_p:

а — для скальных пород различного состава 1 — базальт монолитный, 2 — то же, кавернозный, 3 — гранит монолитный, 4 — песчаник водонасыщенный, 5 — то же, сухой (по О Н Воронкову, А Тимуру), б — для дисперсных пород различного состава 1 — песок, 2 — суглинок, 3 — глина (по Ф Ф Аптикаеву)

чем на электрические. В соответствии с этим скорости распространения упругих волн в мерзлых породах зависят от всех факторов, определяющих количество и форму выделения льда и содержание незамерзшей воды,—это минеральный и гранулометрический состав пород, пористость, влажность, минерализация поровой влаги, температура и др (рис 8 3).

8.2. Теплофизические свойства горных пород

Тепловые свойства пород в значительной степени определяют энергомассообменные процессы, такие, как промерзание и оттаивание пород, криогенное пучение, осадка при оттаивании, термокарст, термоэрозия и др.

Теплофизические свойства пород при кондуктивнои передаче тепловой энергии оцениваются тремя основными характеристиками: теплоемкостью, теплопроводностью и температуропроводностью. Под теплоемкостью пород подразумевают количество тепла, которое необходимо сообщить единице массы или объема породы, чтобы изменить ее температуру на 1 градус. При этом различают удельную теплоемкость C, единицей измерения которой является Дж/(г·К), и объемную теплоемкость $C_{об}=C_p$ измеряемую в Дж/(м^3·K). Существует также понятие эффективной теплоемкости $C_{эф}$, в которой учитывается еще и скрытая теплота фазового перехода Коэффициент теплопроводности λ Вт/(м·К) характеризует породу в отношении ее способности переносить тепловую энергию и численно равен потоку тепла, прохо-

Тепловые свойства горных пород и их компонент

Наименование	Теплопроводность λ, Вт/(м·К)	Теплоемкость $C_{об}$ Дж/(м³·К)	Наименование грунта	Теплопроводность λ, Вт/(м·К)	Теплоемкость $C_{об}$ Дж/(м³·К)
Вода			Пески		
+4,1°С	0,54	4180	воздушно-сухие	0,3—0,35	1200—1300
+20°С	0,60	—			
Лед	2.22—2,35	1930	влагонасыщенные	1,7—2,6	1800—3200
Воздух:			талые		
0°С	0,024	1—260	то же мерзлые	1.5—3,0	1700—2200
−23°С	0,022	—	Суглинки лессовидные		
Снег			воздушно-сухие	0.19—0.22	1200—1500
рыхлый	0,1	210			
плотный	0,3—0,4	420—630	влагонасыщенные	0,6—1,0	3000—3500
Граниты	2,3—4,1	1680—1810	талые		
Габбро	1,74—2,91	2120—2240	то же мерзлые	1.2—1,6	2000—2200
Базальты	1,4—2,8	2270—2770			
Перидотиты	2,4—3.4	2240—2640	Глины		
Кварциты	2,9—6,4	1780—1990	воздушно-сухие	0,8—1,0	1400—2200
Сланцы	1.74—2,33	1850—1920			
Песчаники	0,7—5,8	1130—2250	влагонасыщенные	1,2—1,4	2800—3300
Известняки	0,8—4.1	1010—2010	талые		
Доломиты	1,1—5,2	1810—2840	то же мерзлые	1.4—1,8	2000—2500
Гипсы	0,8 −1,3	1810—2020			
Каменные соли	7,2	1810	Торфа		
Угли	0,1—0.18	1560—1950	воздушно-сухие	0,012—0,14	100—150
Крупнообломочные породы			влагонасыщенные талые	0,7—0,9	2400—3600
воздушно-сухие	0,23—0,35	1000—1900	то же мерзлые	1,1—1,2	1600—2700
влагонасыщенные талые	1,1—2,1	2300—3200			
то же мерзлые	1,4—3.1	1800—2300			

дящего через единицу площади породы в единицу времени при температурном градиенте, равном единице. Температуропроводность пород выражается через коэффициент температуропроводности a (м²/с), который является показателем инерционности температурного поля и связан с коэффициентами теплоемкости и теплопроводности следующим соотношением: $a = \lambda / C_{об}$.

Тепловые свойства горных пород характеризуются существенной зависимостью от состава, строения и состояния пород, т.е. их генетических особенностей и термодинамических условий существования. В табл. 8.2 для общего сравнения и оценки приведены теплопроводность и объемная теплоемкость горных пород, а также воды, льда, воздуха и снега. Следует иметь в виду, что теплопроводность воды, льда и воздуха линейно зависит от температуры. Так, с понижением температуры на 1 К λ воды и воздуха уменьша-

шается соответственно на $2 \cdot 10^{-3}$ и $9 \cdot 10^{-5}$, а льда увеличивается на $5 \cdot 10^{-3}$ Вт/(м·К).

Значения теплоемкости скальных пород и минералов достаточно стабильны и сравнительно хорошо изучены экспериментально. Удельная теплоемкость компонентов дисперсных пород (минерального скелета, льда, воды и газа) изменяется в узких диапазонах, кДж/(кг·К): $C_{ск}$= 0,71—0,88; $C_{л}$= 2,09; $C_{в}$= 4,19; $C_{г}$= 1,02; $C_{торф}$=0,8—2,1. Теплоемкость дисперсной породы является аддитивной величиной и представляет собой сумму произведений удельных теплоемкостей каждой составляющей породы на величину их массы.

Теплопроводность мерзлых пород. Сравнительный анализ опытных данных показывает, что теплопроводность интрузивных пород увеличивается от 2 до 5 Вт/(м·К) в ряду дуниты—габбросиениты—диориты—граниты, т.е. от основных к кислым. Такая закономерность объясняется разницей количественного содержания SiO_2: чем его больше, тем выше теплопроводность. Теплопроводность эффузивных пород также зависит от химико-минерального состава и степени раскристаллизации и изменяется по данным опытов в диапазоне 2,0—3,6 Вт/(м·К). С увеличением количества SiO_2 их теплопроводность возрастает в ряду порфиры—андезиты—трахиты—базальты. Анализ теплопроводности пород метаморфической группы показывает, что их λ изменяется в широких пределах — от 0,8 до 7,4 Вт/(м·К): она возрастает при переходе от сланцев к гнейсам и кварцитам, что объясняется постепенным исчезновением сланцеватости в указанном ряду. Теплопроводность осадочно-сцементированных пород существенно различна для трех подгрупп: 1) обломочных сцементированных; 2) пылеватых и глинистых сцементированных; 3) химических и биохимических. Первая представлена крупно- и мелкообломочными породами — конгломератами, гравелитами и песчаниками с λ от 1,5 до 4,5 Вт/(м·К). Широта диапазона определяется конкретной теплопроводностью обломков и цемента.

Теплопроводность немерзлых пылеватых и глинистых сцементированных пород, представленных алевритами и аргиллитами, в среднем ниже, чем у крупно- и мелкообломочных пород, и изменяется в диапазоне 0,8—2,2 Вт/(м·К). Это объясняется их более тонкозернистой структурой, для которой характерно большее число контактных тепловых сопротивлений. Подгруппы химических и биохимических пород, например кремнистые породы морского происхождения (трепел, диатомит), в целом имеют более низкую теплопроводность из всех рассмотренных выше (0,8—1,7 Вт/(м·К), что объясняется высокой пористостью в сочетании с невысокой теплопроводностью скелета этих пород. Такие мономинеральные породы, как доломит и ангидрит, характеризуются наибольшей

теплопроводностью, соответственно 7,2—11,9 и 3,7—5,8 Вт/(м·К) и немного меньшей—известняки 5,7 Вт/(м·К), и мергели 2,6 Вт/(м·К).

Крупнообломочные породы, являясь многокомпонентными и многофазными системами, характеризуются широким диапазоном изменения теплопроводных свойств. Верхний предел теплопроводности крупнообломочных пород ограничен значениями λ, свойственными обломкам скальных пород, до 3—9 Вт/(м·К), а нижний до 0,3—0,5 Вт/(м·К), что связано с тепловыми свойствами заполнителя из тонкодисперсных пород. При увеличении содержания в породе крупных обломков λ увеличивается, так как теплопроводность крупных обломков выше, чем мелкозема — заполнителя. Причем при большой влажности крупнообломочных пород теплопроводность их в мерзлом состоянии выше, чем в талом, что связано с переходом грунтовой воды в лед и увеличением его теплопроводности в 4 раза.

Изменение коэффициента теплопроводности крупнообломочных пород в значительной мере определяется фазовым составом влаги, зависящим от температуры и типа заполнителя. Так, в интервале температур от −10 до −1°С λ крупнообломочных пород с песчаным заполнителем практически не изменяется. Это объясняется тем, что основные фазовые превращения влаги в породе происходят в диапазоне температур 0...—1°С. Поэтому ниже −1°С соотношение льда и незамерзшей воды практически не меняется. Напротив, теплопроводность породы с супесчаным и суглинистым заполнителем при переходе от более низких температур к более высоким снижается, причем темп ее снижения различен в зависимости от соотношения жидкой фазы и льда. Наиболее значительное увеличение λ, в среднем до 25—30%, происходит при температуре 0...−5°С. В интервале −5...−10°С теплопроводность пород независимо от вида заполнителя можно считать постоянной в связи с тем, что фазовый состав воды почти не меняется. В положительном же интервале температур (0—25°С) λ крупнообломочных пород линейно возрастает, но незначительно в связи с линейной зависимостью λ от температуры для воды.

Следует отметить, что значения теплофизических характеристик крупнообломочных пород с различным типом заполнителя сближаются при увеличении в них содержания крупнообломочных частиц. Объясняется это тем, что заполнители, обладающие резко различными коэффициентами теплопроводности (песок, супесь, суглинок), постепенно замещаются щебнем с близкими значениями коэффициента теплопроводности.

Теплопроводность горных пород при прочих равных условиях уменьшается с увеличением дисперсности в следующей последовательности: крупнообломочные — песчаные — супесчаные — лёссовые — суглинистые — глины — торф (рис. 8.4) Возрастание

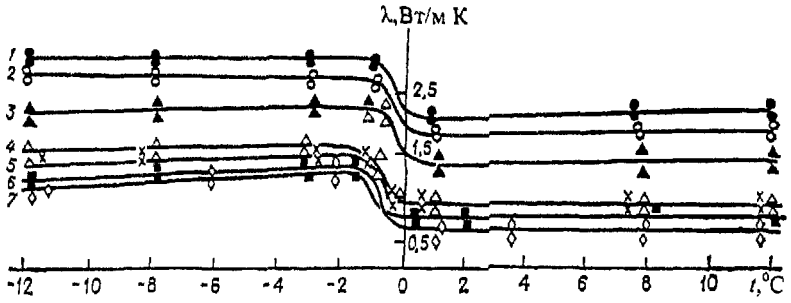


Рис 8 4 Зависимость коэффициента теплопроводности пород различной дисперсности от температуры

1 — крупнообломочная щебнистая порода с супесчаным заполнителем, *2* — мелкий песок, *3* — легкая мелкая супесь *4* — лессовидный суглинок *5* — средний суглинок, *6* — глина, *7* — хорошо разложившийся торф

дисперсности увеличивает количество контактных тепловых сопротивлений, а также сопровождается ростом гидрофильности и ультрапористости, повышающих относительное содержание жидкой фазы воды с меньшей теплопроводностью, чем у льда Такая закономерность прослеживается, как правило, во всем диапазоне температур от +20 до −20°С, включая область интенсивных фазовых переходов влаги, и справедлива для дисперсных пород с различной влажностью

Минеральный состав дисперсных пород в целом оказывает влияние на их теплопроводность, хотя и проявляется это опосредованно через факторы строения породы Так, на рис 8.5, *а* видно, что коэффициент теплопроводности супеси кварцевого и вермикулитового состава отличается почти в два раза в диапазоне температур от −15 до + 15°С Это объясняется разницей в значениях теплопроводности кварца (примерно 5 Вт/(м·К)) и вермикулита (около 2,5 Вт/(м К)) Кроме минерального состава на величину λ оказывает влияние содержание в породе органики, которая имеет сравнительно низкую теплопроводность для торфа $\lambda = 0{,}46$ Вт/(м К) Поэтому увеличение степени заторфованности существенно снижает теплопроводность породы (см рис 8 5, *б*)

Наиболее существенным фактором, влияющим на формирование теплопроводных свойств пород, является засоленность, оказывающая большое влияние на их фазовый состав и структурные преобразования Она увеличивает содержание жидкой фазы при высоких отрицательных температурах, снижая тем самым теплопроводность пород

Поскольку теплопроводность минерального скелета породы, как правило, выше, чем воды и льда, уплотнение породы обычно сопровождается увеличением ее теплопроводности Увлажнение же

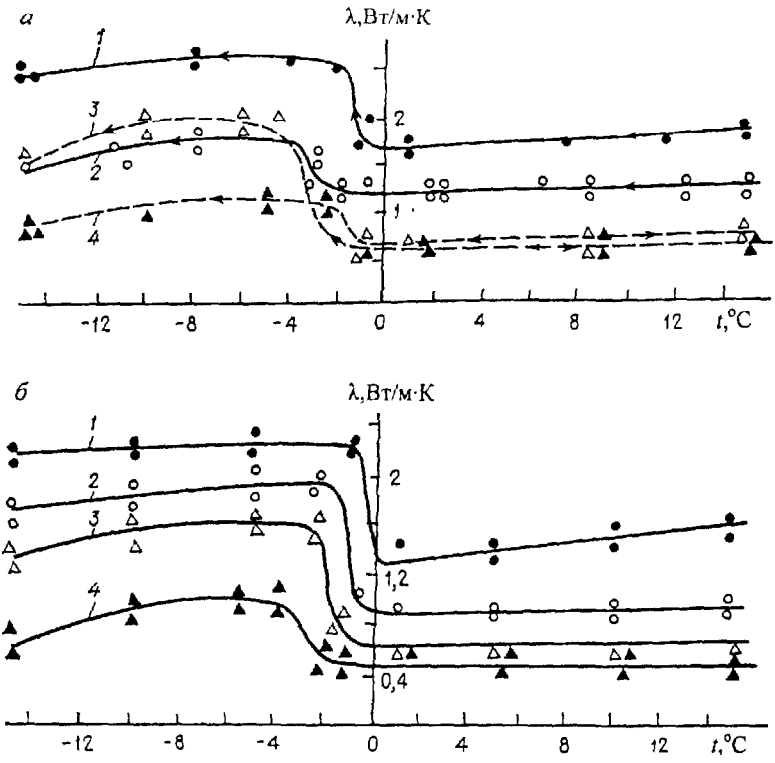


Рис. 8.5. Зависимость коэффициента теплопроводности пород различного состава от температуры:

а — водонасыщенные породы различного минерального состава: *1—2* — супесь тяжелая (*1* — кварцевая, *2* — вермикулитовая), *3—4* — глина (*3* — монтмориллонитовая, *4* — каолинитовая), *б* — песок различной степени заторфованности и торф: *1—3* — песок (*1* — W=18,6%, n=0,94, ρ_d=1,6 г/см³, q=0, *2* — W=66,5%, n=0,80, ρ_d=0,81 г/см³, q=0,25, *3* — W=78,3%, n=0,80, ρ_d=0,67 г/см³, q=0,40); *4* — торф, W=116,5%, n=0,80, ρ_d=0,57 г/см³

породы существенно увеличивает величину λ, так как низкотеплопроводный воздух (0,023 Вт/(м·К)) заменяется более теплопроводными жидкостью (0,57 Вт/(м·К)) или льдом (2,29 Вт/(м·К)).

Теплопроводность породы в отличие от теплоемкости не является аддитивной величиной, что и определяет существенную зависимость λ от факторов строения породы, т.е. ее структуры, текстуры и сложения. При этом определяющее значение имеет то, каким образом осуществляется передача тепла в породе: непосредственно по частицам, от частицы к частице в местах их контакта или от частицы к частице через промежуточную среду.

К факторам строения породы, существенно влияющим на ее теплопроводность, относится и криогенная текстура. Опыты показывают, что при близких значениях влажности и плотности глины

с массивной криогенной текстурой имеют более высокую теплопроводность, чем со шлировой При этом следует учитывать анизотропию тепловых свойств пород со шлировой криогенной текстурой, которая проявляется в том, что λ при теплопотоке вдоль ледяных шлиров обычно на 20—30% выше, чем поперек их Заметной анизотропией тепловых свойств отличается торф

8.3. Влагообменные свойства дисперсных пород

Анализ состояния влаги в породе и ее способности к передвижению является первоочередной задачей в оценке массообменных характеристик влагопроводности, массоемкости, коэффициента диффузии и потенциала влаги Экспериментальные данные показывают, что с увеличением влагосодержания значения потенциала грунтовой влаги μ_w и дифференциальнои влагоемкости C_w возрастают Малые абсолютные значения химического потенциала влаги указывают на существование при большом влагосодержании исследуемых пород наименьшего количества связанной капиллярной влаги Располагаясь в наиболее крупных капиллярах породы, она ненамного энергетически отличается от свободной воды В последующем по мере удаления воды из более тонких капилляров и пор наблюдается резкое снижение значении μ_w т е усиление связи влаги с породой Величина C_w при этом уменьшается незначительно Переход макрокапиллярной влаги в микрокапиллярную для дисперсных пород более четко фиксируется по перегибу кривых изменения объемной дифференциальной влагоемкости породы

При изменении дисперсности (см рис 3 5) энергия связи с минеральной частью породы при фиксированной влажности изменяется на один—два порядка и более Это обусловлено тем, что изменение гранулометрического состава в сторону уменьшения размера минеральных частиц приводит к увеличению удельной активной поверхности грунта и ультрапористости В результате одно и то же количество воды оказывается энергетически более связанным минеральной поверхностью породы, поскольку размещается в более тонких пленках и порах, и характеризуется соответственно меньшей величиной потенциала влаги С другои стороны, более дисперсные породы содержат более мелкие поры, в которых образуются влагозаполненные капилляры и ультрапоры с большей кривизной менисков Это является дополнительным фактором, приводящим к возрастанию энергии связи поровой влаги в случае уменьшения размера минеральных частиц породы

Влияние химико-минерального состава пород на величины μ_w и C_w сказывается прежде всего через различную поверхностную

энергию минерального скелета, а также через обусловленное минеральным составом различие в дисперсности, удельной активной поверхности, дифференциальной и общей пористости пород и других характеристиках. Так, гидрослюдисто-монтмориллонитовая глина характеризуется значительно меньшими величинами потенциалов влаги и дифференциальной влагоемкости, чем каолинитовая (см. рис. 3.5).

Уплотнение немерзлой породы, согласно экспериментальным исследованиям, приводит (при одной влажности) к значительному увеличению химического потенциала влаги (см. рис. 3.5). Уменьшение общей пористости породы в процессе уплотнения происходит за счет сжатия более крупных пор (как менее прочных) при незначительной деформации мелких пор, что вызывает частичный переход пленочной влаги в капиллярную и приводит к увеличению максимального радиуса влагозаполненных капилляров. В отношении мерзлых пород известно, что понижение температуры ниже температуры замерзания сопровождается постепенной кристаллизацией воды в спектре температур, снижением ее количества и соответственно потенциала. Коэффициенты влагопереноса пород зависят от их влажности, плотности, гранулометрического и химико-минерального состава, а также строения и температуры.

Увеличение коэффициентов влагопереноса происходит при переходе от тонкодисперсных талых пород к грубодисперсным (см. рис. 3.5; 8.6). Так, влагонасыщенные пески, характеризующиеся наличием слабосвязанной капиллярной воды, имеют коэффициенты влагопереноса в 100 раз и более большие, чем суглинки. В глинистых же породах меньшие по сравнению с супесчаными величины K_w (при равной пористости и влажности) обусловлены тем, что тонкодисперсные породы обладают большей величиной ультрапористости и удельной активной поверхности минеральных частиц и характеризуются в целом более тонкими влагопро-

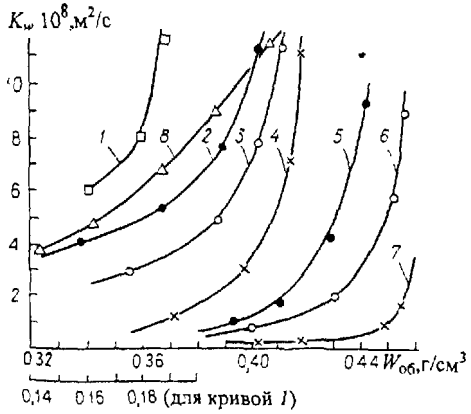


Рис. 8.6 Зависимость коэффициента диффузии влаги K_w пород различного гранулометрического и минерального состава от влажности

1, 2, 3, 4 — соответственно среднезернистый песок при пористости n≈33—38%, супесь, суглинок и глина при n=42%, *5, 6, 7* — глины каолинитовая, гидрослюдистая, монтмориллонитовая при n=46%, *8* — торф сфагновый, ρ_d=0,075 г/см^3 (степень разложения 25%, минерализация 3%)

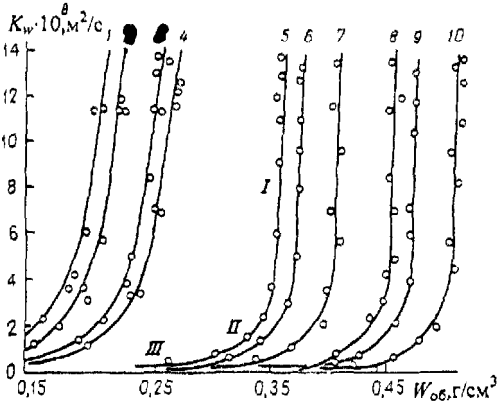


Рис. 8.7. Зависимость коэффициента диффузии влаги грунтов различного гранулометрического состава и плотности от влажности:

1—4 — супесь при ρ_d равном 1,98; 1,93, 1,82 и 1,77 г/см³; *5—10* — глина при ρ_d 1,69, 1,65, 1,55, 1,41, 1,35 и 1,25 г/см³

водными порами. При малых значениях влажности дисперсной породы это приводит к тому, что одно и то же количество пленочной влаги в глинистых породах (рис. 8.7, кривая *5*, участок III) оказывается энергетически более связано, а следовательно, менее подвижно и характеризуется менее интенсивным трансляционным движением молекул При больших значениях влажности, когда преобладает капиллярный механизм влагопереноса (участок I), энергия связи и подвижность поровой влаги прямо пропорциональны квадрату радиуса действующего влагозаполненного капилляра.

Влагопроводность породы также существенно зависит от ее минерального состава. Так, коэффициент диффузии в монтмориллонитовой глине при $W_{об} = 0{,}46$ г/см³ (см. рис. 8.7) оказался почти в 10 раз меньше, чем в гидрослюдисто-монтмориллонитовой, и в 15 раз меньше, чем в каолинитовой глине. Это связано с тем, что влага в порах монтмориллонитовой глины оказывается энергетически более связанной и соответственно обладает меньшей подвижностью, что и уменьшает коэффициент влагопереноса. В целом с увеличением содержания в дисперсных породах пылеватых, глинистых частиц и торфа, а также минералов группы монтмориллонита потенциалы влаги и коэффициенты влагопереноса снижаются на один—два порядка и более. При рассмотрении закономерностей изменения массообменных свойств пород необходимо учитывать их пористость. Уменьшение пористости породы при ее уплотнении приводит (при неизменной влажности) к увеличению потенциала влаги (см. рис. 3.5) и соответственно коэффициентов влагопереноса (см. рис. 8.6). Опыт показывает, что кривые $K_w(W_{об})$ подобны для пород с различной плотностью и смещены одна относительно другой по оси абсцисс пропорционально изменению плотности ρ. Влияние температуры на подвижность влаги с возрастанием дисперсности породы уменьшается. Так при

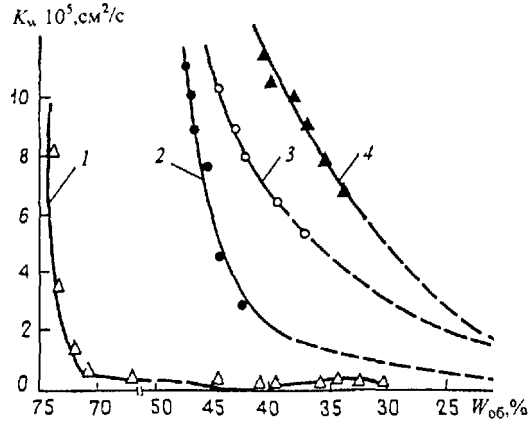


Рис. 8.8. Зависимость коэффициентов диффузии K_w от влажности немерзлых пород:

1 — суглинок; *2* — полиминеральная глина, *3* — каолинитовая глина; *4* — монтмориллонитовая глина Пунктиром показана промерзающая зона грунта

повышении температуры на 10°С K_w супеси увеличивается на 15%, суглинка— на 10%, а глины — только на 5%. Это связано с тем, что одно и то же количество поровой влаги в глинистых породах, находящейся в них под значительно большим энергетическим воздействием поверхности минеральных частиц, чем в супесчаных, *в меньшей степени подвержено влиянию температуры.*

Влияние температуры на влагопроводные свойства мерзлых пород имеет особо важное значение, так как температура определяет содержание незамерзшей воды в них, толщину жидких пленок и влагозаполненных капилляров, а соответственно и подвижность жидкой фазы. На рис. 8.8 представлены полученные опытным путем зависимости коэффициента диффузии влаги от объемной влажности пород различного гранулометрического и минерального состава.

На рис. 8.9 представлены зависимости коэффициента влагопроводности грунтов от содержания в них незамерзшей воды $\lambda_w(W_{нз}^{об})$. На них для пучинистых грунтов можно выделить три характерных участка, а для непучинистых — два.

При температуре грунта от начала замерзания до −0,6°С происходит вымерзание наиболее подвижной части капиллярно- и осмотическисвязанной воды диффузного слоя ионов. Коэффициент влагопроводности грунтов здесь изменяется от $(0,5-1,5)\cdot10^{-10}$ (при t=−0,6°С) до $(1-5)\cdot10^{-8}$ см/с (в немерзлом состоянии, т. е. при $t>t_{нз}$). На границе талой и мерзлой зон со стороны мерзлой зоны λ_w составляет примерно $(1-2)\cdot10^{-9}$ см/с.

Зависимость коэффициента влагопроводности пучинистых грунтов от содержания незамерзшей воды тут носит экспоненциальный характер. Грунт еще способен передавать поровое давление и в результате этой способности реализуется фильтрационный механизм влагопереноса. При этом горизонтальные шлиры льда существенно снижают влагопроводность грунта пропорционально

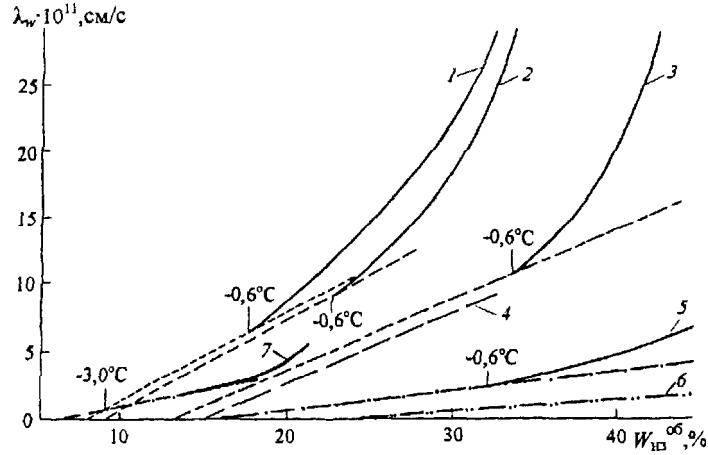


Рис 8 9 Зависимость коэффициента влагопроводности λ_w мерзлых грунтов различного состава и плотности от $W_{нз}$ (*по В Г.Чевереву*)·

1 — глина каолинитовая (ρ_d=1,38 г/см³), *2* — глина каолинитовая (ρ_d=1,70 г/см³), *3* — суглинок (ρ_d=1,50 г/см³), *4* — суглинок (ρ_d=1,80 г/см³), *5* — глина монтмориллонит-гидрослюдистая (ρ_d=1,56 г/см), *6* — глина монтмориллонитовая (ρ_d=0,62 г/см³), *7* — супесь (ρ_d=1,70 г/см³)

части площади сечения потока, которую они перекрывают. Однако это не характерно для монтмориллонитовых глин В них при температуре выше −0,6°С зависимость коэффициента влагопроводности от содержания незамерзшей воды близка к линейной, соответствующей описанному ниже интервалу температур.

В диапазоне температуры −0,6...−3°С значения коэффициента влагопроводности изменяются в пределах $(15—0,5)\cdot10^{-11}$ см/с. Зависимость коэффициента влагопроводности от содержания незамерзшей воды близка к линейной. В этом температурном диапазоне не установлено влияния наличия ледяных шлиров на коэффициенты влагопроводности грунтов. Это позволяет считать, что при таких температурах в незамерзшей воде отсутствует гидравлическая связь, и действует диффузионно-пленочный механизм переноса влаги.

На этом участке угол наклона графика зависимости коэффициента влагопроводности от объемного содержания незамерзшей воды является постоянным для каждого типа грунта. Максимальный угол наклона характерен для каолинитовой глины, минимальный — для монтмориллонитовой глины, что объясняется более высоким содержанием подвижных категорий незамерзшей воды в первои глине по сравнению со второй. При температуре ниже −3°С значения коэффициента влагопроводности мерзлых грунтов не превышают $5\cdot10^{-12}$ см/с. Здесь действует собственно диффузионный механизм влагопереноса

Во всех пучинистых грунтах механизм влагопереноса при различной температуре аналогичен. Монтмориллонитовые глины, в которых фильтрационный механизм переноса незамерзшей воды не реализуется, не могут быть сильно пучинистыми грунтами.

8.4. Механические свойства мерзлых пород

Механические (деформационные и прочностные) свойства мерзлых пород выражаются обычно через количественные показатели, которые устанавливают функциональную связь между величиной и видом механического воздействия и реакцией породы на это воздействие. К деформационным характеристикам мерзлых пород относятся модули общей и упругой деформации, коэффициент Пуассона, показатели реологических кривых течения и кривых ползучести, коэффициенты вязкости и сжимаемости; к прочностным: кратковременные и длительные значения прочности породы на сдвиг (коэффициент трения и сцепления), сжатие, растяжение и эквивалентное сцепление.

Зависимость между напряжением и деформацией мерзлых пород в условиях ползучести при постоянной температуре нелинейна и может быть описана степенной функцией. При повышении отрицательной температуры и при переходе от грубодисперсных пород к тонкодисперсным и ко льду одна и та же величина относительной деформации достигается при все более малом напряжении. Так, при повышении температуры от −20 до −5°С аналогичных величин деформаций можно достичь при напряжениях, меньших в 3—4 раза. Зависимость между напряжением σ и деформацией ε мерзлой породы при одноосном сжатии можно выразить через модуль общей деформации $\sigma = E(\sigma, \tau)\varepsilon$, где E — модуль общей деформации (Па) при сжатии, зависящий от времени τ и напряжения σ. Деформация ε здесь выражается в долях единицы. Модуль E представляет собой тангенс угла наклона касательной к оси деформации, проведенной через точку с ординатой σ_i, соответствующей значению τ_i изохронной кривой.

Модуль общей деформации имеет определенный физический смысл, непосредственно отражая сопротивление мерзлой породы развитию деформации. Он уменьшается с увеличением напряжения и времени действия нагрузки (табл. 8.3). Увеличение дисперсности и повышение температуры мерзлой породы также приводят к снижению модуля общей деформации. На формирование модуля общей деформации мерзлых пород существенное влияние оказывают также физико-минеральный состав, влажность, степень льдонасыщения и другие факторы.

Зависимость между деформациями и напряжениями в упругой области выражается модулем нормальной (продольной) упругос-

Таблица 8.3

Модуль общей деформации мерзлых пород (t = –2°С) при одноосном сжатии

(по Е.И. Шушериной)

Порода (влажность, %)	Время действия нагрузки	Диапазон нагрузки, МПа	E, МПа
Песок (27)	1 мин	0—0,5	213
		0,5—1,0	208
		1,0—2,0	39
	1 ч	0—0,5	102
		0,5—1,0	82
		1,0—1,75	6
	8 ч	0—0,5	78
		0,5—1,0	23
		1,0—1,25	3
Супесь (26)	2 мин	0—0,5	620
	24 ч	0—0,5	450
Суглинок (26)	2 мин	0—0,5	280
	24 ч	0—0,5	188
Глина (26)	2 мин	0—0,5	280
	24 ч	0—0,5	89
	240 ч	0—0,2	72
	480 ч	0—0,2	56
Лед	2 мин	0—0,5	500
	24 ч	0—0,5	86
	240 ч	0—0,2	23
	480 ч	0—0,2	15

ти — модулем Юнга (E_y, Па) и коэффициентом поперечной упругости (коэффициент Пуассона μ) мерзлых пород.

Модуль нормальной упругости ($E_y=\sigma/\varepsilon$) для мерзлых пород располагается в диапазоне 300— 30 000 МПа, что в десятки и сотни раз больше модуля нормальной упругости немерзлых пород, и его величина зависит от ряда факторов: состава, строения, температуры мерзлых грунтов и внешнего давления. При достаточно низких температурах модуль упругости песчано-глинистых мерзлых пород может превышать модуль упругости бетона.

Модуль нормальной упругости увеличивается при уменьшении дисперсности мерзлых пород. Наибольшей величиной модуля нормальной упругости обладает мерзлый песок (820—22 500 МПа при температуре от −0,2 до −10,2°С), а наименьшей — мерзлая глина (680—2780 МПа при t −1,2...−8,4°С). Величины E_y пылеватых супесей и суглинков имеют промежуточные значения. Существенное влияние на величину модуля нормальной упругости мерзлых

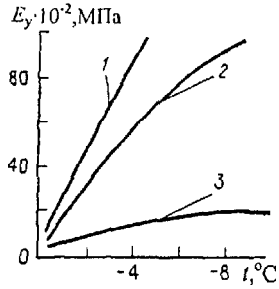


Рис 8 10 зависимость модуля нормальной упругости E_y мерзлых пород от температуры (*по Н А Цытовичу*)

1 — песок, *2* — пылеватая супесь, *3* — глины при нагрузке 0,2 МПа

пород оказывает температура (рис. 8.10). Модуль упругости льда меньше модуля упругости грунтов с жестким минеральным скелетом (песок), но значительно превосходит модуль упругости мерзлых глин, что связано с большим количеством незамерзшей воды в них.

При осевом деформировании образца мерзлой породы происходит определенное изменение площади его поперечного сечения: при сжатии — расширение, при растяжении — сужение. Поэтому для описания напряженно-деформированного состояния мерзлой породы в упругой области недостаточно одного уравнения Гука, а необходимо еще одно соотношение, выражающее пропорциональность между поперечными и продольными деформациями, или закон Пуассона: $\varepsilon_2=\varepsilon_3=-\mu\varepsilon_1$, где ε_1 — относительная деформация в продольном направлении, а ε_2 и ε_3 — в поперечном; μ — коэффициент пропорциональности или коэффициент Пуассона, который является второй основной характеристикой упругого материала (табл. 8.4)

Поперечная деформация при действии продольной силы возникает вследствие связей между частицами мерзлой породы, по-

Таблица 8 4

Значение коэффициента Пуассона для мерзлых пород

(*по Н А Цытовичу*)

Порода	W_b,%	t, °С	σ, МПа	μ
Мерзлый песок	19,0	–0,2	0,2	0.41
	19,0	–0,8	0.6	0,13
Мерзлый пылеватый суглинок	28,0	–0,3	0,15	0,35
	28,0	–0,8	0,2	0,18
	25,3	–1.5	0,2	0,14
	28,7	–4,0	0,6	0.13
Мерзлая глина	50,1	–0,5	0.2	0,45
	53,4	–1,7	0,4	0,35
	54,8	–5,0	1,2	0,26

этому коэффициент μ также является показателем, характеризующим объемную деформацию мерзлой породы

Приведенные в табл 8 4 данные указывают на значительное влияние температуры на коэффициент Пуассона для мерзлых пород, который при повышении температуры стремится к максимальной величине 0,5 (как для идеально пластичных тел), а при понижении температуры — к величинам, характерным для твердых тел.

К показателям деформируемости мерзлых пород относятся также коэффициенты вязкости и сжимаемости

Вязкость представляет собой одно из основных реологических свойств мерзлых пород Ее можно характеризовать коэффициентом эффективной вязкости η (далее—просто коэффициент вязкости), численно равным отношению величины действующего напряжения σ к скорости вызываемой им деформации течения ($\dot{\varepsilon}$), т.е. $\eta=\sigma/\dot{\varepsilon}$. Единицей измерения коэффициента вязкости или просто вязкости является Н·с/м^2 (Па·с)

Применительно к двум прямолинейным участкам на реологической кривой мерзлых пород (см. рис 4 11, *а)* выделяют наибольшую $\eta_ш$ и наименьшую $\eta_б$ пластические вязкости Наибольшая (шведовская) вязкость определяется из выражения $\eta_ш=(\sigma-\sigma_{кр})/\varepsilon$, а наименьшая (бингамовская) $\eta_б=(\sigma-\sigma'_{кр})/\varepsilon$ Из рис 4 11, *а* видно, что пластическая вязкость численно равна котангенсу угла наклона соответствующего прямолинейного участка реологической кривой к оси напряжений. Критические напряжения $\sigma_{кр}$ и $\sigma'_{кр}$ называются соответственно *условно статическим* и *условно динамическим пределами текучести* Отношение пластических вязкостей служит важной характеристикой породы, отражающей степень разрушения ее структуры в процессе течения при изменении напряжений Считается, что наибольшая пластическая вязкость обусловлена течением породы с практически ненарушенной структурой, в то время как наименьшая пластическая вязкость соответствует деформированию породы с практически разрушенной структурой (Вялов, 1978) Предполагается, что наиболее интенсивно структура разрушается в пределах переходного (между шведовским и бингамовским) криволинейного участка реологической кривой. Значительные изменения вязкости породы происходят при понижении температуры, особенно в интервале основных фазовых переходов влаги Это вызвано общим упрочнением породы в результате формирования льдоцементационных связей Соответственно абсолютные значения вязкости возрастают в 100—1000 раз и более Одновременно изменяются расположение и конфигурация реологических кривых· они смещаются и как бы растягиваются вдоль оси абсцисс в сторону возрастания напряжений Ра-

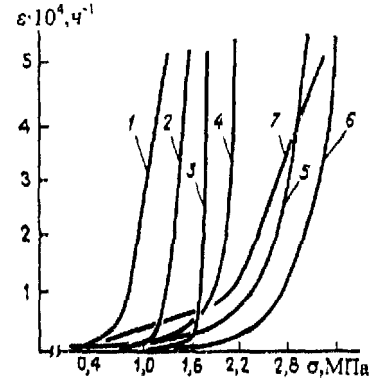


Рис. 8.11. Реологические кривые (ε — скорость деформации) для пород различной дисперсности и минерального состава (одноосное сжатие с постоянными скоростями) (*по Ю.В.Кулешову*):

1—3 — глина (*1* — бентонитовая, *2* — полиминеральная, *3* — каолинитовая), *4* — суглинок, *5* — супесь; *6* — песок, *7* — лед

стяжение кривых обусловлено расширением диапазона напряжений, в пределах которых находятся шведовский и переходный участки. При этом во многих случаях сокращается интервал напряжений для бингамовского участка. Эти изменения обусловлены усилением льдоцементационного сцепления в породе, уменьшением содержания незамерзшей воды и структурными преобразованиями минерального скелета. Расширение интервала напряжений на шведовском участке кривой, т.е. при малых значениях напряжений и скоростей деформаций, вызвано тем, что рост нижнего предела текучести $\sigma_{кр}$ с понижением температуры происходит в меньшей степени, чем других граничных напряжений. В то же время сокращение бингамовского участка объясняется повышением хрупкости мерзлой породы, которая препятствует осуществлению вязкопластических деформаций.

Как показывают многочисленные исследования, мерзлые породы разной дисперсности и минерального состава имеют неодинаковую способность сопротивляться развитию в них деформаций течения (рис. 8.11) и соответственно значения их коэффициентов эффективной вязкости оказываются различными. В общем случае при прочих равных условиях коэффициент вязкости возрастает с уменьшением дисперсности мерзлых пород и увеличением жесткости их минерального каркаса. В первую очередь это вызвано возрастанием их кратковременной прочности. В то же время данные Н.К.Пекарской, полученные при испытаниях на ползучесть, показывают, что при небольших напряжениях и не очень низких отрицательных температурах (до −30°С) длительная прочность глин обычно превышает прочность песков. Это связано с влиянием первичного структурного сцепления минеральных частиц, существование которого характерно для высокодисперсных пород. Соответственно при малых скоростях деформирования значения эффективной вязкости для глин и песков могут оказаться близкими.

Исследования показывают, что влияние влажности (льдистости) на вязкость мерзлых пород также велико и носит экстремаль-

ный характер В общем случае с увеличением льдистости при неполном заполнении пор ($G < 1$) вязкость породы повышается и достигает максимального значения при $G = 0{,}8—0{,}9$ Далее вязкость снижается и по мере увеличения льдистости стремится в пределе к значению вязкости льда

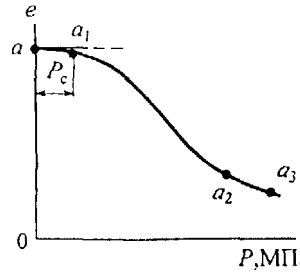


Рис 8 12 Компрессионная кривая для сильнольдистых мерзлых пород (t=const) *(по А Г Бродской, пояснения в тексте)*

Мерзлые тонкодисперсные породы, находясь под давлением вышележащих толщ или инженерных сооружений, уплотняются в результате развития в них сложных физико-механических и физико-химических процессов Как показано в опытах С С Вялова и Н А Цытовича, а в дальнейшем А Г Бродской, породы обладают значительной сжимаемостью под нагрузкой Согласно проведенным исследованиям, уплотнение мерзлых пород обусловлено деформируемостью и перемещениями всех компонентов газообразных, жидких (незамерзшей воды) пластично-вязких (льда и твердых минеральных частиц) В общем случае компрессионная кривая (кривая уплотнения, e — коэффициент пористости) мерзлых пород имеет вид, показанный на рис 8 12

На компрессионной кривой мерзлой породы можно выделить три основных участка aa_1, a_1a_2 и a_2a_3 Участок aa_1 характеризует упругую и структурно-обратимую деформацию мерзлой породы Величина давления, соответствующая точке a_1, близка к структурной прочности мерзлой породы, при превышении которой начинается уплотнение ее с уменьшением пористости Участок a_1a_2 компрессионной кривой характеризует структурно-необратимые основные деформации мерзлой породы при компрессии, составляющие 70—90% от полной деформации Далее участок кривой характеризует упрочнение мерзлых пород, которое достигается при больших нагрузках

Суммарная (стабилизированная) осадка уплотнения слоя мерзлых пород S_z -определяется из выражения

$$S_z = a_0^{\vee} (h\ P),$$

где $a_0^{\vee}$ — коэффициент относительной сжимаемости мерзлой породы, определяемый экспериментально; h — толщина слоя породы в одометре; P — величина действующего давления

В соответствии с минеральным и гранулометрическим составом мерзлые породы по сжимаемости могут быть расположены в ряд монтмориллонитовая глина > полиминеральная глина > каолинит > супесь > песок (рис 8 13; табл 8 5) Так, при давлении

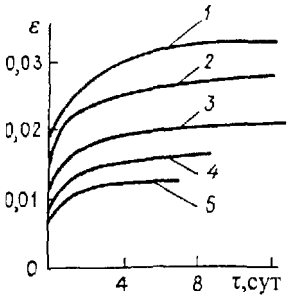


Рис. 8 13. Кривые консолидации для мерзлых пород различного состава при t=−1,5°С, P=0,3 МПа (ε — относительная деформация):

1—3 — глина (*1* — монтмориллонитовая, *2* — полиминеральная, *3* — каолинитовая), *4* — супесь, *5* — песок

0,3 МПа и температуре −1,5°С коэффициенты сжимаемости монтмориллонитовой глины в 1,5 раза выше, чем у каолина, в 1,2 раза выше, чем у полиминеральной глины, и почти в 2 раза больше, чем у песка. Чем менее дисперсна порода, тем быстрее затухают ее деформации при компрессии. Большое содержание незамерзшей воды в монтмориллонитовых глинах способствует более полному и длительному развитию в них процессов ползучести. Особое значение приобретают необратимые сдвиги минеральных частиц и агрегатов, что сопровождается уменьшением не только межагрегатной, но и внутриагрегатной пористости. При этом сами микроагрегаты претерпевают значительные

Таблица 8 5

Значения суммарных коэффициентов относительной сжимаемости для различных мерзлых пород

(по Н А Цытовичу)

Порода	W_c, %	$W_{пл}$, %	ρ, г/см³	t, °С	$a_0^{\Sigma}\cdot10^5$, МПа$^{-1}$, в интервале ступеней давления, МПа				
					0—0,1	0,1—0,2	0,2—0,4	0,4—0,6	0,6—0,8
Песок среднезернистый	21	0.2	1.99	–0,6	12	9	6	4	3
То же	27	0,0	1,87	–4,2	17	13	10	7	5
»	27	0,2	1,86	–0,4	32	26	14	8	5
Супесь тяжелая пылеватая массивной текстуры	25	5,2	1,90	–3.5	6	14	18	22	23
То же	27	8,0	1,88	–0.4	24	29	26	18	14
Суглинок средний пылеватый массивной текстуры	35	12,3	1.83	–4,0	8	15	26	28	24
То же	32	17,7	1,84	–0,4	36	42	37	21	14
Суглинок средний пылеватый сетчагой текстуры	42	11,6	1,71	–3,8	5	10	18	42	32
То же	38	16,1	—	–0.4	56	59	39	24	16
Суглинок средний пылеватый слоистой текстуры	104	11.6	1,36	–3.6	54	54	59	44	34
То же	92	16,1	1,43	–0,4	191	137	74	36	18
Глина ленточная	36	12,9	1,84	–3.6	15	22	26	23	19
То же	34	27,0	1,87	–0,4	32	30	25	20	16

преобразования, они очищаются от налета тонких частиц, становятся плотными и компактными.

Засоленность мерзлых пород резко увеличивает их сжимаемость вследствие возрастания фильтрационно-миграционной стадии деформирования. Это объясняется тем, что при засолении увеличивается содержание незамерзшей воды в породе за счет уменьшения доли льда, что приближает мерзлые породы по свойствам к талым.

Сжимаемость мерзлых пород различного литологического типа и засоленности и время их консолидации уменьшаются при понижении отрицательной температуры. Уменьшение сжимаемости мерзлых пород по мере понижения температуры объясняется уменьшением содержания и утоньшением пленок незамерзшей воды, усилением связей на контактах структурных элементов породы, увеличением прочности льда и мерзлой породы в целом.

Прочность мерзлых пород определяет их способность сопротивляться разрушению. Процесс разрушения происходит путем появления и развития в мерзлой породе микросдвигов и микротрещин, накопление которых приводит к росту магистральных трещин, полностью разрушающих мерзлую породу. К прочностным свойствам мерзлых пород принято относить: временно́е и длительное сопротивление сжатию ($\sigma^{сж}_{вр}$, $\sigma^{сж}_{дл}$), растяжению или разрыву ($\sigma^{р}_{вр}$, $\sigma^{р}_{дл}$), сдвигу ($S_{вр}$, $S_{дл}$) и эквивалентное сцепление, определяемое шариковым штампом ($C^{экв}_{вр}$, $C^{экв}_{дл}$).

Сопротивление мерзлых пород сдвигу зависит от нормального давления P и обусловлено поэтому не только силами сцепления, но и внутренним трением и может быть выражено формулой:

$$S = C + \operatorname{tg}\varphi \cdot P,$$

где C — сцепление; φ — угол внутреннего трения.

В большинстве случаев общая прочность мерзлых пород возрастает с понижением температуры. Это справедливо практически для всех типов пород и видов испытаний (рис. 8.14). Такая закономерность объясняется прежде всего тем, что с понижением температуры уменьшается количество незамерзшей воды и одновременно увеличивается количество приконтактного льда, усиливается льдоцементационное сцепление и упрочняется сам лед.

При уменьшении дисперсности в ряду глина — песок прочность мерзлых пород увеличивается. Однако эта закономерность существует лишь до определенной температуры. Так, прочность мерзлой глины стала превышать прочность мерзлого песка при температуре −50°С и ниже. Характер зависимости $\sigma(t)$ мерзлого песка в значительной мере определяется льдом, что следует из подобия кривых (см. рис. 8.14, *а*, кривые *1* и *2* и 8.14, *б*, кривые *1* и *2—5*). Более высокая, чем у льда, прочность мерзлого песка объясняется усилением в нем адгезионных связей, упрочнением

льда за счет уменьшения общего числа дефектов в нем и появлением приконтактного льда, а также сдерживанием роста микронапряжений в устьях трещин прочными частицами песка и вязкими пленками незамерзшей воды.

При температурах ниже −30°С, когда роль фазовых превращений воды ограничена, наблюдаемый резкий рост прочности глинистых грунтов обусловлен еще и качественным переходом коагуляционно-конденсационных связей в кристаллизационные в результате цементации контактов частиц различного рода химическими соединениями. Существенное влияние при этом, очевидно, оказывает ионно-электростатическое взаимодействие. При увеличении суммарной влажности в области $W < W_0$ (где W_0 — полное влагонасыщение) сопротивление сжатию для всех мерзлых пород возрастает, а при полном льдозаполнении и распучивании, как правило, уменьшается. Характер зависимости сопротивления разрыву мерзлых грунтов от величины суммарной влажности при низких температурах (от −10 до −55°С), подробно исследованный Е.П.Шушериной, принципиально одинаков для всех видов мерзлых пород, а именно: при неполном влагонасыщении и рыхлом сложении сопротивление разрыву возрастает, что обусловлено

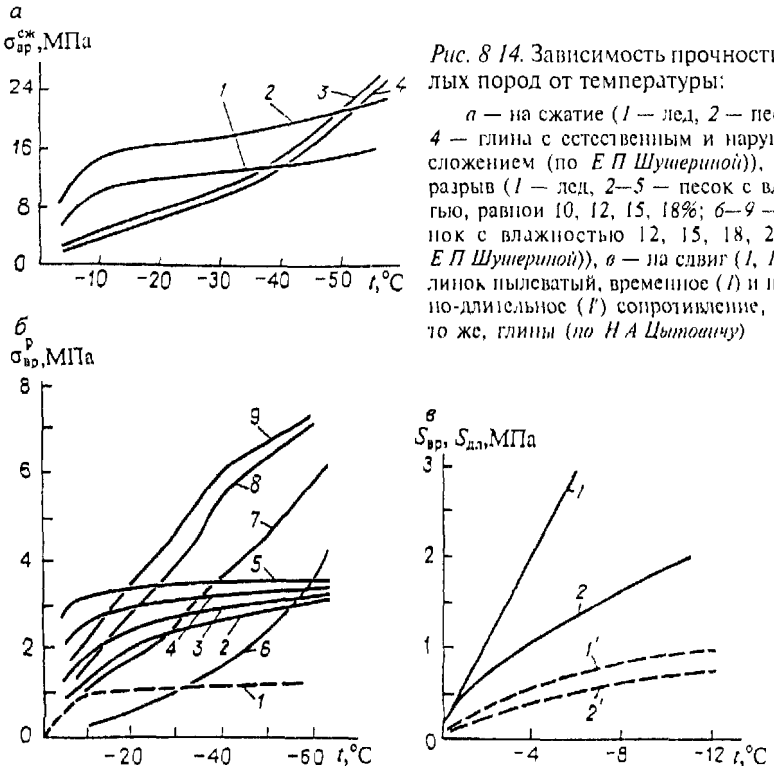


Рис. 8 14. Зависимость прочности мерзлых пород от температуры:

а — на сжатие (*1* — лед, *2* — песок, *3* и *4* — глина с естественным и нарушенным сложением (по *Е П Шушериной*)), *б* — на разрыв (*1* — лед, *2—5* — песок с влажностью, равной 10, 12, 15, 18%; *6—9* — суглинок с влажностью 12, 15, 18, 20% (*по Е П Шушериной*)), *в* — на сдвиг (*1*, *1'* — суглинок пылеватый, временное (*1*) и предельно-длительное (*1'*) сопротивление, *2*, *2'* — то же, глины (*по Н А Цытовичу*)

появлением льдоцементационного сцепления При полном льдонасыщении и превышении W_0 сопротивление мерзлой породы уменьшается, стремясь в пределе к сопротивлению разрыву льда

Засоление мерзлых пород существенно снижает их прочность Это объясняется тем, что увеличение концентрации растворенных солей вызывает (при постоянной температуре) соответствующее увеличение незамерзшеи воды и уменьшение льдистости в мерзлой глине Кроме того, от концентрации порового раствора зависят структура и прочность образовавшегося льда

Существенное влияние на механические свойства оказывает криогенное строение При высоких отрицательных температурах мерзлая глина с большим количеством незамерзшеи воды в случае массивнои криотекстуры характеризуется меньшими величинами сопротивления быстрому сдвигу, сцепления и трения, чем в случае сетчатои криотекстуры, для которой с ростом толщины шлиров льда прочность породы возрастает Если плоскость сдвига перпендикулярна слоистости, сопротивление сдвигу породы со слоистои криогенной текстурой тем больше, чем больше площадь сдвига проходит через лед

Прочность мерзлых грунтов в большей степени зависит от времени воздействия на них нагрузки, снижаясь по мере его увеличения Так, при температуре −10°С временное сопротивление сдвигу $S_{вр}$ глины соответствовало 1,8 МПа, а $S_{дл}$ уменьшилась почти в три раза, до 0,68 МПа Понижение сопротивления сдвигу происходит в этом случае главным образом за счет сил сцепления мерзлой породы и частично — угла внутреннего трения Прочность понижается до некоторого предельного значения, так называемого предела длительной прочности

Как показывают опыты, предельно-длительное сопротивление в несколько раз (иногда в 5—10) меньше временного сопротивления сжатию Так, по данным С Е Гречищева, при температуре −3°С для мерзлого песка (при W_c=19,8%) $\sigma_{вр}^{сж}=75\ 10^5$ Па и $\sigma_{дл}^{сж}=6{,}5\ 10^5$ Па (т.е. в 11,5 раза меньше), для мерзлого суглинка (при W_c=31,8%) $\sigma_{вр}^{сж}=35\cdot10^5$ Па и $\sigma_{дл}^{сж}=3{,}6\ 10^5$ Па

Опыты по определению длительного сопротивления сжатию мерзлых грунтов при длительном действии нагрузки показали, что чем больше степень нагрузки, тем медленнее происходит затухание деформации например, при нагрузке 0,25 МПа затухание деформации суглинка наблюдалось через трое суток, а при 0,5 МПа — только на десятые сутки Опытами С С Вялова было подтверждено, что мерзлые и многолетнемерзлые грунты обладают длительной прочностью на растяжение Так, образец мерзлои пылеватои супеси при влажности 31% и температуре −4,3°С, имея $\sigma_{вр}^{р}=2{,}0$ МПа, при растягивающем напряжении 0,18 МПа не разорвался и в течение шести лет

9.1. Характеристика криогенных типов толщ горных пород

В настоящее время толщи многолетнемерзлых пород по условиям их промерзания подразделяются на два основных типа: эпикриогенные и синкриогенные. В определенных условиях (локально) может быть выделен третий тип — диакриогенные многолетнемерзлые породы. В природной обстановке мерзлые толщи пород представляют собой различные их комбинации как в плане, так и по разрезу, и тогда их называют поликриогенными (полигенетическими).

Эпикриогенные мерзлые толщи формируются при промерзании (обычно сверху вниз) литифицированных пород, в которых комплекс диагенетических физико-химических процессов в основном уже завершился. По особенностям криогенного строения они разделяются на эпикриогенные коренные дочетвертичные породы (с жесткими связями, монолитные и др.) и эпикриогенные неоген-четвертичные породы рыхлого чехла.

Синкриогенные породы формируются при одновременности (синхронности в геологическом смысле) процессов осадконакопления и промерзания. Поэтому мерзлыми породами данного типа могут быть только рыхлые толщи четвертичных отложений. Их накопление и промерзание происходит снизу вверх. Для начала развития процесса сингенетического промерзания необходимо, чтобы в основании накапливающихся серий уже залегали мерзлые толщи, промерзшие эпигенетически.

Диакриогеные толщи формируются при промерзании сверху, снизу и с боков переувлажненных нелитифицированных пород — свежеотложенных осадков и илов, комплекс диагенетических физико-химических процессов в которых только начался или далек от своего завершения, прервавшись процессом промерзания.

Строение эпикриогенных толщ горных пород. Все горные территории криолитозоны — это области преимущественного развития эпикриогенных толщ скальных и полускальных пород. Криогенное строение толщ эпигенетически промерзших коренных пород определяется их составом, сложением, обводненностью и

трещиноватостью к началу промерзания, средней температурой на поверхности, колебаниями климатических условий, неотектонической и гляциальной обстановкой и др. Криогенные текстуры, являясь унаследованными, определяются характером первичных пустот в породах и особенностями их промерзания.

В эпикриогенных коренных породах установлена наибольшая глубина залегания подошвы толщ с отрицательными температурами, достигающая 1000—1500 м и более. По условиям формирования криогенного строения в них выделяются сверху вниз две или три зоны. Приповерхностная зона сильно трещиноватых пород — зона достаточно активно проявляющегося криогенного выветривания, по глубине соответствующая слою годовых колебаний отрицательной температуры, где происходят слабо выраженные фазовые переходы воды, обусловливающие расширение и сокращение объема льда в трещинах. Ниже могут располагаться промерзшие породы древней коры выветривания, которые подстилаются малольдистыми, часто морозными породами, зона распространения которых по вертикали достигает сотен метров. Наконец, в основании эпикриогенных многолетнемерзлых толщ, развитых в трещиноватых коренных породах, могут залегать толщи с солеными отрицательнотемпературными водами — криопэгами.

Криогенное строение толщ эпигенетически промерзших рыхлых отложений в значительной степени определяется их литогенетическим типом, влажностью пород перед промерзанием, наличием или отсутствием водоносных горизонтов, степенью литификации пород и ландшафтно-климатической обстановкой, изменяющейся в соответствии с развитием природной среды в кайнозое. Эпигенетически промерзают мощные толщи бассейновых отложений: морских, ледово-морских, лагунных и озерных, характеризующихся преимущественно тонкодисперсным составом (глины, суглинки, супеси). По такому же типу промерзают ледниковые накопления глыбово-валунно-щебнисто-мелкоземистого состава, а также русловые аллювиальные пески, галечники, частично эоловые накопления, торфяники, древние коры выветривания.

Наиболее типичное криогенное строение имеют толщи бассейновых отложений. Они могут промерзать по типу «закрытой» или «открытой» системы в зависимости от наличия или отсутствия водоносных горизонтов, обеспечивающих подток влаги при промерзании извне.

Отложения грубодисперсного состава — пески, галечники — в условиях «закрытой» системы промерзают с отжатием влаги от фронта промерзания («поршневой эффект»). Поэтому льдистость мерзлых толщ в целом невысокая (до 10—20%). Преобладающий

тип криогенной текстуры массивный и корковый. Наличие глинистых прослоев, являющихся водоупорами, обусловливает возникновение криогенных напоров подземных вод, вследствие чего образуются сильно льдонасыщенные породы с базальной криогенной текстурой, а также пластовые и линзовидные залежи льда. К такому же эффекту приводит промерзание толщ грубодисперсных отложений по типу «открытой» системы, когда имеется подток напорных или безнапорных подземных вод. В этом случае также возникают пласты и горизонты сильно льдонасыщенных отложений, пластовые и линзовидные залежи подземного льда, обычно содержащего примесь грунтовых частиц вмещающих пород.

Толщи бассейновых отложений довольно однообразного, преимущественно тонкодисперсного состава могут достигать мощности 200—300 м, как, например, в Западной Сибири, на европейском Северо-Востоке России и др. Сложены они слабо сортированными суглинками, содержащими включения гравия, гальки, валунов, реже относительно хорошо сортированными глинами и алевритами. Наиболее мощные толщи имеют ледово-морской генезис и наиболее распространены по площади. Ограниченно распространены мощные толщи лагунных, эстуарных и озерных отложений, характерные для обширных и глубоких водоемов.

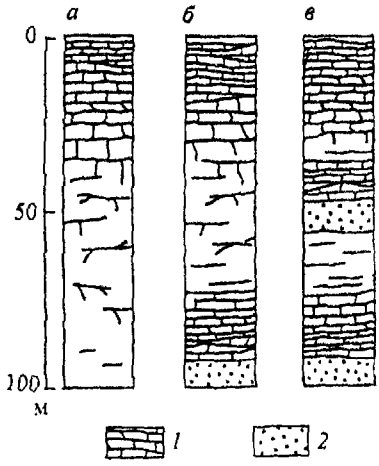


Рис. 9.1. Типы криогенного строения эпигенетически промерзших толщ тонкодисперсных бассейновых отложений:

а — однородного состава, *б* — содержащих в основании водоносный в прошлом слой песчаного состава, *в* — содержащих два водоносных в прошлом слоя песчаного состава *1* — криогенные текстуры тонкодисперсных отложений, *2* — водоносные в прошлом пески

В типичном выражении толщи эпикриогенных тонкодисперсных отложений однородного состава, промерзавшие по типу «закрытой» системы с миграцией влаги вверх и сегрегационным льдовыделением, имеют следующее строение (рис. 9.1, *а*). Наиболее льдистым является горизонт до глубины 5—10, реже 15 м от поверхности. В целом он соответствует слою годовых колебаний температуры мерзлых толщ, в котором наблюдаются незначительные фазовые переходы незамерзшей воды в лед и наоборот. Дисперсность и химико-минеральный состав пород этой верхней части эпикриогенных толщ определяются условиями седиментогенеза, диагенеза и выветривания, существовавшими до промерзания, а также условиями промерзания и геохимической обста-

новкой последующего существования этих пород (Ершов, 1982). Объемная льдистость здесь достигает 40—50 %, породы часто распучены. Криогенная текстура преимущественно тонкошлировая, часто-сетчатая и слоисто-сетчатая, в оторфованных отложениях — базальная С глубиной расстояние между ледяными шлирами увеличивается при одновременном увеличении их толщины. На глубине 20—30 м от поверхности общая льдистость мерзлых пород уменьшается примерно до 20—30%, здесь развиты преимущественно крупносетчатые и блоковые криогенные текстуры. В поперечнике блоки достигают 0,5—0,7 м, иногда 1—2 м, толщина ледяных шлиров 2—3 см, иногда 5—7 см. На глубинах 30—40 м распространены в основном крупноблоковые неполнорешетчатые криотекстуры, а ниже (иногда до 100 м) встречаются лишь разрозненные ломаные шлиры, криогенная текстура преимущественно массивная. Объемная льдистость пород в рассматриваемом интервале уменьшается сверху вниз от 20 до 10%. При высокой льдистости эпикриогенной толщи в верхней ее части криогенные текстуры могут иметь или однообразный характер или в толще будут формироваться несколько горизонтов повышенной льдистости. В первом случае, согласно В А.Кудрявцеву, повышенная льдистость верхней трети мерзлых эпикриогенных толщ образуется под влиянием многолетних колебаний температуры разного периода и амплитуды. Короткопериодными колебаниями температуры обусловлена высокая льдистость приповерхностной части мерзлых толщ на глубину 5—10 м. Колебания температур с большей длиной периода определяют повышенную льдистость в расположенном ниже интервале глубин 15—30 м. Еще более продолжительные по времени температурные колебания обусловливают повышенную льдистость на еще бо́льших глубинах и т.д. Суммарный эффект приводит к тому, что льдистость становится высокой в верхней трети мерзлой толщи тонкодисперсного состава, где формируются сетчатые и слоисто-сетчатые криотекстуры. Поскольку с глубиной теплообороты в породах резко уменьшаются, льдистость не может быть высокой по всей мерзлой толще. К тому же с глубиной тонкодисперсные породы обычно более уплотнены и обезвожены в результате как обычного диагенетического процесса, так и миграции влаги к фронту промерзания. Поэтому льдистость вниз по разрезу уменьшается, разреживается сеть субгоризонтальных и субвертикальных шлиров льда, а еще ниже толща становится малольдистой, а криогенная текстура массивной

Во втором случае по разрезу толщи наблюдается несколько горизонтов повышенной льдистости с сетчатыми и слоисто-сетчатыми криогенными текстурами. Г.Ф.Гравис связывает это с созданием криогенных напоров при промерзании однородных по составу пород в нижней еще талой части толщи. В результате не-

однократная напорная миграция влаги к фронту промерзания часто обусловливает повышенное льдовыделение на определенных уровнях разреза мерзлой толщи

Эпигенетическое промерзание рыхлых тонкодисперсных отложений по типу «открытой» системы, когда в них имеются прослои водоносных песков и галечников, резко осложняет картину их криогенного строения (см рис. 9.1, *б, в*). Над водоносными горизонтами формируются слои с повышенной льдистостью, отличающиеся тонкослоистой и слоисто-сетчатой криотекстурами. Нередко с избыточной влажностью связано формирование пластов и линз льда сегрегационного происхождения Неравномерность процесса промерзания в разных частях разреза мерзлых толщ приводит к созданию в водоносных горизонтах криогенных напоров и к образованию линз инъекционного льда и льдогрунта, часто сопровождающихся складчатыми дислокациям (Данилов, 1983) Непосредственно над линзами инъекционного льда и льдогрунта часто расположены зоны повышенной льдистости с сетчатой и ячеистой криотекстурами, образование которых Г.И.Дубиков связывает с внедрениями напорных вод в тонкодисперсные породы

Результаты бурения последних лет показывают, что на севере Западно-Сибирской плиты, в пределах Сибирской платформы, на приморских низменностях Сибири ниже эпикриогенных мерзлых толщ залегают породы с высокоминерализованными (до 200 г/л и более) водами (криопэгами), температура замерзания которых значительно ниже 0°С. Мощность зоны отрицательнотемпературных пород с высокоминерализованными водами достигает нескольких сотен метров. Полагают, что образование ее связано с отжатием из поровых растворов промерзающих толщ легкорастворимых солей (хлоридов натрия, кальция, магния и др.) и концентрированием их ниже подошвы льдистых мерзлых и морозных пород. Криопэги отмечаются и внутри мерзлых толщ рыхлых отложений.

С эпикриогенными толщами связано формирование эпигенетических ледяных жил, расположенных в приповерхностной части. Протяженность их по вертикали обычно не превышает 3—5 м, хотя известны жилы мощностью 6—8 м, а теоретически возможны до 12—15 м. Ширина по верху обычно не более 1,5—2 м. Лед внутри жил обладает четкой вертикальной полосчатостью, обусловленной послойным расположением пузырьков воздуха и органо-минеральных примесей.

В самой верхней части эпикриогенных толщ под слоем сезонного оттаивания во многих случаях выделяется так называемый переходный слой повышенной льдистости мощностью 1—2 м. Степень льдонасыщенности слоя может достигать 70—80%, криотекстура в основном слоистая, часто поясковая. Образование слоя связывается с переходом в вечномерзлое состояние нижней части

водонасыщенного сезонноталого слоя либо с миграцией влаги из него в верхнюю часть мерзлой толщи.

В ряде случаев верхняя часть эпикриогенных толщ может быть представлена палеокриоэлювиальными континентальными отложениями, формировавшимися вне области развития многолетнемерзлых пород, но подвергавшимися по мере своего накопления многократному и глубокому сезонному промерзанию — протаиванию (Ершов, 1982). При общем похолодании и одноразовом промерзании сверху этих континентальных образований формируются эпикриогенные палеокриоэлювиальные континентальные отложения (см. 6.2).

Синкриогенные отложения всегда формируются на мерзлом субстрате, т.е. на эпикриогенных многолетнемерзлых породах, при одновременном, синхронном, накоплении и промерзании субаэральных, субаквальных и аэральных отложений. В этом случае происходит наращивание мерзлой толщи вверх за счет примерзания к ее кровле части влагонасыщенного грунта, находящегося в подошве сезонноталого слоя, и шлиров льда, также образующихся из влаги этого слоя. Именно со способом наращивания мощности многолетнемерзлых пород связано различие в формировании син- и эпикриогенных толщ: мощность последних растет за счет углубления подошвы многолетнемерзлой толщи, а синкриогенных — за счет поднятия кровли многолетнемерзлых пород. Так, при неизменной мощности слоя сезонного оттаивания происходит ежегодное поднятие верхней поверхности многолетнемерзлых пород на величину, равную мощности ежегодно накапливающихся континентальных отложений (с учетом их распучивания при переходе в мерзлое состояние). Очевидно также, что накапливающиеся сверху осадки переходят в многолетнемерзлое состояние не сразу, а постепенно, претерпевая большое число циклов промерзания—протаивания до тех пор, пока они не окажутся ниже слоя сезонного оттаивания. Ориентировочные расчеты показывают, что максимальное число этих циклов промерзания—протаивания может достигать первых десятков тысяч (Ершов, 1982).

Процесс сингенетического промерзания наиболее полно выражен при накоплении пойменных, дельтовых, лайдовых, аласных отложений, обогащенных органическим веществом, преимущественно песчано-супесчаного состава, тонкодисперсных склоновых накоплений — делювиальных и солифлюкционных, а также эоловых. Гораздо меньше распространены синкриогенные породы, характеризующиеся небольшой (до первых метров) мощностью, формирующиеся на мелководьях пресных водоемов, осушающихся шельфовых участках, промерзание которых сбоку и снизу (при температуре мерзлой толщи $-3^{\circ}C$ и ниже) может происходить одновременно с накоплением осадков.

Наиболее широко синкриогенные толщи распространены в областях, где в четвертичном периоде существовал континентальный режим осадконакопления. Так, наиболее мощные (до 80 м и более) синкриогенные толщи развиты в областях, подверженных в плейстоцене медленному тектоническому опусканию, компенсированному континентальным осадконакоплением. Такими областями являются приморские низменности и мезозойско-кайнозойские наложенные впадины Северо-Востока России, Новосибирские острова, равнины Центральной Якутии. Кроме того, синкриогенные породы распространены в пределах речных долин и озерно-болотных котловин в области сплошной криолитозоны и на участках низкотемпературных пород в области островного распространения мерзлоты, где их мощность ограничивается первым десятком или несколькими десятками метров

Среди синкриогенных толщ по характеру их криогенного строения выделяются «южный» и «северный» варианты. В южном варианте для каждого ритма синкриогенного приращения характерны малые толщины промерзающего снизу, со стороны мерзлой толщи, льдистого слоя пород и перекрывающего обезвоженного слоя невысокой льдистости. В целом для таких синкриогенных толщ характерно равномерное по разрезу распределение тонких горизонтальных ледяных слоев. Это обусловлено тем, что поскольку температура мерзлых пород является достаточно высокой (не ниже −3°С), при осенне-зимнем промерзании преобладающими в слое сезонного оттаивания являются потоки холода сверху. В результате этого нижняя часть сезонноталого слоя иссушается, и в его основании возникают тонкие ледяные слои. При невысокой льдистости они полностью отсутствуют, и тогда формируется массивная криогенная текстура.

В северном варианте, когда промерзание снизу слоя сезонного оттаивания оказывается существенным, образуются толщи сингенетически промерзших пород, для которых характерны высокая льдистость по всему разрезу и наличие на фоне относительно тонкой слоистой или слоисто-сетчатой криотекстуры более крупных ледяных шлиров толщиной до нескольких сантиметров, названных Е.М.Катасоновым *поясками*. В зависимости от рельефа дневной поверхности, а соответственно и конфигурации подошвы слоя сезонного оттаивания, пояски залегают либо горизонтально, либо имеют вогнутую форму, наследуя форму чаши протаивания внутри валиковых полигонов на поверхности пойм, лайд, днищ спущенных озерных котловин.

Образование поясковой высокольдистой криогенной текстуры связывается исследователями с постоянным и равномерным поднятием вверх поверхности накапливаемых отложений, на фоне которого в связи с климатическими колебаниями циклически

меняется глубина сезонного оттаивания. Наложение друг на друга климатических циклов продолжительностью 11, 40, 100, 300 лет и более приводит к неравномерному расположению поясков по разрезу.

Синкриогенные толщи формируются также при накоплении делювиальных, солифлюкционных, эоловых отложений и их промерзании снизу. Склоновые тонкодисперсные синкриогенные отложения, формирующиеся в условиях преобладания накопления пород над их сносом (при неизменной мощности слоя сезонного оттаивания), представлены в основном оторфованными супесчано-суглинистыми отложениями с включением каменного материала и дернины. Для них характерна неясно выраженная слоистость, ориентированная в целом по уклону. Слои объединяются в пачки. Льдистость неравномерно распределена по разрезу каждой пачки.

В нижней и верхней частях пачки наблюдаются слоистые, сетчатые и блоковые или линзовидные криогенные текстуры. Средняя часть характеризуется чаще всего массивной криотекстурой с редкими шлирами льда. Для отложений характерны сингенетические ледяные жилы, протяженность которых соответствует мощности толщ, отличительной их чертой является изогнутость в соответствии с уклоном склона.

В целом синкриогенные толщи обладают рядом признаков, позволяющих отличать их от эпикриогенных. Они имеют преимущественно супесчано-пылеватый состав и высокую льдистость, послойно обогащены торфянистыми и растительными остатками и рассеянным органическим веществом различной степени разложения, пронизаны на всю мощность вертикальными ледяными жилами. Форма ледяных жил преимущественно вытянутая языковидная с пережимами. Боковые края их неровные, характерно наличие «плечиков», к которым «припаяны» толстые шлиры — пояски льда вмещающих пород. Последние близ контактов с ледяными жилами неравномерно деформированы. Элементарные ледяные жилки внутри крупных жил выходят на их боковые контакты.

Диакриогенные толщи мерзлых пород. Они формируются в тех случаях, когда промерзают бассейновые осадки (прибрежно-морские, ваттовые, озерные, лагунные, эстуарные) в условиях дна водоемов, на мелководьях и шельфах по мере выхода этих бассейновых образований из-под уровня воды. Осадки еще слабо уплотнены, влагонасыщены, находятся на начальной стадии диагенетических преобразований. Примером диакриогенных пород является самая верхняя часть бассейновых отложений таликов, промерзшая на глубину первых метров (ниже слоя сезонного оттаивания) и подстилаемая талыми породами, которые в последующем

промерзают эпигенетически. При диакриогенном типе промерзания сразу после выхода из-под уровня воды породы промерзают как синхронно-эпикриогенные, а после длительного существования их в талом состоянии — как асинхронно-эпикриогенные (см. 6.2) Для пород диакриогенного типа промерзания характерны высокая льдистость отложений, базальные, решетчатые и сетчатые криогенные текстуры.

Поликриогенные толщи пород могут быть выделены на основе двух принципов (подходов): 1) в единой мерзлой толще сочетаются признаки син-, диа- и эпигенетического промерзания; 2) мерзлые толщи имеют двух-, трехчленное (ярусное) и более строение: верхняя часть — синкриогенная, нижняя — эпикриогенная. Имеется много примеров тому, что единые толщи осадков на разных стадиях их формирования промерзали различно. В частности, озерные относительно глубоководные отложения промерзают по эпигенетическому типу, а по мере обмеления водоема и перехода его на стадию озерно-болотного режима осадконакопление и промерзание могут уже осуществляться синхронно. Типичным примером сложно построенных в криогенном отношении толщ являются аллювиальные: нижняя их часть (русловые фации) промерзает эпигенетически, верхняя (пойменные) — сингенетически, старичные отложения (в донных условиях)—диагенетически. Сложное поликриогенное строение имеют прибрежно-морские отложения: ваттовые, лайдовые и пляжевые. Иными словами, единые в генетическом отношении мерзлые толщи могут нести в себе признаки как сингенеза, так и эпигенеза.

Проблема генезиса отложений так называемого «ледового комплекса» или «едомной толщи», наиболее широко распространенных на равнинах Северо-Востока России, является одной из наиболее сложных. «Ледовый комплекс» лёссовидных синкриогенных мерзлых пород слагает почти целиком (за пределами речных долин) Алдано-Оленёкскую, Яно-Индигирскую, Колымскую приморские низменности, Новосибирские острова, мезозойско-кайнозойские наложенные впадины Северо-Востока России, равнины Центральной Якутии. Мощность льдистых лёссовидных отложений достигает 80—100 м и с ними связано формирование наиболее крупных сингенетических ледяных жил (рис. 9.2).

Лёссовидные льдистые алевриты и ледяные жилы образуют взаимосвязанный комплекс. Едома — это «съедаемая» рекой, озером или морем ровная возвышенная поверхность, сложенная сильно льдистыми, а потому легко размываемыми породами. По поводу их происхождения существуют различные точки зрения Так, есть представления об их эоловом генезисе, т.е. накоплении осадков под воздействием ветра. Эти представления являются господ-

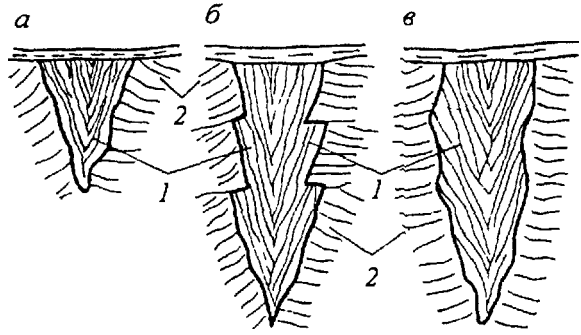


Рис. 9.2. Схема строения эпи- и сингенетических ледяных жил в вертикальном поперечном разрезе (*по П.А.Шумскому*):

а — эпигенетическая жила, *б, в* — сингенетические жилы, *1* — годовые слои льда в ледяных жилах, *2* — слоистость вмещающих пород

ствующими в отношении лёссовидных пород подобного типа для криолитозоны Северной Америки и Аляски.

Высказываются они и в отношении мощных лёссовых толщ криолитозоны Евразии как современной, так и древней. Преобладающим среди российских геокриологов является мнение, согласно которому мощные толщи льдистых лёссовидных пород являются континентальными водными осадками, подвергавшимися в процессе их формирования, главным образом в пойменных условиях, воздействию процессов промерзания и оттаивания. Исследователи, придерживающиеся пойменной гипотезы, представляют себе обстановку их формирования следующим образом: реки, выходя из гор на приморские равнины, отличались замедленным течением, тенденцией к блужданию или, напротив, сохраняли стационарное положение, дробясь на протоки и рукава («фуркируя»), образуя обширные дельты. Ю.А.Лаврушин считает те же отложения аллювиальными фациями прирусловых отмелей и речных лайд. В Центральной Якутии в бассейне Лены происхождение мощных толщ лёссовидных отложений объяснялось заносом фирновых полей, илистыми наносами летних талых ледниковых вод — водополий (Д.А.Григорьев), подпруживанием долины Лены в низовьях ледникам или их сочетанием с тектоническим поднятием в ее устьевой части (Г.Ф.Лунгерсгаузен), чисто тектоническими факторами — поднятием положительных структур и опусканием впадин, в которых возникали обширные подпрудные бассейны. Предполагается при этом, что в образовавшихся подпрудных бассейнах происходило накопление тонких отмученных осадков преимущественно алевритового состава. Формирование толщ лёссовидных алевритов связывают также с деятельностью талых

ледниковых вод. Г.Ф.Гравис и М.Н Алексеев считают их генезис делювиально-солифлюкционным.

В конце 40-х—начале 50-х годов господствовали представления, согласно которым крупные скопления льда в толщах лёссовидных пород на Северо-Востоке России считались захороненными остатками былых ледниковых покровов, якобы существовавших на приморских низменностях севера Сибири в плейстоцене (Э.В.Толль, К.А.Воллосович, В.А.Обручев, А.А.Григорьев и др.). Впоследствии была установлена полигонально-жильная природа основных монолитных тел льда в толщах едомных отложений (Б.Н.Достовалов, П.А.Шумский и др.), получен в принципе ответ и на вопрос о причинах большой вертикальной мощности ледяных жил — они росли вверх синхронно с процессом накопления вмещающих их пойменных отложений (Е.К.Леффингвелл, А.И.Попов, Е.М.Катасонов и др.). Однако многие вопросы при этом остаются пока неясными. Так, в природе неизвестны толщи аллювиальных отложений, где пойменная фация накапливалась бы на высоте 50—60 м, а тем более 100 м над урезом реки. И поэтому представления о пойменном генезисе вмещающих ледяные жилы отложений справедливо критикуются специалистами по строению аллювиальных отложении. Основной альтернативой аллювиально-пойменной гипотезе некоторыми исследователями (С.В.Томирдиаро и др.) предлагается эоловая гипотеза происхождения льдистых алевритов, вмещающих крупные ледяные жилы. Установлено, что в конце позднего плейстоцена, примерно 20 тыс. лет тому назад, на северо-востоке Евразии осушились огромные пространства арктического шельфа. Америка, соединившись с Азией, представляла единый материк, и в условиях возрастания площади суши резко увеличились континентальность и суровость климата. Это привело также к его аридизации. Малоснежные морозные зимы и сухие жаркие лета способствовали активизации ветрового переноса материала тонкопесчаной и алевритовой размерности с поверхности осушившегося арктического шельфа. Оседая на различных элементах рельефа, минеральные тонкопесчаные и алевритовые частицы смешивались с оторфованными остатками тундровой травяно-моховой растительности, что приводило к их накоплению и промерзанию при общем поднятии поверхности, обусловливающем возможность параллельного роста ледяных жил. Оригинальную озерно-термокарстовую концепцию происхождения мощных толщ льдистых алевритов и содержащихся в них крупных жил льда предложил Н.А.Шило (1981).

Таким образом, можно считать, что на современном уровне развития науки удовлетворительно решен только вопрос о полигонально-жильном происхождении крупных ледяных тел в тол-

щах едомных отложений. В каких же условиях происходило их накопление — остается до конца нераскрытым.

Толщи рассматриваемых льдистых лёссовидных пород с крупными вертикальными ледяными жилами характеризуются однородностью гранулометрического состава при постоянно высоком (до 60—80%) содержании крупноалевритовой фракции (0,01—0,05 мм) и высокой пористостью, которая проявляется при оттаивании пород и испарении льда в стенках отвалившихся блоков и байджерахов. Однако от типичных лёссов их отличают слабая карбонатность, как правило, не превышающая 1,5—2% и лишь в отдельных случаях достигающая 4,5—5%, отсутствие в стенках обрывов призматической отдельности, столбчатости, а иногда и ряд других признаков лёссов.

Для толщ едомных отложений характерна тонкая горизонтальная слоистость. При этом в разрезе чередуются пачки слоев относительно «чистого» алевритового состава и пачки сильно оторфованных пород, содержащие значительное количество переотложенного (аллохтонного) торфа, иногда переходящие в пачки автохтонного торфа, т.е. погребенные торфяники. В толщах льдистых алевритов отмечаются горизонты ископаемых почв, отличающиеся агрегированностью (зернистой структурой), темной окраской (гумусовый горизонт) и повышенным содержанием корней травянистых растений, а также наличием корней кустарников и кустарничков. Алевритовые отложения едомного комплекса отличает высокая льдистость, составляющая 70—75% и нередко достигающая 70—80% их объема. Преобладающим типом криогенной текстуры является тонкослоистая, в основном по разрезу чередуются горизонтально ориентированные шлиры различной толщины (от 1 до 15 мм). Характерна «поясковая» криотекстура. Между утолщенными прослоями тонкие шлиры льда располагаются либо параллельно им, либо образуют тонколинзовидную сеть. Сами пояски могут располагаться горизонтально, наклонно, часто они имеют вогнутое расположение, соответствуя былому положению подошвы сезонноталого слоя в полигонах между ледяными жилами.

9.2. Состав и криогенное строение основных геолого-генетических типов осадочных пород в криолитозоне

Специфичность условий и факторов литогенетического процесса, протекающего в криолитозоне, предопределяет не только возникновение ряда отличительных черт и особенностей в составе, строении и свойствах мерзлых пород, но и приводит к образованию ряда, по существу, новых генетических типов осадочных

образований, присущих только областям развития мерзлоты. Это обусловило появление в литературе ряда терминов, с одной стороны, уточняющих генезис осадочных образовании в криолитозоне, как, например, «криогенный элювий», «криогенный аллювий», «холодные и мерзлотные почвы» и другие, а с другой — связанных с генезисом формирования непосредственно мерзлых осадочных образований, таких как синкриогенные и эпикриогенные толщи мерзлых пород, отложения «едомного», или «ледового» комплекса, подземные льды и др. Эти вопросы в большей степени относятся к рыхлым кайнозойским породам, чем к коренным докайнозойским, так как криогенное строение последних определяется наличием пустот и обводненностью перед промерзанием. В результате при определенном сочетании условий лед заполняет трещины, поры, каверны, небольшие карстовые полости главным образом в приповерхностной (выветрелой) зоне массивов коренных пород.

Элювиальные образования криолитозоны, представляющие собой скопления непереотложенных продуктов гипергенного преобразования материнских горных пород и располагающиеся в пределах современной или древней коры выветривания, характеризуются в целом незначительной мощностью, контролируемой глубиной проникновения годовых колебаний температуры. В связи с преобладанием в криолитозоне физического выветривания криогенная кора выветривания на скальных породах характеризуется наличием плащеобразно залегающих грубообломочных (крупноглыбовых, глыбово-щебнистых, щебнистых и щебнисто-дресвяных) скоплений с примесью мелкозема. В зрелой стадии развития элювия вследствие активного выноса мелкозема фильтрующимися водами и вымораживания крупных обломков вверх происходит дифференциация материала выветривания по вертикальному профилю. Верхняя часть коры выветривания при этом в пределах высокогорных и полярных ландшафтов практически лишается мелкоземистого заполнителя, приобретая облик чисто обломочного горизонта, а глыбово-щебнистый материал на поверхности нередко образует каменные кольца и многоугольники. Нижняя же часть элювия в результате этого обогащается относительно тонкодисперсным материалом. Вниз по разрезу наблюдаются быстрое увеличение содержания крупнообломочного материала и постепенный переход к горизонту «разборной скалы» материнских пород. Для элювиальных образований криолитозоны характерны корковые, базальные и трещинно-ветвистые криогенные текстуры.

Криогенная кора выветривания на нескальных породах характеризуется большим содержанием тонкодисперсного материала и в связи с этим преобладанием корковой, массивной и линзовидной криотекстур.

Криогенная кора выветривания на рыхлых осадочных породах обогащается пылеватой фракцией (0,01—0,05 мм), а элювиальные образования характеризуются резко выраженной пылеватостью. При этом формируются лёссовидные суглинки, имеющие покровное залегание, которым свойственны большая однородность гранулометрического состава, высокая пористость и слабая обогащенность легкорастворимыми солями. Основным породообразующим минералом песчаной фракции в них является обычно кварц, а глинистой — гидрослюды и монтмориллонит. Такая специфичность состава и строения элювиальных образований в криолитозоне по сравнению с элювием гумидных зон и позволила ряду исследователей отнести эти отложения к особому типу элювия — «криоэлювию».

Среди отложений склонового ряда, наряду с обвальными, осыпными, оползневыми и делювиальными образованиями, в пределах криолитозоны широко развиты мерзлые курумные и солифлюкционные отложения, являющиеся типичными представителями собственно криогенных образований.

Обвальные и осыпные накопления, образующие шлейфы вокруг крутых и обрывистых склонов, характеризуются в основном крупнообломочным составом (глыбы, щебень, дресва) и в той или иной мере обогащены мелкоземом. Криогенные текстуры таких крупнообломочных образований преимущественно корковые в слабовлажных и базальные в сильновлажных породах. Для делювиальных образований характерны типичные для грубодисперсных пород корковые, контактные криотекстуры, в отдельных случаях при сильном обводнении перед промерзанием (обычно локально у подножия склонов) образуются базальные криотекстуры. Подвижные (за счет действия криогенной и термогенной десерпции) грубообломочные скопления на относительно пологих и средней крутизны склонах называются десерпционными (курумными). Мощность их может изменяться в зависимости от геолого-географических условий от десятков сантиметров до 3—6 м. К числу характерных признаков курумов относится наличие грубообломочного приповерхностного чехла без дисперсного заполнителя, ниже которого фиксируется горизонт обломочного материала с суглинистым, супесчаным, песчаным и дресвяным заполнителем, переходящий непосредственно в трещиноватые подстилающие коренные породы. Для криогенного строения верхней части курумов характерно развитие зияющих пустот между глыбами, ниже, по мере появления заполнителя, — массивных и корковых криогенных текстур, а еще ниже — чередование прослоек льда и породы и, как правило, «гольцового льда», заполняющего пустоты между обломками и образующего отдельные гнезда, пла-

сты и линзы толщиной до 1 м и более и иногда длиной в несколько десятков метров.

Солифлюкционные отложения характеризуются в целом выдержанностью состава и строения, им часто свойственен слоистый облик за счет захоронения разорванных и подвернутых внутрь у внешнего края солифлюкционного образования слоев дернины. По криогенному строению Г.Ф.Гравис эти отложения подразделяет на два географических варианта — арктический и субарктический. Арктическому варианту свойственны высокая льдистость и мелкие включения льда, субарктическому — высокая льдистость и наличие довольно мощных, близко расположенных нечетких ледяных шлиров и линзочек. Формирование криогенных текстур в таких отложениях может осуществляться за счет промерзания как сверху, так и снизу.

Аллювиальные отложения криолитозоны прежде всего различаются в зависимости от типа их промерзания. Их наиболее характерными отличительными чертами являются криогенное строение и широкое развитие крупных скоплений подземного повторно-жильного льда. Так, для эпигенетически промерзших песков и галечников русловой фации преобладающими являются корковая и массивная криогенные текстуры. Если промерзание русловых отложений происходило с подтоком влаги за счет инъекции, их льдонасыщенность резко повышается, вплоть до образования линзовидных и пластовых залежей льда. Старичные отложения, находящиеся в многолетнемерзлом состоянии, отличаются высокой льдистостью и наличием ломаных линзовидных прослоев льда, которые, по Е.М.Катасонову, в прибрежной полосе обычно наклонены и образуют косую линзовидную или косослоистую криогенные текстуры унаследованного типа.

Пойменный аллювий по составу и криогенному строению различен для приречной и внутренней пойм. Приречная пойма имеет гривисто-ложбинный рельеф, а слагающие ее осадки отличаются невыдержанным, но в целом относительно крупнозернистым составом (пески, супеси, суглинки) и слабой оторфованностью. Эти образования, промерзавшие сингенетически, при слабом их увлажнении характеризуются прерывистыми горизонтальными шлирами и линзочками льда толщиной до 2—3 мм, а в условиях сильного увлажнения — мелкосетчатыми, плетенчатыми и тонкосетчатыми криогенными текстурами и наличием сингенетических ледяных жил шириной до 1 м. Криогенное строение отложений внутренней зоны поймы рек тесно связано с полигонально-валиковым рельефом ее поверхности и характеризуется высокой льдистостью, создаваемой многочисленными тонкими линзочками льда толщиной до 1 мм, на фоне которых прослеживаются выдержанные более мощные прослойки (пояски) льда толщиной 0,5—2,5 см.

Наиболее яркой особенностью криогенного строения аллювиальных отложений пойм с полигонально-валиковым микрорельефом являются формирующиеся в них повторно-жильные льды с жилами шириной по верху до нескольких метров и вертикальной мощностью более десятка метров

Состав и строение ледниковых (гляциальных) и водно-ледниковых (флювиогляциальных) отложений существенно различны. Для ледниковых отложений характерны несортированные морены — валуны, щебень, галька, гравий с суглинистым и супесчаным заполнителем, с различными типами криогенных текстур и большой (30—50%) льдистостью Флювиогляциальные отложения в основном более однородные, крупнозернистые, характеризуются в целом невысокой (10—20%) льдистостью и массивными корковыми и линзовидными криотекстурами Мелко- и среднезернистым пылеватым пескам свойственны тонкошлировые линзовидные и сетчато-слоистые криотекстуры. Льдистость их возрастает до 30—40%

Морские, лагунные и озерные отложения в криолитозоне также характеризуются рядом специфических черт в отличие от южных географических вариантов этих образований Основными факторами, определяющими специфику осадконакопления в северных водоемах, являются низкие температуры водной среды и поверхностный лед Так, температура придоннои воды полярных морей на большей части их площади отрицательная (−1,5 −1,8°С) Благодаря этому в полярных морях практически отсутствуют биогенные карбонатные и кремнистые накопления, а отложения практически повсеместно являются терригенными Влияние поверхностных морских льдов на осадочный процесс приводит к тому, что морские отложения обогащаются обломочным материалом, приносимым припайными льдами и айсбергами от берегов Криогенное строение морских отложений связано с эпигенетическим типом промерзания Преобладающими криогенными текстурами глинисто-суглинистых отложений являются наложенные сетчатые и решетчатые или блоковые, а в верхних приповерхностных частях разрезов — слоисто-сетчатые и линзовидные. В целом однородные мощные морские толщи глин и суглинков, промерзавшие по типу «закрытой» системы, т.е без подтока влаги извне, характеризуются уменьшающейся с глубиной льдистостью и разреживающейся сетью ледяных шлиров Верхняя зона максимального льдонасыщения имеет мощность до 10—15 м Ниже располагается малольдистая зона «иссушения» с крупными решетчатыми и блоковыми криогенными текстурами, а в основании — с массивными, на фоне которых встречаются лишь тонкие ломаные трещины, заполненные льдом Мощность зоны сегрегационного льдовыделения, как правило, не превышает 50—60 м

Толщи морских шельфовых отложений, включавшие до промерзания водоносные слои, т е промерзавшие в условиях «от-

крытой» системы, характеризуются наличием нескольких льдистых горизонтов преимущественно со слоистыми и слоисто-сетчатыми криотекстурами, иногда очень высокой степени льдонасыщения, вплоть до пластовых залежей льда. При этом залежи льда пластовой и линзовидной форм являются характерной чертой криогенного строения толщ морских шельфовых отложений.

Бассейновые континентальные пресноводные (озерные) и осолоненные (лагунные) отложения представлены главным образом суглинками, глинами и супесями, в различной степени обогащенными органическим веществом. Особое место среди них занимают ленточно-слоистые глины и алевриты, характеризующиеся наличием ритмически чередующихся песчаных или супесчаных прослоев, образующихся в весенне-летний период, и глинистых, образующихся зимой при покрытии озер льдом.

Таким образом, их формирование связано с цикличностью (зима—лето) в поступлении осадочного материала в конечные водоемы стока в условиях резкоконтинентального климата, характерного для криолитозоны. Другими словами, ленточно-слоистые образования являются типичными отложениями криолитозоны.

Криогенное строение озерных и лагунных отложений определяется типом их промерзания и особенностями литологического состава. Отложения крупных глубоководных водоемов со сквозными таликами, промерзавшие элигенетически (сверху), по криогенному строению сходны с морскими. Вблизи берегов неглубоких озерных водоемов в отложениях формируются характерные крутонаклонные линзовидно-сетчатые криотекстуры, связанные с боковым промерзанием. В удалении от берегов при промерзании снизу возникают высокольдистые слоисто-сетчатые, сетчатые, иногда базальные (атакситовые) криотекстуры. В самой верхней части озерных и лагунных отложений, насыщенных органикой, формируются в основном высокольдистые тонкошлировые слоисто-сетчатые, сетчатые (плетенчатые) криотекстуры.

Толщи отложений ледового комплекса характеризуются однородностью гранулометрического состава при постоянно высоком (до 60—80%) содержании крупноалевритовой фракции (0,01—0,05 мм), высокой пористостью и нередко наличием тонкой горизонтальной слоистости, создаваемой пачками слоев относительно «чистого» алеврита и весьма оторфованными пачками слоев. Для толщи отложений ледового комплекса характерна очень высокая льдистость (до 70—80 % их объема).

9.3. Природные льды как мономинеральные горные породы

Все природные льды, образующие самостоятельные тела и скопления, можно рассматривать как мономинеральные горные поро-

ды. Они возникают в условиях отрицательной температуры на поверхности суши и моря, в атмосфере и литосфере. Распределение льда на земной поверхности и в земной коре крайне неравномерно. Основная масса льдов сосредоточена на поверхности суши преимущественно в виде ледников и ледниковых покровов. При площади распространения всего 3,1% (по отношению к поверхности Земли) они составляют более 97% массы всех природных льдов. Наибольшее количество ледникового льда находится в Арктике и Антарктиде, где толщина льда может достигать 4 км и более. В литосфере лед содержится лишь в самых верхних горизонтах (первые сотни метров), составляя в целом около 2% от массы льдов на земном шаре. Льды на водной поверхности представлены в основном морскими льдами, айсбергами и снежным покровом. Их доля в общей массе льдов не превышает 0,2%. Атмосферные льды, образующиеся в воздухе или на различных поверхностях из атмосферного воздуха, по данным В.М.Котлякова, составляют около 18% массы водяного пара и 0,03% массы атмосферы. Содержание их в общей массе природных льдов минимально.

Существует множество *классификаций природных льдов.* В классификации П.А.Шумского выделено 28 видов ледяных пород, объединенных в три группы: льды, образованные за счет замерзания воды (конжеляционные), осадочные льды (снежный покров) и метаморфические льды (ледниковый лед). Подразделение природных льдов на две большие группы — наземные и подземные — отражает условия образования и залегания ледяных тел в их соотношении с горными породами.

Наземные льды применительно к геокриологическим задачам можно подразделить на свежеотложенные и переотложенные снежные покровы, метаморфизованные снежные покровы и снежники, льды водоемов и водотоков, наледные и ледниковые льды. Каждая из выделенных групп отличается механизмом образования льда как горной породы. Свежеотложенные и переотложенные снежные покровы состоят из мелких ледяных кристаллов (снежинок) и их обломков. К метаморфизованным снежным покровам и снежникам относится преобразованный в результате процессов перекристаллизации старый снег, в котором выделяют разновидности по степени зернистости. Льды водоемов и водотоков формируются под ориентированным воздействием теплового потока, направленного перпендикулярно к поверхности замерзания. Структурно-текстурные особенности этих льдов определяются условиями стесненного роста кристаллов, анизотропией в скоростях их роста, присутствием в воде различных примесей, а также состоянием водных масс. Наледные льды образуются при послойном намораживании излившихся на поверхность земли или льда вод и отличаются ярко выраженной слоистостью, ориентирован-

ной параллельно поверхности аккумуляции. Ледниковый лед, формирующийся из снежного покрова в результате его уплотнения и перекристаллизации, отличается большим разнообразием строения и свойств. По материалам разреза выделяют три стадии образования ледникового льда: диагенез снежного покрова, фирнизация снега и переход фирна в лед.

К подземным льдам, встречающимся в виде крупных скоплений в верхней части литосферы, относят ледяные тела мощностью более 0,3—0,5 м. Среди них выделяются жильные, инъекционные, миграционные, пещерные и погребенные льды. Жильные льды формируются в результате заполнения возникающих в мерзлых породах трещин влагой и характеризуются разнообразием вещественного состава примесей, наличием вертикальной и наклонной полосчатости. Инъекционные льды, образующиеся в горных породах при кристаллизации свободных подземных вод, внедрившихся под напором, обычно слагают залежи пластовой, линзовидной и штоковой форм; часто содержат в большом количестве воздушные включения различных форм и размеров. Миграционные льды как горные породы формируются при благоприятных условиях промерзания и миграции воды к фронту льдовыделения, образуя ледяные тела мощностью до нескольких метров. Группа ледяных образований пещер включает льды различного генезиса. Среди них различают льды инфильтрационные, образующие в пустотах кору обледенения и ледяные сталагмиты и сталактиты, аблимационные — ледяные друзы и пещерную изморозь, снежные — пещерные снежники, а в сочетании с инфильтрацией — часто пещерные ледники. Погребенные льды являются остатками сформировавшихся на дневной поверхности льдов различного происхождения (речных, озерных, ледниковых и др.), перекрытых слоем осадочных пород, предохраняющих их от вытаивания. Наибольшее значение в геокриологическом отношении представляют жильные, инъекционные и миграционные льды.

Жильные льды включают в себя льды, заполняющие трещины в выветрелых скальных породах (трещинные), и ледяные жилы в рыхлых отложениях. В последнем случае они являются составной частью толщи четвертичных отложений и в литературе их называют полигонально-жильными или повторно-жильными льдами: полигональными — так как они образуют в плане четкую полигональную решетку и в разрезе имеют форму клина или жилы, повторно-жильными — потому, что они образованы в значительной степени за счет многократно повторяющегося льдообразования в вертикальных морозобойных трещинах, периодически возникающих в одном и том же месте (контракционная гипотеза).

Характеризуемые льды в зависимости от количества примесей обладают различной степенью непрозрачности (в шлифах прозрач-

ны), цвет их белесый, серый или бурый, они содержат как минеральные, так и органические примеси, количество которых может достигать, по данным П.А.Шумского, 3—5% общей массы и 1—1,7% общего объема породы Льды пузырчатые, объем заполненных газом полостей составляет 4—6% общего объема, имеют сферическую или удлиненную (цилиндрическую, грушевидную и др.) форму. Среди газовых включений различаются автогенные (выделившиеся из воды при замерзании) и ксеногенные, или чужеродные (воздух, содержавшиися в порах между аблимационными кристаллами льда). Последний вид газовых включений преобладает (2—4% общего объема льда). Во льду встречаются также ксенолиты вмещающих пород, по составу близкие к тонким минеральным примесям. Расположением минеральных примесей и газовых включений обусловлена вертикальная полосчатость льда, но она прослеживается не всегда Считается, что вертикальное расположение полос минеральных примесей является результатом выталкивания включении грунтовых частиц растущими от стенок морозобойных трещин ледяными кристаллами при замерзании воды внутрь к осевой плоскости. Большинство разновидностей жильных льдов очень слабо минерализовано, общее содержание солеи составляет 0,01—0,1 г/л, т е. близко минерализации ультрапресных поверхностных вод криолитозоны и атмосферных осадков. Плотность жильного льда зависит от количества содержащихся в нем газовых включений и минеральных примесеи и колеблется в основном от 0,85 до 0,90 г/см^3. Пористость составляет обычно 2—4%, в единичных случаях — 8%

Преобладающая текстура жильного льда — вертикально-полосчатая — обусловлена особенностями накопления и промерзания элементарной (ежегоднои) ледяной жилки Структура жильного льда аллотриоморфно-зернистая, пластинчатая и гипидиоморфно-зернистая. Ориентировка главных оптических осей кристаллов льда чаще всего хаотическая, а в случае упорядоченности параллельна тепловому потоку, которыи имеет субгоризонтальное направление. Поэтому вода, заполняющая вертикальную морозобойную трещину, замерзает с двух сторон, от стенок к центру Возникающая элементарная ледяная жилка состоит из двух вертикальных рядов кристаллов. Следовательно, максимально возможный размер кристаллов равен половине ширины морозобойной трещины Отмечается закономерное уменьшение кристаллов льда в жилах сверху вниз, что соответствует уменьшению ширины морозобойных трещин в том же направлении. Преобладающие размеры кристаллов льда 1×1 см, максимальные — 1,5×2,0 см. Размеры их зависят также от температуры охлаждения стенок и уменьшаются с ее понижением Установлена зависимость размеров кристаллов от возраста жильного льда. Со временем величина кристаллов уве-

личивается в связи с процессами «метаморфизма льда». По наблюдениям В.В.Рогова, размер кристаллов в современных жилах в 2—3 раза меньше, чем в плейстоценовых. Среди жильных льдов различают эпи- и сингенетические.

Эпигенетические ледяные жилы образуются в тех осадочных горных породах, которые промерзают после их накопления и преобразования (уплотнения) сверху. Преобладающие размеры жил по вертикали не превышают 3—5 м, по ширине 1,5—2 м в верхней части. Вертикальная протяженность эпигенетических ледяных жил определяется глубиной проникновения в мерзлый грунт морозобойных трещин, которая достигает 5—7, редко 10 м, а теоретически возможна до 12—15 м. Лед в элементарных морозобойных трещинах образуется из кристаллов изморози, забивающегося зимой снега и просачивающейся летом воды. Необходимым условием образования ледяных жил является проникновение морозобойных трещин ниже максимальной глубины слоя сезонного оттаивания. В поперечном сечении типичная эпигенетическая ледяная жила имеет форму перевернутого треугольника, основание которого меньше боковых сторон. В нижней части жилы у вершины клина (треугольника) отмечаются апофизы, «хвосты» жилы. Контакты льда жил с вмещающими породами обычно четкие, даже резкие, нередко ожелезненные, вдоль них иногда прослеживается кайма чистого прозрачного льда толщиной 1—2 см. Слои вмещающих пород близ контакта с жилами, особенно в верхних, расширенных частях, нередко загибаются вверх.

Для строения льда эпигенетических жил характерны следующие особенности. Цвет белесый, молочный, иногда буроватый. Текстура четкая вертикально-полосчатая, каждый прослой начинается от более или менее горизонтальной верхней поверхности жилы. Чередуются прослои относительно чистого льда толщиной 1—2 мм (реже до 5 мм) с прослойками льда, обогащенного минеральными примесями, растительными остатками и газовыми включениями. Форма последних продолговатая, вытянутая, параллельная осевому шву элементарных ледяных жилок. В центре этих жил количество газовых включений максимальное и достигает 4—5%, близ боковых контактов уменьшается до 1—3% объема. Преобладающий размер кристаллов льда в поперечнике до 1 см. Нередко расположение субвертикальных полос веерообразное — в середине жилы вертикальное, а по краям — наклонное, параллельное ее боковым контактам с вмещающей породой.

Сингенетические ледяные жилы, растущие в процессе формирования отложений синхронно осадконакоплению, могут достигать огромных размеров: по вертикали до 50—80 м (возможно более), по горизонтали 8—10 м. Форма жил обычно сложная, с расширениями и сужениями, нередко жилы залегают многоярус-

но. При максимальном разрастании ледяных жил они становятся преобладающей составной частью мерзлой горной породы в целом, грунт располагается в виде сужающихся к верху вертикальных «земляных жил» или колонн между решеткой льдов. По площади своего распространения льды на таких участках занимают 60—70% территории.

Характерны контакты сингенетических ледяных жил с сильнольдистыми вмещающими породами. Слои последних, как правило, круто загибаются кверху. Считается, что это происходит в результате выдавливания растущей ледяной жилой льдистых пород близ контактов с ней. В этом случае должно быть прямое соответствие между шириной ледяной жилы и крутизной загиба пород близ контактов: чем шире жила, тем круче загиб. Однако это правило выполняется не всегда, что служит для ряда исследователей (Е.М.Катасонов, А.И.Попов и др.) основанием оспаривать вышеназванный механизм деформаций.

Строение льда сингенетических жил обладает набором характерных признаков, позволяющих отличать их от эпигенетических жил. Во льду практически постоянна большая примесь грунтовых остатков, особенно в нижних и средних частях жил. Характерна крупная пузырчатость льда: газовые включения имеют форму сферических пузырьков, образующих цепочки, вытянутые по вертикали. Вместе с тем слабо выражена и не всегда визуально различима вертикальная полосчатость, которая в эпигенетических жилах подчеркивается скоплениями грунтовых частиц и растительных остатков. Структура льда сингенетических жил аналогична структуре эпигенетических, но ледяные кристаллы в них в 2—3 раза крупнее. Строение льда в самой верхней части сингенетических ледяных жил характеризуется рядом особенностей. Здесь отмечаются вертикальная ориентировка кристаллов, малое количество грунтовых и газовых включений, отсутствие вертикальной полосчатости. Данный факт объясняется плавлением льда жилы у ее верхней поверхности, формированием прослоев миграционного льда, который как бы припаивается к ее «голове». Н.Н.Романовский считает, что этот процесс обеспечивает «фронтальный» рост ледяных жил вверх наряду с ростом за счет вертикальных элементарных жилок. Близ боковых контактов жил также прослеживается кайма чистого прозрачного льда толщиной около 10 см, образование которой В.И.Соломатиным и другими исследователями связывается с сегрегационным льдообразованием, обусловленным наличием горизонтально направленных температурных градиентов при зимнем охлаждающем влиянии открытых морозобойных трещин.

Основные признаки сингенетических ледяных жил, по П.А.Шумскому, Б.И.Втюрину, Т.Н.Каплиной, Н.Н.Романовскому

и другим, следующие: 1) большая вертикальная протяженность, значительно превышающая максимально возможное трещинообразование даже в самых благоприятных условиях; 2) извилистые боковые контакты и выходы на них верхних окончаний элементарных ледяных жилок, «припаивание» к боковым контактам жил крупных шлиров (поясков) сегрегационного льда вмещающих льдистых пород. Пояски как бы садятся на уступчики («плечики») по бокам жил, являющиеся результатом изменений в скорости роста жил и темпов осадконакопления вмещающих отложений.

Существуют и другие признаки сингенетических ледяных жил, которым различные авторы придают разное значение. Помимо характерных признаков самих жил имеются определенные закономерности и в строении вмещающих их отложений, свидетельствующие об одновременном росте жил вверх и накоплении осадков: 1) изменение фациального состава пород между жилами в горизонтальном направлении от середины межжильного пространства, наиболее заторфованного, к боковым контактам жил, где увеличивается примесь минерального грунта; 2) периодическое появление торфяных линз в вертикальном разрезе «земляных столбов» между жилами и перекрытие их минеральными отложениями; 3) однообразные в целом фациальные условия накопления отложений.

Южная граница распространения современных сингенетических ледяных жил в аллювиальных, озерно-болотных, склоновых отложениях расположена севернее, чем эпигенетических. В современных природных обстановках ледяные жилы растут по сингенетическому типу на заливных поймах рек, периодически заливаемых лайдовых побережьях, днищах спущенных заболоченных озерных котловин, где идет торфонакопление, в делювиально-солифлюкционных шлейфах у подножий склонов. Однако у современных сингенетических ледяных жил размеры неизмеримо меньше, чем у плейстоценовых; их вертикальная протяженность обычно не превышает 10—15 м. Большинство авторов (Е.М.Катасонов, А.И.Попов Б.И.Втюрин, Н.Н.Романовский и др.) считают, что наиболее крупные сингенетические ледяные жилы, распространенные в низкотемпературных породах сплошной криолитозоны, сформировались в процессе накопления аллювиальных отложений высокой поймы. Другие авторы (Н.А.Шило, Ю.А.Лаврушин, С.В.Томирдиаро и другие) обосновывают участие эолового, склонового и других процессов.

Инъекционные льды представляют собой интрузивные скопления, образовавшиеся в результате внутригрунтового замерзания и кристаллизации свободных подземных вод, внедряющихся в мерзлые или промерзающие горные породы под напором. Они образуют залежи линзовидной, пластовой, штоковой форм, анало-

гичные интрузивным телам магматических пород (батолиты, лакколиты, силлы, дайки и др.). Наиболее типичное выражение инъекционные льды имеют в ядрах бугров пучения (гидролакколитах), наиболее крупные из которых достигают высоты 40—50 м и более при диаметре в несколько десятков и даже сотен метров. В Якутии такие бугры называются булгунняхами, в Северной Америке — пинго.

Инъекции подземных вод и водогрунтовых масс могут происходить неоднократно, что приводит к сложному строению ледяных интрузивных образований. Установлено, что их большая часть приурочена к контакту глинисто-суглинистых отложений с подстилающими грубодисперсными песчаными и песчано-галечными образованиями, реже встречаются внутри толщ тонкодисперсных пород. В своем типичном виде инъекционный лед чистый и прозрачный, в основании внедрения встречаются языки и струйки мелких минеральных частиц, у контактов — ксенолиты и разрозненные частицы грунта, остатки растений, торфа. Среди совершенно прозрачного льда изредка можно наблюдать отдельные гальки и валуны.

В строении ледяных бугров Ш.Ш.Гасанов выделяет внешнюю стекловидную оболочку, содержащую мало примесей, и внутреннее пузырчатое ядро с большим количеством минеральных примесей и воздушных включений. Иногда слои стекловидного и пузырчатого льда чередуются. В инъекционном льде встречаются воздушные включения, располагающиеся часто послойно параллельно кровле внедрения, а также образующие вертикальные, косые и неориентированные сгущения. В крупных ледяных интрузиях типа лакколитов они иногда имеют радиальное расположение, что в целом создает радиально-лучистую текстуру льда, обусловленную изгибом слоев при пучении.

Структура инъекционных льдов различна в сезонных буграх и крупных гидролакколитах. В сезонных буграх лед чистый, прозрачный, имеет ярко выраженную вертикальную призматически-зернистую структуру. В крупных гидролакколитах структура аллотриоморфно-зернистая с очень крупными размерами зерен льда (от 1 до 16 см в поперечнике) и хаотической кристаллографической ориентировкой.

Как особая разновидность инъекционного льда выделяется повторно-инъекционный лед. Согласно Ш.Ш. Гасанову, он образует в верхних горизонтах мерзлых толщ интрузивные пласты толщиной 6—8 м и в поперечнике до 300 м. Льды формируются сначала под действием гидростатического напора подземных вод, а затем в результате напорной миграции воды и разжиженного плывунного грунта из замкнутой системы.

Основным признаком строения повторно-инъекционных залежей является чередование слоев чистого пузырчатого льда и льди-

стого грунта, благодаря чему создается слоистая текстура, нередко деформированная. Ледяная залежь в этом случае состоит из смятых в складки взаимопараллельных и разноориентированных слоев. К периферии ледяной залежи закономерно возрастает количество грунтовых примесей.

Миграционные льды также могут образовывать крупные скопления в земных недрах. Нередко их называют сегрегационными, т.е. образующими шлиры (сегрегация — разделение). В том случае, когда они составляют крупные монолитные тела льда, именовать их сегрегационными представляется не отвечающим смысловому значению слова. Здесь лед не разъединяется на прослойки, а объединяется в единое тело. В последнее время с данным типом льдообразования связывается формирование крупных пластовых (рис. 9.3), линзовидных залежей подземного льда и даже бугров пучения (Втюрин, 1975). Эта точка зрения оспаривается другими исследователями. Выделен также особый тип сегрегации, обусловленный действием напорной миграции. С уверенностью можно считать, что миграционные льды являются преобладающей составной частью мерзлой горной породы в пределах так называемых выпуклых торфяных бугров.

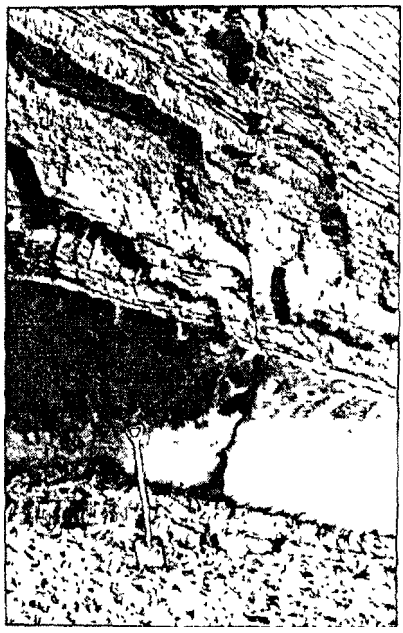


Рис. 9.3 Пласт чистого монолитного прозрачного льда в толще мерзлых пойменных отложений в дельте реки (*фото И Д Данилова*)

Состав и строение льда в залежах, связанных с безнапорной миграцией влаги, аналогичны таковым в обычном шлировом (сегрегационном) льде. Цвет его, как правило, белый, он прозрачный и чистый. Лед содержит пузырьки воздуха, грунтовые и растительные включения. Форма пузырьков неправильная, грушевидная, иногда они образуют нитевидные трубчатые скопления. Порода в целом состоит из чередующихся прослоев относительно чистого и загрязненного примесями льда.

Структура льда гипидиоморфно-аллотриоморфная и призматически-зернистая. Преобладающая ориентировка главных оптических осей кристаллов льда упорядоченная и перпендикулярна к положению границы промерзания, преобладающая форма кристаллов — пластинча-

тая или столбчатая. Они могут достигать в поперечнике 3—10 см. Плотность льда залежей миграционного льда, как и обычного сегрегационно-шлирового, по П.А.Шумскому, изменяется от 0,9140 до 0,9168 г/см^3.

Предполагается, что в особенно благоприятных условиях при наличии подтока поверхностных вод из достаточно глубоких (не промерзающих зимой) озер льды подобного типа могут образовывать пластовые залежи толщиной до 20—30 м и протяженностью в сотни метров. Обычно они не бывают выражены в современном рельефе. Лед залежей прозрачный, слоистый за счет неравномерного распределения пузырьков воздуха и органо-минеральных примесей, крупнозернистый. Структура льда аллотриоморфно-зернистая.

Раздел III

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ТОЛЩ МЕРЗЛЫХ ГОРНЫХ ПОРОД И ГЛУБИН СЕЗОННОГО ПРОМЕРЗАНИЯ И ПРОТАИВАНИЯ

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ И КЛИМАТИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ТОЛЩ МЕРЗЛЫХ ПОРОД

10 ГЛАВА

10.1. Энергетический баланс Земли

Термодинамический (энергетический) подход к изучению формирования и развития мерзлых пород приобретает все большее значение. Однако изученность внутренних и внешних параметров, влияющих на изменение состояния мерзлых толщ, а также изменений основных термодинамических функций (внутренней энергии, энтальпии и энтропии) до настоящего времени остается еще слабой. В силу этого основные усилия исследователей, направленные на изучение термодинамических условий развития мерзлых пород, сводятся главным образом к определению и изучению тепловых и водно-тепловых балансов мерзлых толщ.

Поскольку мерзлые горные породы представляют собой планетарное явление, то их распространение и развитие зависят от общего теплового состояния Земли и его изменений, определяемых планетарным тепловым (энергетическим) балансом. При этом следует учитывать, что тепловой баланс пород зависит от зонального, регионального и локального распределений приходящей энергии, обусловленных геолого-географическими условиями. Следовательно, энергетический баланс горных пород необходимо изучать в планетарном, зональном, региональном и локальном аспектах.

Тепловое состояние поверхности Земли определяется количеством тепловой энергии, поступающей от внешних и внутренних источников к этой поверхности. По современным представ-

лениям, *внешними энергетическими воздействиями* на нашу планету являются: 1) лучистая энергия (электромагнитное излучение Солнца и звезд), перехватываемая Землей (10^{25} Дж/год); 2) корпускулярное, в том числе и нейтринное, излучение Солнца и звезд (10^{18} Дж/год), 3) энергия метеоритов, падающих на Землю; 4) гравитационные воздействия Луны, Солнца и других небесных тел (10^{20} Дж/год). Приток энергии от внешних источников увеличивает внутреннюю энергию Земли. К внутренним источникам энергии с долей условности можно отнести энергию (Дж/год), выделяющуюся при: 1) ядерных реакциях (10^{21}), 2) гравитационных процессах внутри Земли (10^{20}); 3) изменениях скорости вращения Земли (10^{20}), 4) экзотермических химических реакциях (10^{19}). В итоге энергия внутренних источников излучается во внешнее пространство, тем самым уменьшая внутреннюю энергию Земли.

Приведенные мощности источников энергии различны, причем внешние энергетические воздействия примерно в 10—100 тыс. раз (на четыре—пять порядков) мощнее, чем воздействия внутренних источников. Это позволяет сделать вывод, что основным источником энергии для протекания многих процессов на поверхности Земли и для формирования температурного поля верхней части земной коры является поступление лучистой энергии от Солнца. При этом главной «тепловой кухней» является дневная поверхность, на которой происходят основные процессы теплообмена Земли с окружающим пространством. Температурный режим, формирующийся на этой поверхности, определяет динамику температурного поля верхней части литосферы, а также существенно влияет на температуру приземного слоя воздуха. Выявить эту динамику можно, составив балансовые соотношения приходящей и уходящей от этой поверхности энергии.

Таким образом, планета Земля находится в потоке солнечной *коротковолновой (длина волны около 0,5 мкм) радиации. Параллельный* пучок солнечных лучей доставляет к границе атмосферы около 1,4 кДж/м^2·с тепла. Поверхности Земли достигает лишь часть лучистого излучения Солнца. Остальная часть отражается облаками в мировое пространство, рассеивается и поглощается атмосферой. Достигающая же поверхности Земли солнечная энергия слагается из прямой $Q_{пр}$ и рассеянной в атмосфере $q_р$ радиации. Причем поверхность Земли, вследствие ее шарообразности, в разных своих частях получает различное количество прямои солнечной радиации на единицу площади. Кроме того, в результате вращения Земли и ее обращения вокруг Солнца, а также наклона оси вращения Земли к плоскости эклиптики количество приходящей к единичной площадке на поверхности Земли солнечной энергии имеет четко выраженный суточныи и годовой ход, а также, вследствие многолетних и многовековых вариаций элементов орбиты Земли, и многовековой ход

Часть поступающей к поверхности Земли радиации ($Q_{пр}+q_р$) отражается от нее, а оставшаяся часть поглощается. Отношение отраженной части радиации ко всей приходящей радиации представляет собой альбедо α поверхности. Суммарное среднее альбедо Земли как планеты равняется 0,37—0,40. Для естественных земных поверхностей значение α изменяется в широких пределах — от 0,05 у водной поверхности до 0,95 у свежевыпавшего снега. Поглощенная земной поверхностью коротковолновая солнечная радиация, таким образом, может быть представлена в следующем виде: $(Q_{пр}+q_р)(1-\alpha)$. Этим, однако, не исчерпывается приходная часть энергетического баланса. Большое количество тепла в виде длинноволновой радиации получает поверхность от нагретой атмосферы (инфракрасное излучение с максимумом энергии в области $\lambda \approx 8—10$ мкм), так как поверхность любого нагретого тела излучает энергию, количество которой пропорционально четвертой степени абсолютной температуры этой поверхности ($I=f(T^4)$). Часть энергии, излучаемой атмосферой и поглощаемой поверхностью Земли, обозначается $I_а$. К приходной части баланса следует отнести и тепло, постоянно поступающее к поверхности из недр Земли. По величине эта составляющая резко уступает всем остальным и, как правило, не учитывается.

Приходная часть баланса обеспечивает энергией подавляющее большинство процессов, протекающих на поверхности Земли и в подстилающих породах. В первую очередь приходная часть баланса затрачивается на поддержание температуры на поверхности Земли, существенно отличной от 0 К. Поэтому к основным расходным статьям радиационно-теплового баланса поверхности Земли относится, в первую очередь, количество длинноволновой лучистой энергии, которую Земля, как нагретое тело, теряет во внешнее пространство $I_{из}$. Разность между $I_{из}$ и $I_а$ в климатологии нередко именуется как *длинноволновое эффективное излучение поверхности Земли* ($I_{эф} = I_{из}-I_а$). Используя приведенные выше обозначения и называя разность между поглощаемой коротковолновой радиацией и длинноволновым эффективным излучением Земли *радиационным балансом подстилающей поверхности* R, можно записать:

$$R=(Q_{пр}+q_р)(1-\alpha)-I_{эф}. \qquad (10.1)$$

К другим наиболее существенным и наиболее изученным процессам относятся испарение (конденсация) с поверхности (*LE* — произведение скрытой теплоты испарения—конденсации на количество испаряемой или конденсируемой влаги), турбулентный теплообмен поверхности с окружающим воздухом *P* и теплопотоки в грунт *B*. В летний период эти процессы приводят к расходу энергии с поверхности. В зимний период теплопотоки в грунте *B*

направлены к поверхности и должны быть отнесены к приходной части баланса. Это часто относится и к турбулентному теплообмену p. Таким образом, структура теплового или радиационно-теплового баланса на поверхности Земли существенно зависит от временного интервала, для которого этот баланс составлен.

В климатологии принято записывать уравнение радиационно-теплового баланса в таком виде, в котором группирование членов производится не по принадлежности их к приходной или расходной части, а по способу теплообмена: в одну часть записываются составляющие лучистого теплообмена, в другую — составляющие, связанные с конвективным и кондуктивным механизмом переноса тепла:

$$(Q_{\text{пр}}+q_{\text{р}})(1-\alpha)-I_{\text{эф}}=R=LE+p+B, \qquad (10.2)$$

где левая часть, обозначаемая R, носит название радиационного баланса, а правая — теплового баланса.

Все члены радиационно-теплового баланса являются интегральными характеристиками. Они представляют собой количество энергии, поступившее к поверхности или ушедшее от нее за определенный отрезок времени (за год, полугодие, месяц, декаду и др.). Поэтому изменчивость отдельных членов и вся структура баланса во многом определяются этим временным интервалом.

Так, если баланс подсчитывается за год, то величина B (при режиме, близком к периодически установившемуся) практически равна нулю и может быть исключена из рассмотрения, величины LE и p в этом случае всегда относятся к расходной части баланса. Если баланс подсчитывается за полугодие, то B становится соизмеримым с другими членами баланса. Если баланс подсчитывается за месяц, то все члены радиационно-теплового баланса обнаруживают четкий годовой ход, т.е. они становятся функцией времени в годовом цикле.

Это обусловлено изменением в течение года количества приходящей к поверхности солнечной радиации по закону, близкому к синусоидальному. В этом проявляется некоторая особая определяющая роль первого члена радиационно-теплового баланса, формирующегося под влиянием в основном астрономических факторов. Все остальные члены приходной и расходной частей равноправны во взаимовлиянии и взаимообусловленности. У каждого из составляющих баланса есть свои чисто земные факторы (геологические, геофизические, географические), определяющие их изменчивость. Но стоит под воздействием этих факторов измениться хотя бы одной из составляющих баланс компонент, как приходят в движение все остальные компоненты, они изменяются до тех пор, пока не наступит новое равновесие.

Механизм этой взаимосвязи основан на зависимости всех компонент баланса (за исключением, возможно, первого члена) от

температуры поверхности Земли, для которой этот баланс составлен. Поэтому температура поверхности $t_п$ является объективным показателем уровня теплообмена на поверхности, т.е. чем больше по величине приходная или расходная часть баланса, тем выше температура поверхности. Например, на поверхности Земли установилось балансовое равновесие приходной и расходной частей при определенной температуре $t_п$. Пусть в некоторый момент времени изменились условия увлажнения на поверхности и величина E увеличилась. Тем самым увеличилась расходная часть баланса при неизменности приходной. Это приведет к понижению температуры поверхности, что, в свою очередь, приведет к изменению большинства членов радиационно-теплового баланса. Но наиболее существенные изменения в сторону уменьшения произойдут с $I_{из}$. Таким образом, расход уменьшится и установится новое равновесие, но уже на более низком уровне теплообмена, при меньшей $t_п$.

В весенний период количество поглощенной радиации возрастает и приходная часть уравнения радиационно-теплового баланса становится больше расходной. Вследствие этого температура поверхности повышается и изменяются все члены баланса, зависящие от температуры. В первую очередь возрастает $I_{из}$ и расходная часть стремится сравняться с приходной. Таким образом, вслед за синусоидальными (в годовом аспекте) изменениями величины поглощенной радиации происходят синусоидальные изменения температуры поверхности Земли

Следует отметить, что термодинамическое равновесие лучистого теплообмена наступает довольно быстро, однако быстрые изменения температуры поверхности сдерживаются большой инерционностью температурного поля подстилающих пород Проявлением этой инерционности и являются теплообороты B. Поэтому изменения температуры поверхности происходят с запаздыванием относительно изменений поглощенной солнечной радиации, а величина этих изменений, как и время запаздывания, определяется не только амплитудой колебаний приходящей радиации, но и теплофизическими характеристиками подстилающих горных пород (λ, C, $Q_ф$).

Если рассматривать радиационно-тепловой баланс не только в планетарном и зональном аспектах, но и в региональном и локальном планах, то следует иметь в виду, что его уравнения должны представлять собой частные формулировки закона сохранения энергии. Эти уравнения могут составляться как для тонкого поверхностного слоя, так и для различных объемов частей литосферы, гидросферы или атмосферы, энергия (тепло) в которые может поступать различными способами и путями. В частности, перенос тепла может осуществляться движущейся водой, что требует наряду с тепловым балансом рассматривать также и соответ-

ствующий водный баланс. Уравнение водного баланса, например поверхности суши, при этом выражает равенство прихода и расхода влаги, поступающей к рассматриваемому горизонтальному участку поверхности или в некоторый объем породы за определенный промежуток времени. Для поверхности суши это уравнение может быть представлено в виде:

$$r=e+f+b, \tag{10.3}$$

где r — осадки; e — разность испарения и конденсации влаги на земной поверхности; f — сток воды; b — изменение содержания влаги в породе.

Не менее существенным при рассмотрении теплового баланса части гидросферы или атмосферы является учет бокового переноса тепла течениями водных или воздушных масс. Вследствие недостаточной точности измерений в практической деятельности приходится прибегать к схематизации теплового баланса, пренебрегая многими его членами ввиду их относительной малости и неизученности.

10.2. Термодинамические условия развития сезонного и многолетнего промерзания пород

Как уже было отмечено ранее, конкретное значение температуры поверхности $t_п$ формируется в процессе взаимосвязанного и взаимообусловленного изменения отдельных компонент радиационно-теплового баланса в системе «массив горных пород—атмосфера». Существует несколько способов нахождения функциональной связи температурного режима земной поверхности с отдельными составляющими радиационно-теплового баланса. Один из них связан с определением разности среднегодовой температуры поверхности и воздуха Δt_p посредством использования величины турбулентной составляющей p радиационно-теплового баланса. При этом принимается, что температурное поле почвы и воздуха является результатом не только радиационно-теплового обмена на поверхности данного участка, но и результатом привноса и уноса тепла в процессе воздушной циркуляции. При известном коэффициенте теплоотдачи k с поверхности искомая связь может быть выражена уравнением

$$p=k\Delta t_p=R-LE-B, \tag{10.4}$$

откуда

$$\Delta t_p = (R-LE-B)/k. \tag{10.5}$$

Второй способ нахождения зависимости температуры пород от составляющих радиационно-теплового баланса основан на решении балансового уравнения относительно $I_{эф}$:

$$I_{эф} = \sigma s T_п^4 (0{,}4 - 0{,}06\sqrt{e})(1 - cn^2) = \\ = (Q_{пр} + q_р)(1 - \alpha) - LE - p - B, \qquad (10.6)$$

где σ — постоянная Стефана—Больцмана (2,8 10 ^{7}); s — излучательная способность поверхности по сравнению с абсолютно черным телом (0,85—1,0), $T_п$ — абсолютная температура излучающей поверхности, e — абсолютная влажность воздуха; n — облачность, доли единицы; c — коэффициент изменения облачности по широте

При несложных преобразованиях и использовании значений всех входящих в уравнение (10 6) параметров соответственно за летний и зимний периоды можно получить значение среднегодовой температуры $T_{год}$ излучающей поверхности·

$$T_{год} = \frac{T}{2\sqrt[4]{\sigma s}} \left(\sqrt[4]{\frac{(Q_{пр} + q_р)_л (1-\alpha)_л - LE_л - P_л - 0{,}7B_л}{(1 - cn_л^2)(0{,}4 - 0{,}06\sqrt{e_л})}} + \right. \\ \left. + \sqrt[4]{\frac{(Q_{пр} + q_р)_з (1-\alpha)_з - LE_з - P_з - 0{,}7B_з}{(1 - cn_з^2)(0{,}4 - 0{,}06\sqrt{e_з})}} \right) \qquad (10\ 7)$$

Если правая часть этого уравнения окажется равной или меньше 273,1 К, то в данном случае могут формироваться и существовать многолетнемерзлые породы Условие $T_{год} \leq 273{,}1$ К показывает, что в залегающих ниже дневной поверхности слоях породы средняя за год температура оказывается ниже 0°С, т.е. произойдет замерзание воды и порода перейдет из немерзлого состояния в мерзлое. Правда, это будет справедливо для оголенной от снега и растительности поверхности и при отсутствии инфильтрующихся вод и температурной сдвижки в слое сезонного промерзания

И наконец, зависимость температуры пород от составляющих радиационно-теплового баланса за полугодовой период может быть определена из его уравнения, решаемого относительно теплооборотов в породах B Поскольку зависимость теплооборотов в почве и горных породах от температурного режима пород, их теплопроводности, теплоемкости и фазовых превращений воды известна, т е

$$B = \xi(nA_{ср}C + Q_ф) + \sqrt{2} t_{ср}^{\xi} \sqrt{\frac{\lambda TC}{\pi}} \qquad (10\ 8)$$

а $B = R - LE - p$, то легко получить, что

$$t_{ср}^{\xi} = \left[R - LE - p - \xi(nA_{ср}C + Q_ф) \right] \Big/ \sqrt{\frac{2\lambda TC}{\pi}}. \qquad (10\ 9)$$

где ξ — глубина сезонного промерзания или протаивания пород; $A_{ср}$ — средняя в слое ξ амплитуда годовых колебаний температуры; C — объемная теплоемкость; λ — коэффициент теплопроводности пород; $Q_ф$ — теплота фазовых переходов воды в породах; $t^{\xi}_{ср}$ — среднегодовая температура на подошве слоя сезонного оттаивания (промерзания) пород, T — период, равный одному году, n — коэффициент, равный примерно 2 при малых значениях $Q_ф$ и $\sqrt{2}$ при возрастании $Q_ф$ и λ.

Среднегодовая температура на дневной поверхности (поверхности покровов) $t^{пов}_{ср}$ может существенно отличаться от среднегодовой температуры пород на подошве слоя сезонного промерзания $t^{\xi}_{ср}$ за счет отепляющего воздействия снежного $\Delta t^{сн}_{ср}$ и растительного $\Delta t^{рист}_{ср}$ покровов и инфильтрующихся летних осадков $\Delta t^{инф}_{ср}$, а также за счет существования температурной сдвижки в слое сезонного промерзания $\Delta t^{\lambda}_{ср}$. Термодинамическое условие образования и существования многолетнемерзлых толщ горных пород должно быть представлено в следующем виде

$$t^{\xi}_{ср} = t^{пов}_{ср} + \Delta t^{сн}_{ср} \pm \Delta t^{рист}_{ср} + \Delta t^{инф}_{ср} - \Delta t^{\lambda}_{ср} \le 0°C \qquad (10\ 10)$$

Приведенные выражения (10 8—10 10) показывают, что температурный режим пород определяется не только количеством приходящей солнечной радиации и структурой радиационно-теплового баланса (соотношением его составляющих), но во многом зависит от состава и теплофизических свойств подстилающих пород, от теплооборотов, температурной сдвижки и фазовых переходов воды, а также от поверхностных покровов, режима подземных вод и т. д. Другими словами, термодинамические условия формирования многолетнемерзлых толщ определяются географическими, геологическими и гидрогеологическими условиями.

Принципиально важным является не только установление термодинамических условий возникновения и существования многолетнемерзлых толщ горных пород, но и выявление термодинамических условий формирования сезоннопромерзающих и сезоннопротаивающих пород, а также условий, определяющих возможность или невозможность их совместного сосуществования. При этом необходимо будет учитывать как среднюю температуру поверхности пород под покровами $t^{пп}_{ср}$, так и отклонение температуры в течение года от этого среднего значения, т. е. амплитуду колебания температуры на поверхности пород A_0. Для удобства примем, что $t^{пп}_{ср} = t^{\xi}_{ср} = t_{ср}$. В таком случае представляется возможным проанализировать четыре принципиально отличающихся друг от друга варианта возникновения и существования сезонно- и многолетнемерзлых горных пород (рис. 1 10).

При условии $t_{ср} > 0$, а $A_0 < |t_{ср}|$ могут существовать только немерзлые породы (вариант *I*), поскольку в течение всего года температура поверхности пород не переходит через 0°С в область отрицательных температур. В случае если $t_{ср} > 0$, но какое-то время

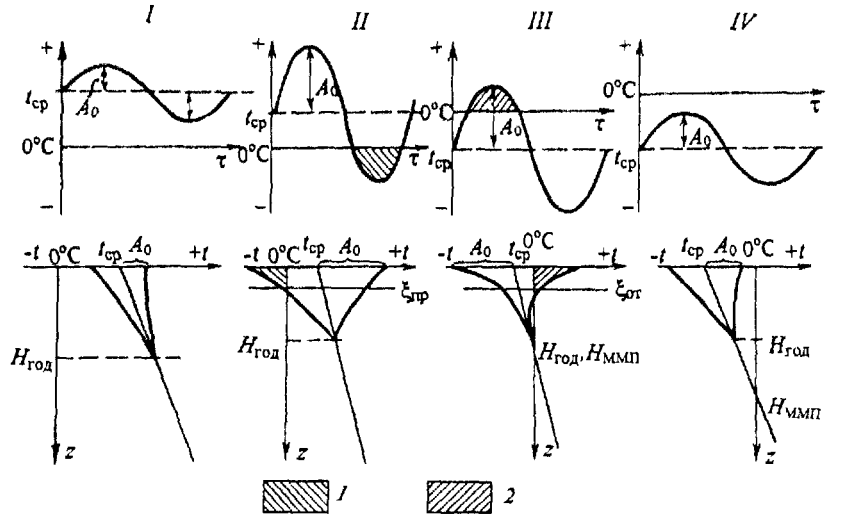


Рис 10 1 Условия возникновения и существования пород в сезонномерзлом и многолетнемерзлом состояниях

А — выраженные через A_0 и $t_{ср}$ на поверхности пород, *Б* — посредством изображения огибающих температурных колебаний в слое годовых изменений температуры H_t, $\xi_{пр}$ и $\xi_{от}$ — глубина сезонного промерзания и оттаивания пород, $H_{ммп}$ — нижняя граница многолетнемерзлых пород, z — глубина, t — температура, τ — время, *1– 2* — соответственно слой сезонного промерзания и оттаивания, *I—IV* — различные варианты соотношения A_t и $t_{ср}$

холодный период года) температура поверхности и подстилающих пород (вследствие того, что $A_0 > |t_{ср}|$) оказывается отрицательной, происходят сезонное промерзание пород и формирование слоя сезонного промерзания (вариант II). В случае, если $t_{ср} < 0$, то в теплый период года поверхность и часть подстилающих ее пород приобретают положительную температуру (за счет того, что $A_0 > |t_{ср}|$) В результате происходят частичное протаивание с поверхности многолетнемерзлых пород и формирование слоя сезонного протаивания (вариант *III*) И наконец, когда среднегодовая температура поверхности пород не бывает выше 0°С ($t_{ср} < 0$, $A_0 < |t_{ср}|$), существует многолетнемерзлая толща горных пород без сезонного протаивания их с поверхности (вариант *IV*)

Таким образом, необходимым условием существования многолетнемерзлых пород является $t_{ср} < 0$. Наличие же или отсутствие процессов сезонного промерзания и протаивания и соответственно существование в течение части года сезонномерзлого или сезонноталого слоя определяются соотношением среднегодовой температуры и амплитуды колебаний температуры на поверхности пород Они существуют, если $|t_{ср}| < A_0$, и отсутствуют, если $|t_{ср}| > A_0$ Все эти случаи (варианты) можно изобразить на одной диаграмме, где по оси абсцисс откладывается A_0, а по оси ординат — $t_{ср}$

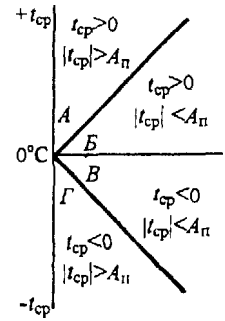


Рис 10 2 Диаграмма условий возникновения и существования сезонно- и многолетнемерзлых пород в зависимости от соотношения A_0 и $t_{ср}$

А — многолетнемерзлые породы и сезонное промерзание отсутствуют, *Б* — многолетнемерзлые породы отсутствуют, сезонное промерзание существует, *В* — многолетнемерзлые породы и сезонное оттаивание существуют, *Г* — многолетнемерзлые породы существуют, сезонное оттаивание отсутствует

(рис 10.2). Биссектрисы при этом соответствуют условию, когда $|t_{ср}|=A_0$, и являются поэтому границами возможного существования сезонных промерзания или протаивания.

Чрезвычаино важным в геокриологии является понятие *потенциального протаивания или промерзания.* О потенциальном протаивании говорят, когда $t_{ср}> 0$, т.е. в случае сезонного промерзания пород Под этим термином понимают глубину протаявшего грунта за лето при следующем соотношении $t_{ср}$ и A_0: $t_{ср}>0$ и $|t_{ср}|<A_0$, если к началу протаивания весь массив пород находился бы в мерзлом состоянии. Пояснить это можно на таком примере: допустим, в районе распространения немерзлых пород ($t_{ср}>0$) в зимнее время производили отсыпку некоторой насыпи достаточно большой мощности Грунт, используемый для отсыпки, находился в мерзлом состоянии. Тогда в летнее время эта насыпь будет протаивать с поверхности, и если толщина насыпи достаточно велика, то за одно лето она не протает полностью. Мощность оттаявшего за лето слоя насыпи приблизительно будет отвечать потенциальному сезонному протаиванию. Аналогичный пример и для случая потенциального сезонного промерзания ($t_{ср}<0$)

При температурах пород, близких к 0°С, эпизодические увеличения глубины сезонного промерзания, превышающие глубину потенциального протаивания для данного соотношения $t_{ср}$ и A_0, могут вызвать формирование маломощных мерзлых толш, существующих более одного года Такие мерзлые толщи называются перелетками. Отличие перелетка от кратковременно существующей многолетнемерзлой толщи заключается в незакономерности вызвавшего его похолодания

10.3. Мерзлые породы как результат зональности тепло- и массообменных процессов на земной поверхности и в атмосфере

Зональное распределение радиационного баланса системы «Земля—атмосфера» предопределяется ведущей ролью астрономических

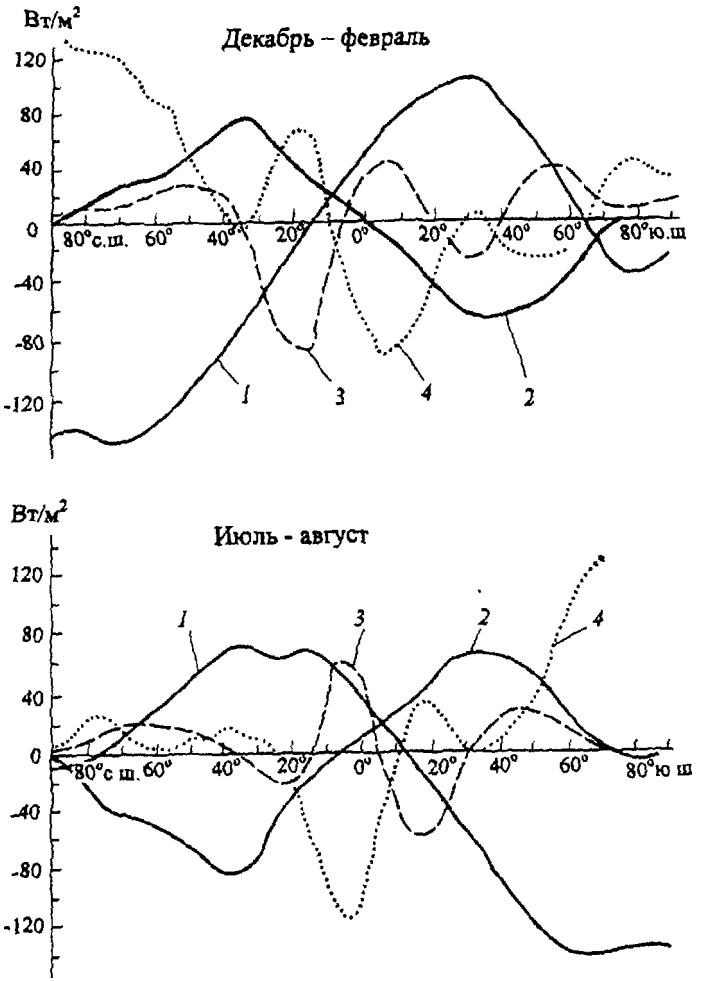


Рис. 10.3. Средние широтные величины составляющих теплового баланса системы «Земля—атмосфера» (*по Г.Н.Витвицкому*)

1 — радиационный баланс системы «Земля—атмосфера», *2* — изменения теплосодержания (накопление или потеря тепла за рассматриваемый период) гидросферы, *3* — фазовые преобразования воды, *4* — перераспределение тепла горизонтальными движениями в атмосфере и океанах

факторов: высотой Солнца над горизонтом и продолжительностью его сияния в течение года. Для примера на рис. 10.3. представлены средние широтные величины составляющих теплового баланса этой системы. Их анализ показывает, что затраты тепла на испарение с поверхности и турбулентный поток тепла между Землей и атмосферой составляют основную расходную часть теплового баланса

Таблица 10.1

Сезонная сумма и процентное соотношение прихода (+) и расхода (–) теплового баланса земной поверхности на открытых участках равнин

(по М К Гавриловой)

Компоненты теплового баланса	Лето		Зима		Ландшафт, состав почвы
	10^4 кДж/см^2	%	10^4 кДж/см^2	%	
	Сергиев Посад (Московская область)				
R	120,2	+ 100	–8,8	–81	Разнотравно-
LE	89,6	–75	2,0	– 19	клеверный луг,
p	23,5	–19	–7,9	+73	супесь
B	7,1	–6	–2,9	+27	
Q			0	0	
	Воркута (Северо-Восток европейской территории России)				
R	46,0	+ 100	–6,7	–76	Кочковато-
LE	18,4	–40	0	0	ерниковая
p	20,9	–45	0,8	– 10	тундра,
B	6,7	–15	–8,8	+ 100	тяжелый
Q_t			1,3	– 14	суглинок
	Пос. Соленый (север Западной Сибири)				
R	58,6	+ 100	–19,2	–79	Мохово-
LE	28,1	–48	5,0	–21	лишайниковая
p	23,4	–40	–14,2	+59	закочкаренная
B	7,1	–12	– 10,0	+41	тундра,
Q_{t+1}			0	0	суглинок и
					супесь
	Якутск (Центральная Якутия, долина Лены)				
R	88,7	+ 100	–7,9	–76	Злаково-
LE	25,5	–29	2,1	–20	разнотравный
p	57,8	–65	–0,8	+8	луг, супесь
B	5,4	–6	–9,6	+92	
Q_t			0,4	–4	

Недостаток или избыток тепла при этом приносится или уносится горизонтальными движениями в атмосфере. Не менее важную часть теплового баланса системы «Земля—атмосфера» составляет поглощение или отдача тепла океанами. В тропических и умеренных широтах их абсолютные величины превышают величину остаточной радиации, т.е. радиационный баланс. Поглощение или отдача тепла литосферой составляет малую часть теплового баланса системы за сезон.

В табл. 10.1 приведены значения теплового баланса земной поверхности, полученные разными авторами экспериментальным путем в полярных и умеренных широтах. Эти данные показывают, что по абсолютным значениям все составляющие изменяются в течение года. Максимальные значения радиационного баланса, затрат тепла на испарение и турбулентный теплообмен приходятся на середину лета, минимальные — на середину зимы. Максимум теплового потока в почву падает на первую половину лета, а максимум теплоотдачи из почвы — на первую половину зимы. Это

смещение по отношению к наибольшему приходу и расходу тепла на поверхности связано с большими затратами тепла на таяние снежного покрова $Q_{ф}^{сн}$.

Радиационный баланс поверхности на территории России изменяется от нуля на самых высокоширотных арктических островах до 120 кДж/см² (например, в Московской области). В горах Северо-Востока России его величина снижается до значений менее 20 кДж/см², в горах Южной Сибири она близка к 40 кДж/см². Годовая сумма радиационного баланса не превышает 40% от поступающей радиации. В бесснежный сезон альбедо естественной поверхности для открытого участка местности является сравнительно небольшой величиной и составляет 0,15—0,16. Эффективное излучение составляет за год 25—32% суммарной радиации. Затраты тепла на испарение с естественной поверхности изменяются по отношению к суммарной радиации в широких пределах: летом — от 15 до 39%, зимой — от 11 до 33%. Тепловой поток в почву за сезон ее оттаивания (так же, как и за сезон промерзания) и его соотношения с радиационным балансом изменяются с запада на восток и с севера на юг России. На ее Арктическом побережье (пос. Амдерма) он составляет около 15% величины R, на севере Западной Сибири — 12%, а в Центральной Якутии — 10%. В Забайкалье и на юге Средней Сибири суммарный теплопоток в почву составляет лишь 7% величины R.

Остановимся на особенностях циркуляции атмосферы на территории России, оказывающих существенное влияние на формирование тепло- и массообмена горных пород с атмосферой. Известно, что вследствие сохранения различий в нагревании атмосферы низких и высоких широт непрерывно существует меридиональный градиент давления — движущая сила общей циркуляции атмосферы Земли. Границы зональных переносов не совпадают с границами радиационных зон, так как зональность воздушных течений определяется не только радиационными процессами, но и такими факторами, как орографические барьеры, блокирующие процессы вторжения арктических воздушный масс.

Блокирование представляет собой резкое нарушение западного переноса воздушных масс, свойственного умеренным широтам, высокими антициклонами. Чаще всего блокирующие процессы развиваются над Европой. В Восточную Европу циклоны приходят со Средиземного моря, принося с собой тепло и влагу. Теплые антициклоны блокируют обычные пути циклонов, направленных на восток, и отклоняют их на север. Именно с этими процессами связаны особенности радиационно-теплового режима поверхности европейской территории России, проявляющиеся в смещении к северу сумм поглощенной радиации, величин эффективного излучения и радиационного баланса, температурных зон и др

Арктические же воздушные вторжения наиболее часто прослеживаются в Восточной Сибири. Эти процессы также ослабляют зональную циркуляцию атмосферы и сопровождаются продвижением в умеренные широты ее высотных холодных ложбин.

Почти постоянное присутствие высотных ложбин представляет важную особенность атмосферной циркуляции, участвующей в формировании радиационно-теплового режима азиатской части России. В результате зимних вторжений холодного воздуха средняя температура нижней половины тропосферы на 40-й параллели на востоке Азии почти на 4°С ниже таковой в Северной Америке. Причина более низких температур кроется в большом размере материка, что совместно с орографией его поверхности создает благоприятные условия для радиационного выхолаживания воздуха, возрастания широтного градиента сумм поглощенной радиации, эффективного излучения, температур приземного слоя воздуха и др.

Тепло- и массообмен земной поверхности с атмосферой в пределах горных районов имеет высотно-зональный или высотно-поясный характер, где по мере увеличения высоты происходит уменьшение радиационного баланса в связи с большой потерей лучистой энергии из-за отражения и излучения. Однако и здесь велика роль адвективной составляющей в системе «Земля—атмосфера». Существенную роль играет экспозиция макроорографических элементов горных районов — хребтов, кряжей, массивов. Обычно наветренные склоны, обращенные к воздушным течениям, несущим тепло и влагу (западные склоны Урала, плато Путорана, Анабарского массива, Верхоянского хребта), оказываются более теплообеспеченными, чем подветренные восточные склоны. В области влияния муссонных тихоокеанских воздушных течений, наоборот, более теплообеспеченными являются восточные склоны горных сооружений (хребты Сихотэ-Алинь, Буреинский, Джугдыр и др.). Такие особенности тепло- и массообмена могут приводить либо к смещению по высоте границ поясов, либо к колебанию их вертикальной протяженности на склонах разных экспозиций. Таким образом, радиационные процессы наряду с зональными составляющими циркуляции атмосферы определяют наиболее характерные широтные особенности тепло- и массообмена земной поверхности территории России. Меридиональные составляющие циркуляции атмосферы создают долготные и секториальные различия в пределах широтных зон. Атмосферная циркуляция, связанная с формированием и перемещением циклонов и антициклонов в зональном и меридиональном направлениях относительно мест их зарождения, вызывает колебания температуры и влажности воздуха. Одновременно происходит трансфор-

мация воздушных масс над подстилающей поверхностью, характеризующейся весьма различными свойствами, условиями прихода—расхода радиации, тепловым балансом.

В формировании погодных условий роль циркуляции атмосферы и радиационно-тепловых процессов различна в разные сезоны года. Радиационный фактор наибольшее значение приобретает в летнее время, что сказывается в усилении процесса трансформации термического режима воздуха в юго-восточных районах европейской территории Росссии.

Однако преобладание северных ветров летом на севере европейской территории России и в Западной Сибири сказывается на понижении общего уровня температуры воздуха. С циклической деятельностью в Восточной Сибири и на Дальнем Востоке связан летний максимум осадков, количество которых в целом за лето составляет 80—85% годовой суммы. На Дальнем Востоке циклоны и значительная облачность при потоках с моря приводят к существенным потерям (до 60%) солнечной радиации.

В зимнее время года температурный режим воздуха на большей части России формируется главным образом под влиянием циркуляции атмосферы, так как поступление солнечной радиации резко падает. Роль радиационного фактора зимой проявляется в радиационном выхолаживании поверхности (за счет эффективного излучения), которое приводит к тому, что на одних и тех же широтах на европейской территории теплее, чем на востоке Западной Сибири, в Средней и Восточной Сибири и на Дальнем Востоке. Это различие может достигать 10°С. Причина заключается в том, что циклоническая деятельность на европейской территории России и северо-западе Западной Сибири обусловливает значительную облачность, ослабляющую радиационное выхолаживание, а также высоту снежного покрова. Большая его высота (70—80 см) отмечается севернее 60° с.ш. на северо-востоке европейской территории России и в Западной Сибири, на наветренных склонах Среднесибирского плоскогорья (более 80 см). Напротив, в Восточной Сибири в холодный период года преобладают воздушные холодные массы, которые в приземном слое сильно охлаждаются и становятся холоднее арктических (ноябрь, март), приобретая инверсионную тепловую стратификацию по высоте.

Таким образом, наблюдаемое распределение температуры, осадков и других показателей климата является результатом сложного взаимодействия всех климатоформирующих факторов. В соответствии с климатическим районированием Б.П.Алисова, по радиационному режиму выделяются четыре климатических пояса: арктический, субарктический, умеренный и субтропический. В целом современные климатические условия на большей части территории России отражают такие условия теплообмена поверхности

почвы с атмосферой, которые обусловливают существование и формирование многолетнемерзлых пород На севере европейской части России, в Западной и Восточной Сибири, на Северо-Востоке страны в арктическом и субарктическом поясах они связаны с продолжительной зимой, преобладанием над территорией арктических воздушных масс В Восточной Сибири и Забайкалье в пределах умеренного пояса условия многолетнего промерзания пород связаны с формированием континентального режима циркуляции атмосферы при частых арктических вторжениях холодных воздушных масс, с антициклональным режимом и радиационным выхолаживанием земной поверхности в зимнее время В субтропическом поясе условия многолетнего промерзания пород проявляются в горных районах на высотах, превышающих 3000 м, и связаны с сильным радиационным выхолаживанием поверхности и другими факторами

Поскольку широтная зональность и высотная поясность вместе с их секториальными и долготными различиями являются основными факторами в дифференциации радиационно-теплового режима земной поверхности, то в дифференциации температурного режима пород, а следовательно, и в площадной дифференциации сезонно- и многолетнемерзлых пород прослеживаются эти же закономерности глобального характера

11 ГЛАВА СЕЗОННОЕ ПРОМЕРЗАНИЕ И СЕЗОННОЕ ПРОТАИВАНИЕ ГОРНЫХ ПОРОД

11.1. Формирование глубин сезонного промерзания и сезонного протаивания пород

Сезонное протаивание, по В А Кудрявцеву, представляет собой оттаивание сверху мерзлых пород, имеющих среднюю годовую температуру ниже 0°С Слой сезонного протаивания всегда подстилается многолетнемерзлыми породами, а его мощность определяется теплооборотами, идущими при положительных температурах пород Сезонное промерзание — это процесс промерзания сверху талых пород, имеющих среднегодовую температуру выше 0°С Слои сезонного промерзания подстилается талыми породами, а мощность его определяется теплооборотами, идущими при отрицательных температурах пород

Основные черты формирования слоя сезонного протаивания с теплофизической точки зрения заключаются в следующем При отрицательных среднегодовых температурах большую часть года породы находятся в мерзлом состоянии. Однако в летний период, температура поверхности пород становится положительной и необходимым условием для этого является $A_0 > |t^n_{ср}|$. С переходом температуры от отрицательных к положительным значениям и связано начало процесса протаивания горных пород.

Сезонное протаивание пород является сложным теплофизическим процессом, сопровождаемым фазовыми переходами, миграцией и фильтрацией влаги в талой и мерзлой зонах слоя, усадкой грунтов и т.п. Этот процесс продолжается до тех пор, пока за счет положительных теплооборотов к фронту протаивания поступает количество тепла, достаточное для того, чтобы на этой глубине продолжался процесс перехода содержащейся в грунте воды из твердого состояния в жидкое. Сезонное протаивание достигает максимальной глубины в конце лета С переходом от нагревания поверхности пород к ее охлаждению меняется и направление теплопотоков, проходящих через эту поверхность. Породы сезонно-талого слоя начинают охлаждаться, и процесс протаивания сначала замедляется, а затем останавливается (рис. 11 1, *а*). В дальнейшем начинается промерзание оттаявшего слоя, которое в зависимости от конкретных условий может начаться как у нижней его границы, так и с поверхности пород.

Приближенно можно принимать, что промерзание протаявшего слоя может начинаться снизу позднее, чем сверху (при $t_{ср}$ пород −0,5...−4°С.), одновременно сверху и снизу (при $t_{ср}$ пород −4...−5°С) или снизу проявляться раньше, чем сверху (при $t_{ср}$ мерзлых пород ниже −5°С). Причем чем ниже среднегодовые температуры пород и выше температуры промерзания на поверхности, тем большая часть сезонно-талого слоя промерзает снизу. В естественных условиях при $t_{ср}$ от −7 до −10°С снизу промерзает обыч-

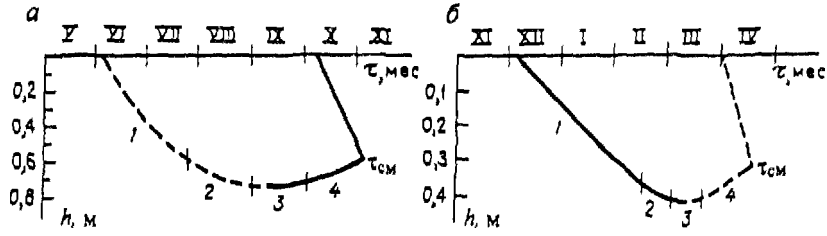


Рис 11.1 Динамика глубины сезонного протаивания (*а*) и промерзания (*б*) грунта:

1—4 — участки *1* — быстрого оттаивания (промерзания), *2, 3* — соответственно замедленного и относительно стабильного положения фронта оттаивания (промерзания), *4* — промерзания (оттаивания) снизу, $\tau_{см}$ — момент смыкания

но 15—20% слоя сезонного протаивания. Промерзание сверху начинается с момента устойчивого перехода положительных температур к отрицательным на поверхности. Таким образом, промерзание сезонноталого слоя характеризуется, как правило, возникновением двух фронтов или границ раздела «мерзлый—талый грунт» в результате развития процесса промерзания как сверху, так и снизу. Такой характер промерзания обусловливает миграцию влаги к обоим фронтам, а также в промерзающих зонах, шлировое льдовыделение, возникновение напряжений и деформаций в породах и т.д. Промерзание сезонноталого слоя продолжается до смыкания фронтов (см. рис. 11.1, *а*). С этого момента времени (называемого моментом смыкания $\tau_{см}$) и до развития вновь в начале лета сезонного протаивания породы находятся в мерзлом состоянии, хотя в них могут развиваться при наличии соответствующих градиентов температур процессы миграции влаги, фазовые переходы и сегрегационное льдовыделение, что может приводить к перестройке криогенного строения этого слоя.

В случае сезонного промерзания пород многие стороны процесса формирования и развития сезонномерзлого слоя характеризуются качественными отличиями. Так, промерзание этого слоя происходит только сверху, т.е. существует только одна граница раздела «мерзлый—талый грунт». Вследствие развивающихся процессов миграции и фазовых переходов влаги в сезонномерзлом слое образуются миграционно-сегрегационные прослои льда, происходит вертикальное пучение поверхности пород, фиксируются деформации и напряжения усадки и распучивания и т.д. По мере углубления фронта промерзания скорость продвижения его замедляется, вплоть до полной остановки, наблюдающейся обычно в конце зимы (см. рис. 11.1, *б*).

В дальнейшем после перехода температуры поверхности через 0°С начинается процесс оттаивания сезонномерзлого слоя пород сверху и снизу. При этом оттаивание снизу может происходить одновременно, позже или раньше начала протаивания сверху, что будет определяться величиной теплопотока из нижележащих талых (немерзлых) пород, т.е. значением положительной среднегодовой температуры пород. Чем она выше, тем большая часть слоя сезонного промерзания оттает снизу. В южных и многоснежных районах, в частности на Сахалине, юге Украины, Кавказе, в Крыму, Средней Азии, сезонномерзлый слой пород протаивает преимущественно снизу. Таким образом, при протаивании сезонномерзлого слоя формируются два фронта оттаивания, т.е. две границы раздела «талый—мезлый грунт». Полное протаивание этого слоя происходит в случае смыкания этих двух фронтов, что обычно наблюдается в начале лета (см. рис. 11.1, *б*). Однако в определенных условиях, а именно при среднегодовой температуре пород, близкой к 0°С, разрушение сезонномерзлого слоя может про-

должаться большую часть или практически на протяжении всего теплого периода.

В отдельные годы, характеризующиеся аномальными климатическими условиями (малоснежная зима, холодное лето и др.), слой сезонного промерзания не успевает полностью протаять за летний период. При этом прослой мерзлых пород, положение которого в разрезе соответствует нижней части слоя сезонного промерзания, «перелетовывает», сохраняясь до следующего зимнего периода. Такие прослои носят название *перелетки* и могут существовать на протяжении нескольких лет, а затем протаивают. Мощность их обычно невелика — 0,5—1,5 м, температура пород перелетков в летнее время близка к 0°С.

Скорость движения фронтов при промерзании и протаивании зависит от многих факторов. Скорость протаивания $\xi'_{от}$ и промерзания $\xi'_{пр}$ сверху определяется прежде всего температурным режимом на поверхности пород. Чем быстрее повышается (для $\xi_{от}$) или понижается (для $\xi_{пр}$) температура во времени и чем больше амплитуда этих изменений, тем быстрее и глубже продвигается фронт от поверхности в глубь пород.

Температурные условия на поверхности пород определяются условиями их теплообмена с атмосферой, и в первую очередь — наличием и характером различных теплоизолирующих покровов (снег, растительность, искусственные покрытия), которые сильно сокращают амплитуду температурных колебаний на поверхности пород по сравнению с таковой воздуха и тем самым уменьшают действующие градиенты температур в промерзающем (оттаивающем) слое. Кроме того, скорость продвижения сезонных фронтов кристаллизации существенно зависит от теплофизических свойств пород, и прежде всего от величины $Q_ф$. Чем больше $Q_ф$ (т.е. чем больше влажность промерзающих—протаивающих пород), тем медленнее движется фронт ξ. Скорость продвижения границы промерзания или протаивания снизу определяется в основном среднегодовой температурой пород на подошве слоя ξ.

Максимальные глубины сезонного слоя промерзания (протаивания) грунтов в многолетнем плане изменяются в широких пределах. Ежегодные отклонения глубины оттаивания в одной и той же точке от среднемноголетнего значения возрастают с севера на юг, а промерзания — уменьшаются к югу. Так, на севере криолитозоны при среднегодовой температуре грунтов ниже −5°С вариации глубины сезонного оттаивания в одной точке составляют не более десятка сантиметров. В Подмосковье, например, в пределах одного и того же участка за 25 лет глубина сезонного промерзания изменялась от нескольких сантиметров до 1 м и более, т.е. более чем на порядок.

Динамика глубин сезонного промерзания и протаивания изучается на метеостанциях и метеопостах мерзлотомерами различ-

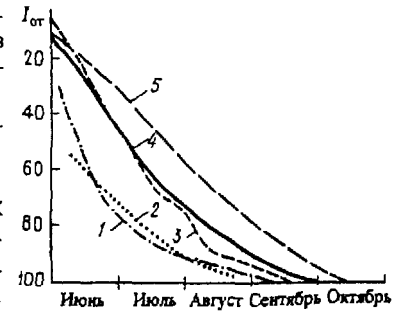


Рис. 11.2. Кривые интенсивности протаивания пород $I_{от}$ для различных районов области распространения многолетнемерзлых пород:

1 — Среднеколымск; *2* — Якутск; *3* — Норильск; *4* — Анадырь; *5* — Салехард

ных конструкций. В полевых условиях глубины оттаивания или промерзания могут изучаться непосредственно в скважинах, шурфах, обнажениях и т.д. геофизическими методами (вертикальным электрическим зондированием, электропрофилированием, термометрией и т. д.). Все натурные данные о глубинах оттаивания на различные моменты времени τ, полученные в процессе полевых работ, приводят к максимальным глубинам сезонного протаивания в тех же точках $\xi_{от}$ по методу В.Ф.Тумеля (для сезонного промерзания — по методу Л.Д.Пикулевича). Для этого строятся корреляционные зависимости интенсивности сезонного протаивания (промерзания) пород во времени τ ($I_{от}=\xi_{\tau}/\xi_{от}\cdot 100\%$). Несмотря на то, что каждый год глубина ξ может меняться, интенсивность или темп оттаивания (промерзания) оказывается более или менее постоянен. Наличие таких эмпирических зависимостей для различных типов (ландшафтов) местности позволяет в дальнейшем по единовременному замеру ξ_{τ} ориентировочно оценивать максимальную глубину сезонного протаивания (промерзания). Для примера на рис. 11.2 приведены кривые интенсивности протаивания пород, полученные для различных районов области развития мерзлоты.

Цикличность процессов сезонного промерзания и протаивания, происходящих в относительно маломощных слоях грунта, ежегодная смена положительных и отрицательных температур, сопровождающаяся фазовыми переходами, во многом определяют специфику состава и криогенного строения сезонноталого и сезонномерзлого слоев. Многократно повторяющийся процесс промерзания и протаивания грунтов приводит к образованию первичных пылеватых частиц. В то же время физико-механические процессы, протекающие в замерзающих глинистых породах, вызывают коагуляцию глинистых и коллоидных частиц, образование вторичных пылеватых микроагрегатов. В результате для пород слоев сезонного протаивания и промерзания характерна повышенная пылеватость.

Динамика процессов сезонного промерзания и протаивания в криолитозоне приводит к определенной дифференциации состава в разрезе этих слоев. Так, в слое сезонного оттаивания можно выделить три горизонта: нижний — промерзающий либо со стороны

мерзлой толщи (при низких отрицательных $t_{ср}$ пород), либо от поверхности (при высоких отрицательных $t_{ср}$), подверженный в основном сезонным колебаниям температуры пород; средний — промерзающий сверху и подверженный как сезонным, так и многосуточным колебаниям температур пород, и верхний — подверженный сезонным, многосуточным и суточным их колебаниям *Дисперсность отложений нижнего и особенно верхнего горизонтов*, как правило, повышена. В профиле слоя сезонного промерзания по дисперсности чаще всего фиксируются лишь два горизонта.

Несмотря на значительную ослабленность химических и микробиологических процессов в слое сезонного оттаивания по сравнению со слоем сезонного промерзания, почвы криолитозоны имеют большой поглощающий комплекс, в них отмечается наличие вторичных минералов, протекают процессы оглеения, вызывающие пептизацию ранее образовавшихся микроагрегатов Процессы оглеения сопровождаются образованием значительного количества гидрофильных органических и минеральных коллоидов, способствующих возникновению тиксотропной структуры грунтов.

Особенности криогенного строения сезонномерзлого и сезоннталого слоев определяются составом, сложением, теплофизическими и водными свойствами пород, изначальной (предзимней) влажностью и характером ее распределения по разрезу, глубиной залегания и режимом грунтовых вод по отношению к подошве сезонномерзлого слоя, характером распределения надмерзлотных вод в сезонноталом слое и их режимом, динамикой зимнего промерзания и характером температурного режима промерзающих пород. При этом распределение льдистости по разрезу различается для случаев сезонного промерзания и протаивания.

В случае сезонного промерзания, как правило, в самой верхней части слоя, промерзание которой идет при больших градиентах температуры, образуется массивная криотекстура. Затем ниже по слою ξ, где скорость промерзания уменьшается, формируются более благоприятные условия для миграционного льдовыделения и здесь образуются шлировые криогенные текстуры, ледяные прослои в которых, несколько утолщаясь, разреживаются с глубиной (рис.11.3). Общая по разрезу величина льдистости и толщина формирующихся прослоев льда зависят от глубины залегания уровня грунтовых вод. В области развития сезонномерзлых пород в условиях аридного климата по всему разрезу преобладают массивные криотекстуры.

С продвижением к северу, по мере уменьшения аридности климата, увеличения предзимней влажности и понижения средне-

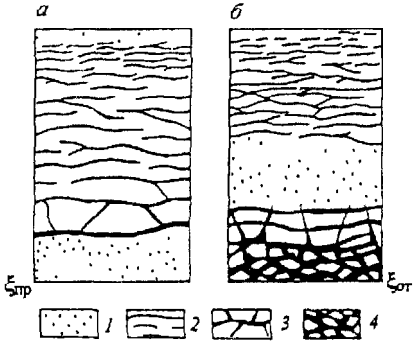


Рис 11 3 Типичное криогенное строение пород сезоннопромерзающего $\xi_{пр}$ (*а*) и сезоннооттаивающего $\xi_{от}$ (*б*) слоев

1—4 – криогенные текстуры (*1* — массивная, *2* — слоистая, *3* — сетчатая, *4* — атакситовая)

годовых температур пород, в процессе промерзания происходит существенное перераспределение влаги по слоям. В тонкодисперсных породах в верхней части сезонномерзлого слоя (после маломощного бесшлирового горизонта) формируются слоистые, сетчатые, ячеистые и другие криотекстуры, в нижней—чаще всего массивные. Лишь в случае близкого залегания грунтовых вод в нижнем (реже — среднем) ярусе наблюдаются шлировые текстуры и повышенная льдистость пород.

Для слоя сезонного протаивания в тонкодисперсных породах распределение льда по разрезу зависит от соотношения промерзания сверху и снизу, предзимней влажности и возможности подтока надмерзлотных вод извне. Чаще всего здесь формируется трехслойное криогенное строение, а максимальная льдистость пород отмечается для нижней и верхней частей слоя. Средняя часть оказывается относительно обезвоженной. Для верхней части слоя характерны довольно тонкие слоистые и сетчатые криотекстуры, для средней— массивные и разреженные тонкие линзовидные криотекстуры (см. рис. 11.3). Для нижней части слоя характерны утолщенные слоистые, сетчатые и атакситовые криотекстуры, при этом горизонтальные шлиры льда часто как бы повторяют конфигурацию подошвы сезонноталого слоя. Льдистость этой части слоя обычно равна или превышает полную влагоемкость пород. Она практически не зависит от предзимней влажности и формируется в процессе медленного промерзания слоя снизу, при наиболее благоприятных условиях миграции влаги к фронту промерзания, когда направления миграционного и гравитационного движения воды совпадают.

Как показано В.А.Кудрявцевым [1976], промерзание сезонноталого слоя снизу обусловлено полугодовыми теплооборотами, проходящими через его подошву:

$$Q = | t_{ср} | \sqrt{2\lambda TC / \pi} \qquad (11\ 1)$$

При условии, что все эти теплообороты пойдут только на фазовые переходы воды, т е. только на образование прослоев льда, несложно подсчитать максимально возможную суммарную мощность такого ледяного прослоя в подошве слоя сезонного протаи-

вания При осредненных для мерзлых пород значениях λ и C $Q=|t_{ср}|\cdot 6285$ кДж/м². Известно, что каждая 1000 кДж/м² при промерзании снизу может обеспечить образование прослоя льда мощностью 0,3 см С учетом этого при $t_{ср}=-10°C$ максимальная толщина ледяного прослоя теоретически может достигать 15—20 см, при $t_{ср}=-5°C$ лишь 7,5—10 см, а при $t_{ср}=-1°C$ не превышает 1—1,5 см

Если при промерзании сезоннопротаявшего слоя возможен приток надмерзлотных вод, то льдистость распределяется по разрезу равномерно, а горизонт иссушения пород отсутствует. При этом отмечаются максимальное по величине пучение грунтов сезонноталого слоя, образование однолетних бугров пучения. В условиях морского климата, когда промерзание сверху идет относительно медленно, в нижнем горизонте сезонноталого слоя складываются максимально благоприятные условия для льдовыделения. При резкоконтинентальном климате, когда темп промерзания сверху велик, промерзание снизу незначительно Соответственно снижается возможность для шлирового льдовыделения вблизи подошвы сезонноталого слоя, и льдистость нижнего горизонта уменьшается.

11.2. Типы сезонного промерзания и сезонного протаивания горных пород

Еще в начале 50-х годов В.А.Кудрявцевым было показано, что процессы промерзания и протаивания являются, с одной стороны, теплофизическими и происходят в результате теплового взаимодействия атмосферы и окружающего мирового пространства с литосферой, а с другой — геолого-географическими, поскольку этот тепловой процесс совершается в определенной геологической среде и в сложной географической обстановке При этом было убедительно доказано, что познание закономерностей развития сезонного промерзания и протаивания возможно только на основе исследования всех факторов и условий формирования данного процесса, учитывая, что собственно глубина промерзания или протаивания пород является очень изменчивым и непостоянным параметром

Закономерности формирования и изменения этой глубины могут быть вскрыты только на основе тесной увязки теплофизической и геолого-географической сторон процесса сезонного промерзания и протаивания. Поэтому теплофизические зависимости глубин сезонного промерзания и протаивания пород необходимо представить через такие параметры, которые наиболее полно и всесторонне учитывали бы влияние геологических, географических условий и их динамику как в связи с общим ходом развития

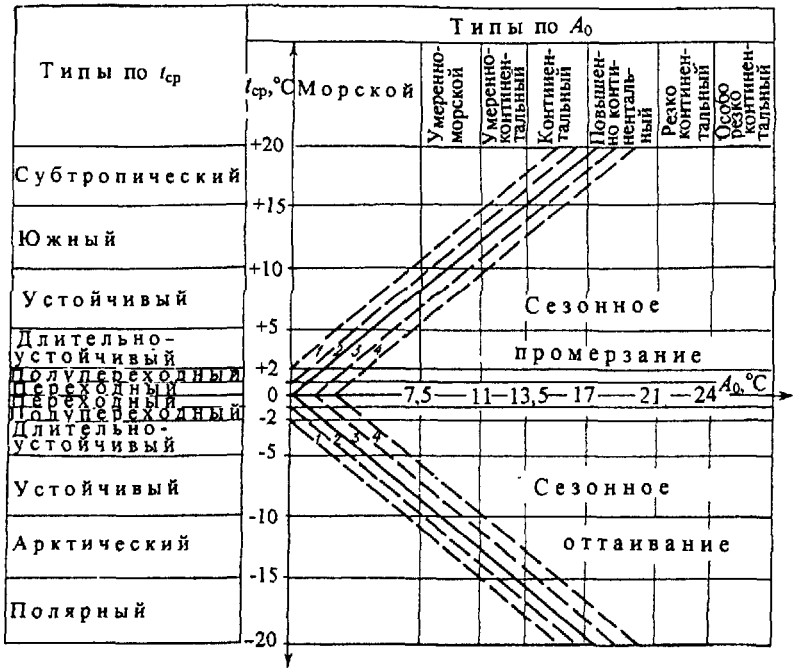


Рис. 11.4. Классификация типов сезонного промерзания и протаивания пород по среднегодовым температурам и амплитудам температур на поверхности:

устойчивость и континентальность типов даны в ортогональной сетке, типы, появляющиеся эпизодически (*1*) и периодически (*2*), исчезающие периодически (*3*) и эпизодически (*4*), даны наклонными полосами

природы, так и в результате деятельности человека. Другими словами, определять и картировать следует не только глубины, изменяющиеся от года к году, но и типы сезонного промерзания и протаивания пород, которые определяются вполне конкретным сочетанием формирующих их факторов. В соответствии с этим В.А.Кудрявцевым была создана классификация типов сезонного промерзания и сезонного протаивания горных пород (рис. 11.4) по четырем определяющим признакам: 1) средней годовой температуре пород $t_{ср}$; 2) годовой амплитуде температуры на их поверхности A_0; 3) составу пород сезонноталого или сезонномерзлого слоев; 4) влажности этих пород. Главнейшей особенностью классификации В.А.Кудрявцева является выделение типов сезонного промерзания и протаивания пород не по глубине, а по условиям их образования. Глубины же получают путем натурных наблюдений и расчетов для среднемноголетних или любых экстремальных условий. Критерием их правильности является сравнение с фактическими данными за период, идентичный изучаемому.

Первые два классификационных признака, с одной стороны, являются географическими, а с другой — характеризуют термодинамические условия существования сезонно- и многолетнемерзлых пород. Эти показатели легко изучаются в природных условиях и картируются как в крупном, так и в мелком масштабах. Последние два признака являются геологическими и обусловливают результаты сезонного и многолетнего промерзания пород в сложившихся термодинамических условиях на поверхности.

В качестве границы, разделяющей процессы сезонного промерзания и протаивания, в классификации принята среднегодовая температура пород 0°С. Дальнейшее подразделение сезонного промерзания и протаивания в классификации В.А.Кудрявцева проведено по устойчивости процесса к переходу одного в другой, о чем позволяют судить величина средней годовой температуры и ее отклонение от 0°С.

Вследствие короткопериодных колебаний климата и случайных отклонений среднегодовой температуры пород от ее среднемноголетнего значения на юге криолитозоны наблюдаются периодические переходы среднегодовой температуры пород через 0°С в пределах ее значений от +1 до −1°С и эпизодические в диапазоне значений от +2 до −2°С. Поэтому в классификации по среднегодовой температуре выделены соответственно переходный и полупереходный типы сезонного промерзания и оттаивания пород (см. рис. 11.4).

Переход среднегодовых температур пород из диапазона +2—+5°С в отрицательные или из диапазона −2...−5°С в положительные температуры связан с резкими и глубокими изменениями теплообмена на поверхности Земли. Поэтому в этих интервалах среднегодовых температур выделены длительно устойчивые типы сезонного промерзания и протаивания пород.

В интервалах температуры от +5 до + 10°С и от −5 до −10°С, переход одного процесса в другой связан с длительными периодами изменений климата, поэтому выделяются устойчивые типы как сезонного промерзания, так и сезонного протаивания пород.

Для температуры выше +10 и ниже −10°С переход одного процесса в другой практически невозможен. Поэтому тип сезонного промерзания пород с $t_{ср}$ от + 10 до +15°С назван южным, от +15 до +20°С — субтропическим и выше +20°С — тропическим, а тип сезонного протаивания пород с $t_{ср}$ от −10 до −15°С — арктическим и от −15 до −20°С — полярным.

По амплитуде колебания температуры на поверхности пород, величина которой зависит от континентальности климата, выделяются следующие типы сезонного промерзания и протаивания: 1) морской с амплитудами менее 7,5°С, свойственный морским побережьям умеренных широт; 2) умеренно-морской — от 7,5 до

11°С, характерный для северных морских побережий; 3) умеренно-континентальный — от 11 до 13,5°С, встречающийся, например, в европейской части России; 4) континентальный — от 13,5 до 17°С, свойственный, например, Западно-Сибирской низменности; 5) повышенно-континентальный — от 17 до 21°С, характерный, например, для Среднесибирского плоскогорья; 6) резко континентальный — от 21 до 24°С во внутренних районах Среднесибирского плоскогорья и на севере Казахстана; 7) особо резко континентальный с амплитудами свыше 24°С, характерный для впадин Северо-Востока России и Забайкалья.

Всего по $t_{ср}$ и A_0 выделяется 85 географических типов сезонного промерзания и сезонного протаивания пород, подчиняющихся широтной зональности теплообмена на их поверхности. Если же неустойчивые восемь типов подразделить в зависимости от континентальности климата, то их число увеличится до 133.

Региональные особенности процессов сезонного промерзания и протаивания учитываются в классификации В.А.Кудрявцева через состав и влажность пород. По составу пород выделяются следующие основные типы: 1) скальные и полускальные породы; 2) гравийно-галечные и щебнистые породы; 3) пески; 4) супеси; 5) суглинки; 6) глины; 7) торф, а также различные их сочетания в зависимости от региональных условий.

По влажности пород в классификации выделяются четыре градации в зависимости от количества влаги, участвующей в фазовых переходах при замерзании и оттаивании пород. Первая градация при $W_{ест} < W_{нз}$ характеризуется полным отсутствием фазовых переходов воды при охлаждении пород ниже 0°С (как такового промерзания или протаивания при этом происходить не будет). В последующих трех градациях фазовые переходы возрастают от 0 при $W_{ест} = W_{нз}$ до максимальной величины при $W_{ест} = W_{п}$. Причем чем больше оказывается влажность пород, тем большее количество тепла затрачивается на фазовые переходы воды, а следовательно, тем меньше будет глубина промерзания или протаивания. Поэтому в зависимости от величины влажности выделяются типы глубокого (а), среднего (б) и мелкого (в) сезонного промерзания (протаивания):

а) $W_{нз} < W_{ест} < W_{нз} + {}^{1}/_{3}(W_{п} - W_{нз})$;

б) $W_{нз} + {}^{1}/_{3}(W_{п} - W_{нз}) < W_{ест} < W_{нз} + {}^{2}/_{3}(W_{п} - W_{нз})$;

в) $W_{нз} + {}^{2}/_{3}(W_{п} - W_{нз}) < W_{ест}$,

где $W_{ест}$ — естественная влажность грунта, определенная на момент начала промерзания или протаивания; $W_{нз}$ — количество незамерзшей воды; $W_{п}$ — полная влагоемкость.

Каждый выделенный тип сезонного промерзания и протаивания, по классификации В.А.Кудрявцева, имеет свое наименование,

в котором отражены его основные классификационные черты: например, арктический повышенно-континентальный, песчаный, глубокий, устойчивый, континентальный, суглинистый, мелкий и т.д. Число сочетаний различных комбинаций значений основных параметров может быть очень большим. Следовательно, существует и большое количество различных значений глубин сезонного промерзания и протаивания пород. В то же время одна и та же глубина в различных районах часто формируется различным сочетанием условий, т.е. глубины сезонного промерзания или протаивания по величине будут одинаковыми, а условия их формирования совершенно различными. Поэтому изменение на одинаковую величину одного и того же параметра или фактора природной среды в различных районах может приводить к резко отличному результату в изменении глубины сезонного промерзания (протаивания).

Классификация В.А.Кудрявцева дает возможность картировать типы сезонного промерзания и протаивания пород, т.е условия формирования глубин, практически в любом масштабе.

Для каждого показанного на карте типа могут быть даны конкретные глубины ξ, полученные путем обработки натурных наблюдений и вычисленные по любой из существующих расчетных формул, основывающихся на использовании параметров A_0, $t_{ср}$, с учетом состава и влажности пород.

В свою очередь анализ таких карт позволяет выявить общие и региональные закономерности формирования температур пород на глубине ξ и закономерности изменения мощности сезонноталого или сезонномерзлого слоев в зависимости от геолого-географических условий. Другими словами, такие карты позволяют объяснить, почему на данном участке наблюдаются именно такие характеристики сезонноталого или сезонномерзлого слоев.

Следовательно, зная характер изменения природных условий и определив изменения основных (четырех) классификационных параметров, можно прогнозировать глубину ξ, а также осуществлять управление глубинами промерзания и протаивания пород. Это открывает широкие возможности для прогноза изменений температуры пород и условий формирования слоев сезонного промерзания и протаивания при изменениях природных условий, вызванных либо естественно-историческим развитием ландшафтов, либо освоением территории.

Основные закономерности изменения глубин сезонного промерзания и протаивания в наиболее типичных грунтовых условиях отчетливо прослеживаются на графиках зависимости ξ от среднегодовых температур пород, амплитуды колебания температур на поверхности, состава и влажности пород (рис. 11.5) Приведенные семейства кривых могут быть использованы для ориентировочной оценки изменения глубин сезонного промерзания и про-

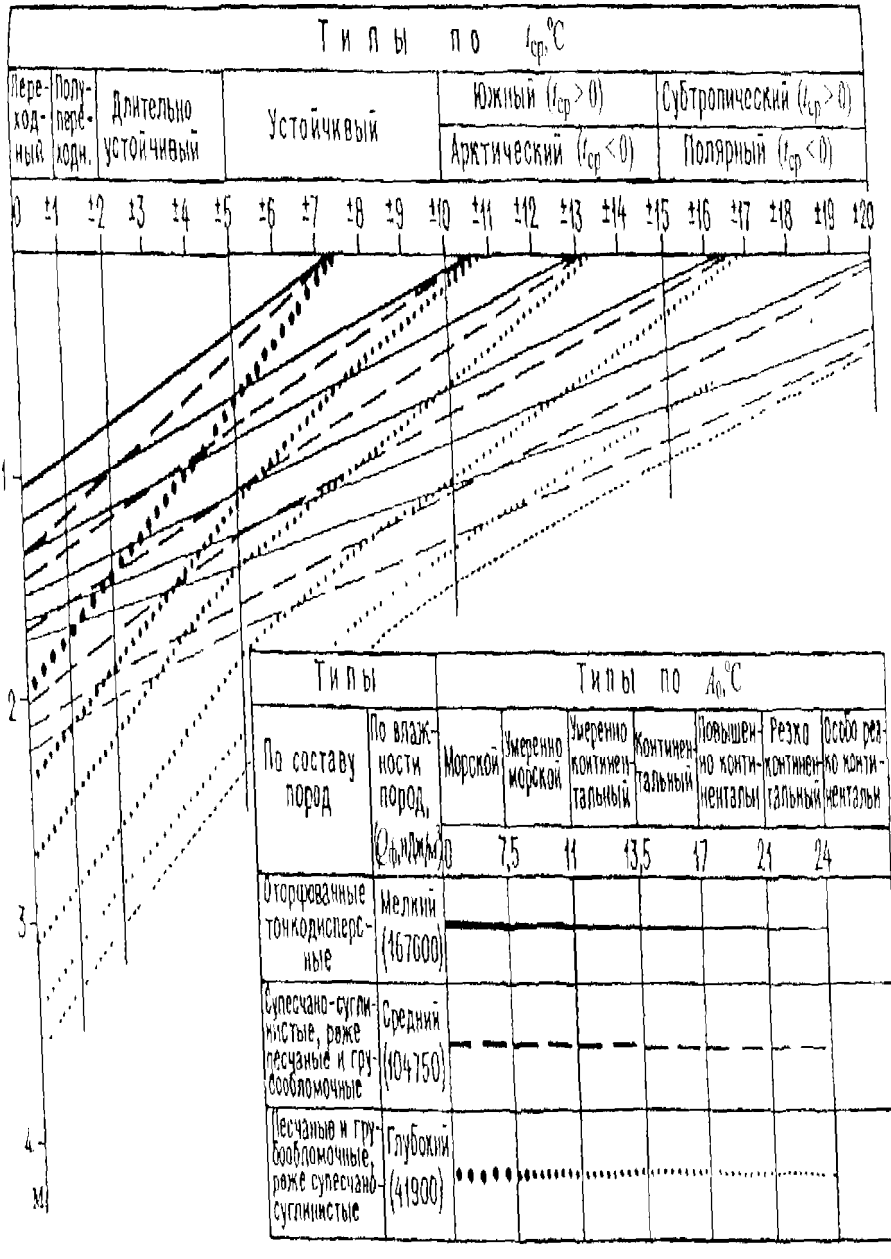


Рис. 11.5 Ориентировочные глубины сезонного оттаивания (промерзания) пород в наиболее типичных грунтовых условиях при различных $t_{ср}$ и A_0

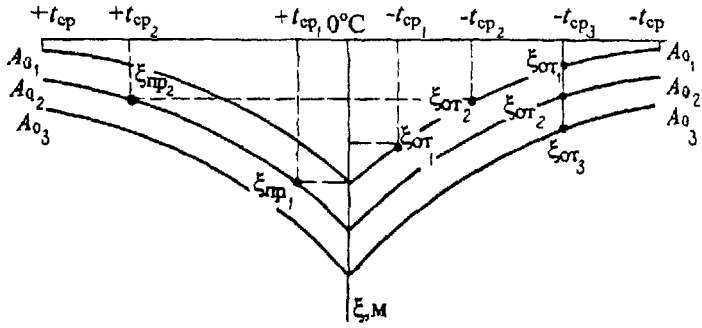


Рис. 11.6. Изменение глубины сезонного промерзания $\xi_{пр}$ и оттаивания $\xi_{от}$ пород в зависимости от их среднегодовых температур $t_{ср}$ и амплитуд температур A_0 на поверхности этих пород ($A_{0_1}<A_{0_2}<A_{0_3}$)

таивания. Качественное же влияние классификационных показателей ($t_{ср}$ и A_0) на величину ξ можно графически представить в удобной форме (рис. 11.6). Из приведенной схемы следует, что: 1) увеличение положительных или уменьшение отрицательных значений $t_{ср}$ от t_1 до t_2 (при фиксированном значении A_0) приводит к уменьшению ξ (от ξ_1 до ξ_2); 2) с увеличением амплитуды колебаний температуры на поверхности A_0 глубина сезонного промерзания или протаивания ξ возрастает, а с уменьшением — сокращается. На схеме эти зависимости отражены последовательностью кривых изменения глубин сезонного промерзания и протаивания, соответствующих возрастающим амплитудам температур на поверхности пород, т.е. при $A_3>A_2>A_1$ и любом фиксированном значении $t_{ср}$ (например, t_3) прослеживается, что глубина оттаивания $\xi_3>\xi_2>\xi_1$. Из схемы также следует, что одна и та же глубина ξ может формироваться при самых различных сочетаниях $t_{ср}$ и A_0.

Изменение литологического состава пород приводит к изменениям их теплофизических свойств: теплопроводности λ и теплоемкости C. Как следует из формулы В.А.Кудрявцева для расчета ξ (1.35), эта величина пропорциональна $\sqrt{\lambda}$ и имеет более сложную зависимость от C, в целом увеличиваясь при уменьшении C. Известно, что увеличение дисперсности пород ведет к уменьшению λ. Поэтому при прочих равных условиях наибольшие глубины сезонного промерзания (протаивания) формируются в крупнообломочных и грубодисперсных породах (например, в песках) и наименьшие — в тонкодисперсных (например, в глинах).

Изменение влажности пород влияет на величину ξ двояко: во-первых, через изменение теплофизических свойств пород (λ и C) и, во-вторых, через величину фазовых переходов воды, что, как правило, сказывается более ощутимо. При этом чем больше влажность пород, тем больше тепла затрачивается на фазовые перехо-

ды воды в них и тем меньше глубина сезонного промерзания и протаивания.

Состав и влажность пород оказывают также существенное влияние на такой показатель слоя сезонного промерзания (протаивания), как t_ξ — среднегодовая температура на подошве этого слоя, а через него и на ξ — глубину промерзания (протаивания). Это влияние связано с формированием температурной сдвижки, величина которой как раз и определяется составом и влажностью пород сезонноталого (сезонномерзлого) слоя, поскольку она оказывается пропорциональной разности корней квадратных из теплопроводностей мерзлого и талого грунтов, а также величине годовых теплооборотов.

11.3. Влияние ландшафтно-климатических факторов на температурный режим и глубины сезонного промерзания и сезонного протаивания пород

Классификация типов сезонного промерзания и сезонного протаивания пород В.А.Кудрявцева позволяет учесть влияние на процесс промерзания и протаивания и на формирующиеся мощности сезонномерзлого и сезонноталого слоев основных факторов геолого-географической среды как в отдельности, так и в их комплексе. При этом следует учитывать взаимосвязь и взаимообусловленность всех элементов природной среды. Например, изменение мощности или видового состава растительного покрова приведет к изменению не только параметров A_0 и $t_{ср}$, но и влажности, а возможно, и состава пород, что в конечном счете проявится в виде изменения глубины сезонного промерзания (протаивания). Таким образом, чтобы оценить влияние того или иного природного фактора на глубину ξ, необходимо определить его воздействие на каждый из классификационных параметров, т.е. на A_0, $t_{ср}$, λ, C, $Q_ф$. Следует также особо подчеркнуть, что поскольку используемые в классификации параметры $t_{ср}$ и A_0 относятся соответственно к подошве и кровле слоя ξ, для их определения необходимо знать (в количественном выражении), как влияют на них залегающие на поверхности различные покровы (снежный, растительный, водный, ледяной и т.д.), т.е. уметь переходить от среднегодовых температур и амплитуд колебаний температур воздуха к $t_{ср}$ пород и A_0 на поверхности почвы под покровами. Рассмотрим влияние на $t_{ср}$ и ξ некоторых наиболее важных факторов геолого-географической среды.

Влияние рельефа местности, экспозиции и крутизны склонов. Положение участка в рельефе местности во многом определяет температурный режим пород и глубины сезонного промерзания (протаивания). Поскольку температура воздуха понижается с увеличением высоты местности примерно на 0,4—0,6°С на каждые

100 м, соответственно с этим понижается и среднегодовая температура пород $t_{ср}$. Это приводит к уменьшению мощности сезоннопротаивающего и увеличению сезоннопромерзающего слоя С изменением высоты рельефа связано также формирование состава пород (прежде всего, дисперсности) и их влажности, с высотой изменяются мощность снежного покрова, сплошность и видовой состав растительности и т.д., т.е. происходит изменение всех классификационных показателей сезонного промерзания (протаивания) пород.

Существенное влияние на формирование $t_{ср}$ и ξ оказывают экспозиция (ориентация склонов относительно стран света) и крутизна склонов (угол падения солнечных лучей на склоны разной крутизны). В основном это проявляется через количество приходящей и поглощенной этими поверхностями солнечной радиации Понижение $t_{ср}$ и сокращение A_0 в зависимости от экспозиции (при прочих равных условиях) происходят в направлении от южных, юго-западных склонов к северо-восточным и северным. Причем разность $t_{ср}$ и A_0 на склонах южной и северной экспозиций определяется в основном различием в летних температурах воздуха, поскольку зимой при очень малом поступлении лучистой энергии северные и южные склоны охлаждаются почти одинаково (при одинаковом снежном и растительном покровах) Летнее же нагревание солнечными лучами оказывается более сильным на южных склонах. В связи с этим на северных склонах глубина оттаивания $\xi^{с}_{от}$ существенно меньше, чем на склонах южной экспозиции $\xi^{ю}_{от}$, т.е. всегда $\xi^{с}_{от} < \xi^{ю}_{от}$.

Исключение составляют лишь районы высоких (заполярных) широт, где $\xi^{с}_{от} \approx \xi^{ю}_{от}$, так как в течение зимней ночи солнечная радиация вообще отсутствует, а в течение летнего дня солнце движется по кругу (невысоко поднимаясь над горизонтом) и более или менее равномерно обогревает склоны всех экспозиций. В случае же сезонного промерзания мощность сезонномерзлого слоя формируется в основном за счет теплооборотов в зимний период, в течение которого склоны разной экспозиции охлаждаются, как было сказано выше, практически одинаково. Поэтому и глубины сезонного промерзания на склонах южной и северной экспозиций будут отличаться несущественно, т.е. $\xi^{с}_{пр} \approx \xi^{ю}_{пр}$.

Влияние крутизны склонов на температурный режим и глубину сезонного протаивания (промерзания) пород проявляется через различный угол падения солнечных лучей и через их затененность друг другом, т.е. через различное количество поглощенной поверхностью склонов радиации. Более высокие температуры пород в летний период характерны для склонов, перпендикулярных к солнечным лучам (около 30°С), что и обеспечивает большую

глубину сезонного протаивания пород на них, в то время как глубины сезонного промерзания оказываются примерно такими же, как и на пологих склонах, поскольку зимнее охлаждение их разнится незначительно. При этом следует учитывать, что влияние крутизны склонов (так же как и экспозиции) на температурный режим пород и глубины сезонного оттаивания (промерзания) пород может осложняться и другими факторами, например, неодинаковым распределением снежного покрова, различиями в растительном покрове и т.д., что затушевывает проявление рассматриваемых закономерностей в чистом виде.

Географическое расположение участка и прежде всего его положение по отношению к океану сказывается через конвективный теплообмен атмосферы с литосферой, формирующий меридиональную секториальность по степени континентальности климата. При движении от побережья в глубь материка повышается максимальная и понижается минимальная среднемесячная температура воздуха, т.е. возрастает годовая амплитуда среднемесячных температур. Поэтому при одинаковой среднегодовой температуре на поверхности грунта в континентальных районах резко возрастают глубины как сезонного оттаивания, так и сезонного промерзания грунтов, увеличивается глубина проникновения годовых колебаний температур. Однако, как правило, увеличение континентальности климата сопровождается увеличением суровости мерзлотных условий, понижением среднегодовой температуры воздуха и пород. Поэтому очертания границ мерзлотно-температурных зон отражают не только зональные, но и секториальные изменения тепло- и влагообмена почвы с атмосферой. Южная граница многолетнемерзлых пород, а следовательно, и сезонного протаивания на Кольском полуострове приурочена к зоне тундр, на Северо-Востоке европейской части России — к подзоне северной тайги, в Западной Сибири — к средней тайге, в Средней Сибири — к южной тайге, а в Забайкалье и Монголии острова мерзлоты с сезонным протаиванием пород встречаются в степях и даже полупустыне.

Влияние снежного покрова. Снежный покров существенно изменяет теплообмен пород с атмосферой. Так, альбедо снега значительно выше альбедо оголенной поверхности почвы и напочвенной растительности. Это приводит к уменьшению поглощения лучистой энергии и понижению температуры поверхности снега по сравнению с температурой воздуха. По данным метеонаблюдений, среднезимняя температура поверхности снега может быть ниже среднезимней температуры воздуха на 0,5—2°С. В то же время снежный покров, обладающий малой теплопроводностью (коэффициент теплопроводности снега изменяется в пределах 0,12—0,46 Вт/(м·К) и в 5—10 раз меньше теплопроводности ми-

нерального грунта), является теплоизолятором и предохраняет породы от теплопотерь зимой. Вследствие этого температура поверхности почвы под снегом может быть значительно выше, чем температура воздуха. В среднем увеличение мощности снега на 5—15 см приводит к повышению среднегодовой температуры пород на 1°С. Поэтому при достаточной мощности снежного покрова среднегодовая температура поверхности почвы может быть положительной при низких (до −6...−8°С) среднегодовых температурах воздуха.

В том случае, если снег задерживается на поверхности почвы после наступания положительных температур воздуха, то он начинает препятствовать нагреванию пород, так как значительная часть поступающей солнечной энергии, во-первых, отражается и, во-вторых, расходуется на его таяние. Тающий снег поддерживает на поверхности пород нулевую температуру, несмотря на то, что температура воздуха в этот период положительная. Это приводит к некоторому охлаждению пород и к понижению их среднегодовой температуры.

Влияние снежного покрова на температурный режим пород многообразно. Поэтому не только величина его воздействия на температурный режим пород, но и знак этого воздействия (отепляющее или охлаждающее) зависят от мощности покрова. Так, при незначительных мощностях снега преобладает его охлаждающее влияние за счет увеличения альбедо. Далее доминирует отепляющее влияние снега как теплоизолятора. При увеличении его мощности до некоторого критического значения возрастает охлаждающее влияние из-за запаздывания снеготаяния летом. Для большей части области распространения сезонно- и многолетнемерзлых пород характерны такие мощности снега, которые оказывают отепляющее воздействие на подстилающие породы. Снежный покров не только повышает среднегодовую температуру поверхности пород, но и приводит к значительному сокращению амплитуды температур на поверхности почвы по сравнению с амплитудой температур воздуха.

Важнейшим фактором, с которым связано отепляющее влияние снега, является его плотность. Так, при плотности (ρ) снежного покрова, равной 75 кг/м^3, коэффициент его температуропроводности составит $0{,}36 \cdot 10^{-3}$ м^2/ч, при ρ=150 кг/м^3 $K_{сн}=0{,}72 \cdot 10^{-3}$ м^2/ч; при ρ=225 кг/м^3 $K_{сн}=1{,}08 \cdot 10^{-3}$ м^2/ч; при ρ=300 кг/м^3 $K_{сн}=1{,}44 \cdot 10^{-3}$ м^2/ч; при ρ=380 кг/м^3 $K_{сн}=1{,}8 \cdot 10^{-3}$ м^2/ч. Рыхлый снег вследствие малой температуропроводности и теплопроводности оказывает большее отепляющее влияние на температурный режим грунтов, чем уплотненный.

В работах В.А.Кудрявцева выявлена зависимость влияния снежного покрова на величины теплооборотов — количества тепла проходящего через поверхность почвы за полупериоды нагрева-

ния и охлаждения. Чем больше теплообороты почвы, тем (при прочих равных условиях) в большей степени проявляется влияние снежного покрова на среднегодовую температуру и амплитуду температур на поверхности почвы. Учитывая закономерности изменения теплооборотов в зависимости от геолого-географических факторов, можно сделать вывод о том, что максимальное влияние снежного покрова будет отмечаться при среднегодовых температурах пород, близких к 0°С (т. е. вблизи южной границы многолетнемерзлых пород), при максимальной континентальности климата и при больших влажностях пород сезонноталвающего и сезоннопромерзающего слоев.

Физический смысл влияния уровня годового теплообмена (т. е. теплооборотов в грунтах) на отепляющее влияние снежного покрова можно пояснить следующим образом. Теплоизолирующее влияние снега выражается в формировании разницы температур между его поверхностью и поверхностью грунта, причем указанный перепад температур может образовываться только при наличии теплопотока из подстилающих грунтов. При отсутствии потока тепла перепад температур (т. е. отепляющее влияние снега) будет равен нулю при любых значениях термического сопротивления снежного покрова. Напротив, чем большее количество тепла отводится из грунта в атмосферу через слой снега за холодный период года, тем больше разница среднезимних температур на подошве и кровле снежного покрова при неизменном термическом сопротивлении. Это прямо следует из уравнения теплопроводности

$$q_з = \frac{\lambda_{сн} \Delta t^з_{сн}}{h_{сн}},$$

откуда

$$\Delta t^з_{сн} = \frac{q_з h_{сн}}{\lambda_{сн}} = q_з \bar{R}_{сн} = \frac{B_з \bar{R}_{сн}}{\tau_з}, \qquad (11.2)$$

где q — средняя интенсивность теплового потока из пород в зимний период, $\Delta t^з_{сн}$ — среднезимний перепад температур в слое снега; $h_{сн}$, $\lambda_{сн}$ — средние мощность и теплопроводность снега; $\bar{R}_{сн} = h_{сн}/\lambda_{сн}$ — среднее термическое сопротивление снежного покрова за зимний период, $B_з$ — зимний теплооборот в породах; $\tau_з$ — время существования снежного покрова.

Нетрудно показать, что перепад температур в снежном покрове приводит к повышению величины среднегодовой температуры поверхности грунта по сравнению с таковой на дневной поверхности на величину

$$\Delta t_{сн} = \frac{B_з \bar{R}_{сн}}{T}, \qquad (11.3)$$

где $\Delta t_{сн}$ — положительное приращение (*сдвижка*) среднегодовой температуры на поверхности грунта в результате отепляющего воздействия снега; T — длительность года.

Следствием теплоизолирующего влияния снежного покрова является сокращение амплитуды годовых колебаний температуры под снегом, величину которого в первом приближении можно считать равной $\Delta t_{сн}$.

Из уравнения (11.3) видно, что вклады термического сопротивления снега и теплооборотов в подстилающих породах в формирование отепляющего влияния снежного покрова равноценны. Сокращение, например, термического сопротивления снега вдвое может быть компенсировано таким же ростом величины теплооборотов в грунте, и наоборот, при этом отепляющее влияние снега $\Delta t_{сн}$ остается неизменным. Считая в первом приближении, что весь полугодовой теплооборот в породах расходуется на фазовые переходы в слое сезонного промерзания (оттаивания) и применяя наиболее простую расчетную формулу Стефана (2.30) для определения глубины сезонного промерзания, можно выразить зависимость величины полугодового теплооборота в породах от основных факторов природной среды:

$$B = Q_ф \xi = \sqrt{2\lambda_м |t_з| \cdot \tau_з \cdot Q_ф}, \qquad (11.4)$$

где ξ — глубина зимнего промерзания пород; $Q_ф$ — теплота фазовых переходов воды в породах; $\lambda_м$ — теплопроводность мерзлых пород; $t_з$ — средняя за зиму температура на поверхности пород.

Из зависимостей (11.3) и (11.4) видна, например, степень влияния влажности пород на отепляющий эффект снежного покрова, который оказывается пропорциональным $\sqrt{Q_ф}$, т.е. для одних и тех же пород с объемной влажностью 10 и 40% одинаковое значение $\Delta t_{сн}$ будет отмечаться при термическом сопротивлении снега, различающемся в два раза. Поскольку возрастание термического сопротивления снега отстает от увеличения его мощности в связи с уплотнением под собственным весом и сопутствующим увеличением теплопроводности, разница в мощностях снега в этих случаях будет еще более заметной.

Аналогичным образом на отепляющее влияние снежного покрова влияют континентальность климата ($t_з$) и теплофизические свойства пород ($\lambda_м$) Более точные расчетные схемы (Булдович, 2001) показывают значительно более сложную, но и менее значимую связь отепляющего влияния снежного покрова и среднегодовой температуры пород. Из рассмотренного ясно, что учет теплооборотов при определении отепляющего влияния снежного покрова на температурный режим подстилающих пород очень важен, особенно при высоком уровне годового теплообмена пород с атмосферой.

Отепляющее влияние снежного покрова во многом определяется условиями теплообмена в породах в летний период, т.е. чем интенсивнее поступление тепла в породы в полупериод нагревания, тем большее отепляющее влияние оказывает на температурный режим пород снежный покров. С физической точки зрения это явление легко объяснимо: чем больше нагреваются породы за теплый период года, тем больше (при неизменной температуре на поверхности снежного покрова) действующие градиенты температуры в грунтах и в снежном покрове в зимнее время и тем больше температурный перепад в слое снега.

Указанная положительная обратная связь между условиями летнего нагревания пород и отепляющим влиянием снега (действующая с задержкой во времени длительностью в сезон) имеет важное значение при оценке и прогнозировании температурного режима пород. В частности, она означает, что снежный покров усиливает воздействие любых отепляющих факторов, действующих в теплое время года. Более того, оценка вклада того или иного фактора (*снятия напочвенного покрова, инфильтрации осадков*, конденсации водяных паров в породах и др.) может вообще оказаться некорректной без учета этой обратной связи, поскольку дополнительное отепляющее влияние снежного покрова, «привлеченное» в результате действия летнего отепляющего фактора, может быть не только сравнимо по величине, но и заметно превышать отепляющее влияние самого фактора.

В общем случае отепляющее влияние снежного покрова заметно уменьшается с ростом термического сопротивления напочвенных покровов в соответствии с уменьшением при этом величины летних теплооборотов в грунтах.

Качественно влияние снежного покрова на глубину сезонного протаивания и промерзания пород можно проанализировать с помощью схем, представленных на рис. 11.7. Так как снег является теплоизолирующим слоем, при его снятии всегда происходит увеличение амплитуды колебания температуры на поверхности A_0 и обычно понижается среднегодовая температура пород $t_{ср}$ (за исключением тех случаев, когда снег оказывает охлаждающее влияние). Увеличение A_0 однозначно сказывается и на глубинах сезонного протаивания $\xi_{от}$, и на глубинах сезонного промерзания $\xi_{пр}$ ($\xi_{от}$ и $\xi_{пр}$ всегда увеличиваются). Иначе сказывается понижение $t_{ср}$: в области многолетнемерзлых пород оно приводит к уменьшению $\xi_{от}$, а в области немерзлых и талых пород наоборот — к увеличению $\xi_{пр}$. Таким образом, в первом случае влияние изменений A_0 и $t_{ср}$ при удалении снега (уменьшении его высоты) компенсируется их разнонаправленностью и сказывается весьма незначительно на глубине $\xi_{от}$ (см. рис. 11.7, *а*), а во втором — влияния суммируются и глубина $\xi_{пр}$ существенно изменяется (см. рис. 11.7, *б*).

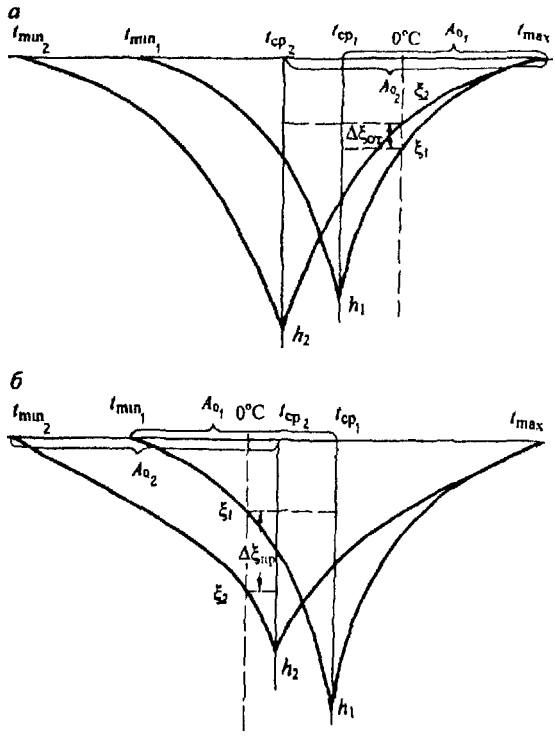


Рис. 11.7. Схема влияния снежного покрова на глубины сезонного оттаивания (*а*) и промерзания (*б*) пород (*по С.Ю.Пармузину*):

$t_{ср_1}$, A_{0_1}, ξ_1, h_1 — соответственно среднегодовая температура пород, амплитуда годовых колебаний температуры на поверхности почвы, глубина сезонного оттаивания или промерзания, глубина распространения годовых колебаний температуры при наличии снежного покрова; $t_{ср_2}$, A_{0_2}, ξ_2, h_2 — те же характеристики после снятия снежного покрова; $\Delta\xi_{от}$, $\Delta\xi_{пр}$ — изменение глубины сезонного оттаивания и промерзания

Влияние растительного покрова на температурный режим пород и глубину сезонного промерзания и протаивания имеет несколько аспектов. Так, растительный покров изменяет отражательную способность подстилающей поверхности, поглощает солнечную энергию, испаряет влагу во всем объеме, увеличивает турбулентность воздушных потоков и, наоборот, создает в ней застой воздуха. Растительные покровы во многом определяют условия снегонакопления и свойства снежной толщи, а также по-разному удерживают влагу в почве, влияя таким образом на влагосодержание и теплофизические характеристики почвы.

Влияние растительного покрова (как теплоизолятора) на температурный режим и глубину сезонного протаивания или сезонного промерзания пород оценить даже качественно значительно труд-

нее, чем дать оценку влияния снега. Объясняется это тем, что растительный покров изолирует почву не только от охлаждения в зимнее время (как снег), но и от нагревания в течение всего лета. Суммарный эффект этих двух влияний зависит от разницы значений термических сопротивлений напочвенного покрова в зимнее и летнее время. В зимний период теплопроводность влажного органического материала при его промерзании, как правило, существенно повышается по сравнению с летними значениями. Кроме того, растительный покров может в зимний период уплотняться под действием тяжести снежной массы. В итоге термическое сопротивление напочвенного растительного покрова зимой ($R^{з}_{рп}$) обычно ниже такового в летний период ($R^{л}_{рп}$). Возможно и обратное соотношение этих величин — например, при иссушении покрова в предзимний период. Тепловое воздействие зимнего и летнего растительного покрова можно рассматривать раздельно. При этом справедлива зависимость (11.3), которая использовалась выше для определения сдвижки среднегодовой температуры в снежном покрове (Булдович, 2001). Тогда:

$$\Delta t^{з}_{п} = \frac{B_{з} R^{з}_{рп}}{T} \text{ и } \Delta t^{л}_{п} = \frac{B_{л} R^{л}_{рп}}{T},$$

где $\Delta t^{з}_{рп}$ и $\Delta t^{л}_{рп}$ — соответственно изменения среднегодовой температуры за счет действия зимнего и летнего растительных покровов.

Суммарный температурный эффект определится суммой этих воздействий. Учитывая, что при периодически установившемся режиме приход тепла в породы всегда равен расходу (т.е. $B_{з}=B_{л}=B$), суммарная сдвижка среднегодовой температуры в слое напочвенного покрова $\Delta t_{п}$ будет:

$$\Delta t_{рп} = \frac{B}{T}(R^{з}_{п} - R^{л}_{п}). \qquad (11.5)$$

Из этой зависимости видно, что в случае равенства термических сопротивлений в теплый и холодный периоды года тепловое воздействие собственно напочвенного покрова на среднегодовую температуру пород вообще не проявляется. Более характерной, как уже говорилось, является ситуация, когда $R^{з}_{п}<R^{л}_{п}$ и растительный покров оказывает охлаждающее воздействие на подстилающие породы ($\Delta t_{рп}<0$).

Однако следует иметь в виду, что напочвенный покров за счет сокращения амплитуды колебаний температур на поверхности пород всегда (независимо от соотношения величин $R^{з}_{рп}$ и $R^{л}_{рп}$) уменьшает величину теплооборотов в породах B, тем самым снижая отепляющее влияние одного из наиболее мощных температурообразующих факторов — снежного покрова.

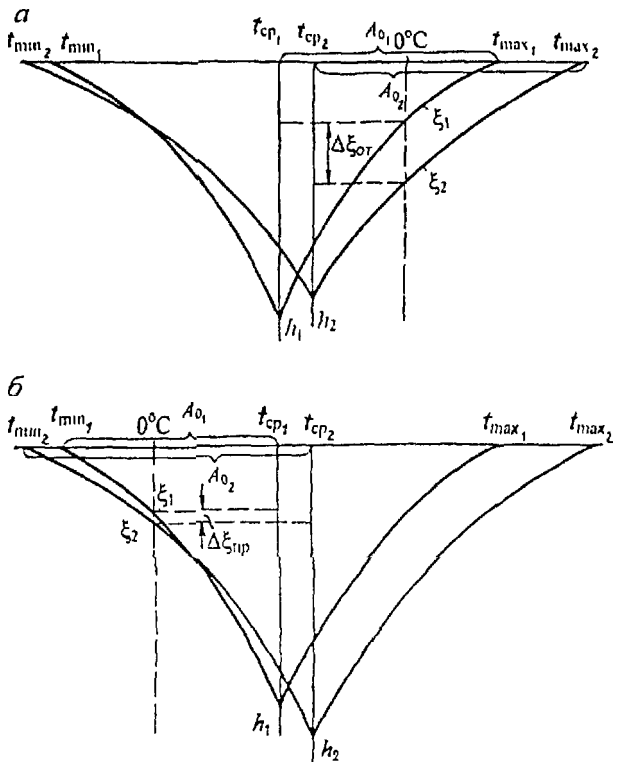


Рис 11.8. Схема влияния растительного покрова на глубину сезонного оттаивания (*а*) и промерзания (*б*) пород (*по С Ю Пармузину*)·

$t_{ср_1}$, A_{0_1}, ξ_1, h_1 — соответственно среднегодовая температура, амплитуда годовых колебаний температуры на поверхности, глубина сезонного оттаивания или промерзания, глубина распространения годовых колебаний температуры при наличии растительного покрова, $t_{ср_2}$, A_{0_2}, ξ_2, h_2 — те же характеристики при удалении растительного покрова, $\Delta\xi_{от}$, $\Delta\xi_{пр}$ — изменение глубины сезонного оттаивания и промерзания

В первом приближении можно сказать, что влияние растительного покрова на глубину сезонного протаивания в области многолетнемерзлых пород более значительно, чем на глубину промерзания в области немерзлых и талых пород (рис. 11.8). И в том, и в другом случаях снятие растительного покрова приводит к увеличению амплитуды годовых колебаний температуры, причем как за счет понижения t_{min}, так и за счет повышения t_{max} (в отличие от снега, который влияет только на t_{min}). Изменения $t_{ср}$ зависят от новых значений t_{min} и t_{max}. Если $\Delta t_{max} > |\Delta t_{min}|$, то очевидно, что $t_{ср}$ повышается. В области сезонного протаивания (см. рис. 11.8, *а*) и возрастание A_0, и повышение $t_{ср}$ способствуют увеличению $\xi_{от}$ (т.е. влияния суммируются). В области сезонного промерзания (см. рис. 11.8, *б*) увеличение A_0 способствует возрастанию $\xi_{пр}$, а повышение

$t_{ср}$ как бы компенсирует это влияние. В итоге $\xi_{пр}$ увеличивается незначительно, что хорошо видно на рис. 11.8. Однако известно, что в северных районах криолитозоны, где высота снега невелика (0,2—0,3 м), растительный покров оказывает отепляющее влияние, т.е. благодаря ему формируется более высокая среднегодовая температура пород, чем в районах, где растительность отсутствует. Но это не приводит к увеличению глубины протаивания, так как амплитуда колебаний температуры под растительностью всегда меньше, чем в случае ее отсутствия.

Лесная и кустарниковая растительность в связи с затеняющим эффектом снижает приток солнечной энергии к поверхности почвы, что способствует уменьшению летнего прогрева поверхности по сравнению с открытыми участками, задерживает снеготаяние. По данным теплобалансовых наблюдений, выполненных А.В.Павловым в районах Якутска, Игарки, пос. Сырдах, альбедо лесов криолитозоны меньше, чем открытых участков, эффективное излучение лесных и безлесных территорий в сумме за год существенно не различается, годовая сумма радиационного баланса леса превышает баланс безлесных участков.

Степень влияния лесной растительности на температурный режим грунтов тесно связана с геоботанической зональностью. Чем больше поверхность фитомассы леса, зависящая от высоты, густоты и сомкнутости основных его ярусов, тем меньше проникает солнечных лучей к поверхности почвы. Поэтому с увеличением сомкнутости крон в направлении с севера на юг роль лесов в формировании среднегодовой температуры пород существенным образом меняется. В редколесьях лесотундры, редкостойных лесах и кустарниках северной тайги сокращение притока радиации к поверхности почвы компенсируется уменьшением турбулентного теплообмена, а в условиях сильных ветров в них накапливается более высокий и рыхлый, чем на безлесных участках, снежный покров. В результате среднегодовая температура пород в северных лесах превышает температуру пород на безлесных участках.

С увеличением сомкнутости крон сокращение прихода радиации столь существенно, что уменьшение турбулентного обмена не может компенсировать его. При слабых ветрах, характерных для лесной зоны, высота снежного покрова (особенно в густых темнохвойных лесах) значительно меньше, чем на безлесных участках. Поэтому в средней, южной тайге и в области развития талых пород, т.е. на юге страны, лес является охлаждающим фактором. Это подтверждают режимные наблюдения в Сергиевом Посаде, где среднегодовая температура поверхности почвы в еловом лесу оказалась на 2°С ниже, чем на открытом участке. В Центральной Якутии разность среднегодовых температур пород в лесу и на открытом участке составляет 1—2°С. В Западной Сибири, вблизи южной

границы криолитозоны, острова мерзлых пород приурочены к смешанным и темнохвойным лесам с сомкнутостью крон 0,7—0,8.

Травяной покров в меньшей степени изменяет теплообмен и температурный режим поверхности почвы с атмосферой. Суммарное тепловое влияние травянистой растительности на $t_{ср}$ пород может быть как отепляющим, так и охлаждающим, но не превышает долей градуса. Также незначительно сокращается и амплитуда среднемесячных температур. Более существенным оказывается влияние напочвенных покровов (моховых, мохово-лишайниковых, лишайниковых, мохово-торфяных), вторые, являясь теплоизоляторами, препятствуют летнему прогреву почвы и вместе с тем уменьшают теплоотдачу с поверхности почвы зимой.

Отличительная особенность увлажненных естественных напочвенных покровов — существенное изменение их теплопроводности при переходе из талого состояния в мерзлое. По данным натурных наблюдений, коэффициент теплопроводности мохово-лишайниковых покровов в талом состоянии составляет 0,1—0,7 Вт/(м·К), что в 1,5—2 раза меньше, чем в мерзлом. Следовательно, способность моховых покровов задерживать поступающее в летнее время тепло на тот же порядок больше, чем способность препятствовать теплоотдаче зимой. Так, слой мха толщиной 2—3 см сокращает сумму летних температур в 1,5 раза и более. Зимой моховой покров из-за резкого увеличения коэффициента теплопроводности в значительно меньшей степени влияет на температурный режим грунтов. В среднем за зиму температура под мхами незначительно отличается от температуры на их поверхности. Чем больше толщина мохового покрова и чем меньше его влажность, тем большее влияние он оказывает на $t_{ср}$ пород. В зависимости от разницы коэффициентов теплопроводности моховых покровов в талом и мерзлом состояниях, продолжительности летнего и зимнего периодов, мощности снега и других, моховые покровы могут оказывать как охлаждающее, так и отепляющее влияние. При этом следует учитывать, что повышение среднезимней (и минимальной) и понижение среднелетней (и максимальной) температуры поверхности почвы в результате теплоизолирующего влияния моховых покровов в годовом аспекте всегда приводят к резкому сокращению амплитуды температур. Моховые покровы мощностью 15—20 см сокращают амплитуду температур на 5—6°С и приводят к уменьшению глубин сезонного протаивания грунтов в 2—4 раза по сравнению с оголенной поверхностью

Отдельно следует остановиться на *влиянии торфяного покрова* на формирование температурного режима грунтов. Как показывают исследования, среднегодовая температура грунтов на торфяниках ниже, чем на участках, сложенных минеральным грунтом. Вблизи южной границы криолитозоны торф мощностью 0,1 м понижает $t_{ср}$ пород на 0,5—1°С. Поэтому здесь даже при положительной сред-

негодовой температуре поверхности торфа подстилающие грунты могут находиться в мерзлом состоянии. На равнинных территориях Западной Сибири, Европейского Севера наиболее южные острова мерзлых пород приурочены, как правило, к торфяникам. Мощность мерзлых толщ на юге криолитозоны на торфяниках больше, чем в минеральных грунтах. Коэффициент теплопроводности торфа в талом состоянии изменяется в пределах 0,23—0,93 Вт/(м·К), в мерзлом — 0,93—1,28 Вт/(м·К). При увеличении влажности торфа различие коэффициентов теплопроводности в талом и мерзлом состоянии возрастает и способность предохранять подстилающие грунты от летнего прогрева становится больше, чем способность препятствовать теплоотдаче зимой, т.е. охлаждающее влияние увеличивается.

Для приближенной количественной оценки теплового влияния напочвенных покровов (мохового, торфяного, дернового, снежного и других как естественных, так и искусственно создаваемых покровов), проявляющихся преимущественно в качестве дополнительного слоя теплоизоляции на поверхности пород, существует ряд различных расчетных схем и формул. Для примера можно привести одну из них, которая позволяет рассчитать изменение среднегодовой температуры воздуха $\Delta t_{ср_в}$ и сокращение годовой амплитуды колебания температур воздуха $\Delta A_в$ за счет воздействия различного рода напочвенных покровов, существующих в течение теплого $\tau_л$ или холодного $\tau_з$ периодов или в течение всего года T. При этом принимается, что фазовые переходы в покровах отсутствуют. При выводе расчетной формулы годовой синусоидальный (или приведенный к синусоидальному) ход изменения температуры на поверхности покрова (с периодом T, среднегодовой температурой $t_{ср}$ и амплитудой $A_в$) разбивается на два условных гармонических колебания температуры, происходящих около 0°С с периодами $2\tau_л$ и $2\tau_з$ и с амплитудами колебания летних и зимних температур равных соответственно $A_{в_л}$ и $A_{в_з}$ (рис. 11.9). Используя в дальнейшем закон Фурье, находим для этих двух условных синусоид сокращение амплитуды колебания температур за счет напочвенного покрова соответственно за теплый $\Delta A_л$ и холодный $\Delta A_з$ периоды года:

$$\Delta A_л = A_{в_л}\left(1 - e^{\sqrt{\frac{\pi}{K_т 2\tau_л}}}\right), \quad A_{в_л} = A_в + t_{ср_в}; \tag{11.6}$$

$$\Delta A_з = A_{в_з}\left(1 - e^{\sqrt{\frac{\pi}{K_н 2\tau_з}}}\right), \quad A_{в_з} = A_в - t_{ср_в}; \tag{11.7}$$

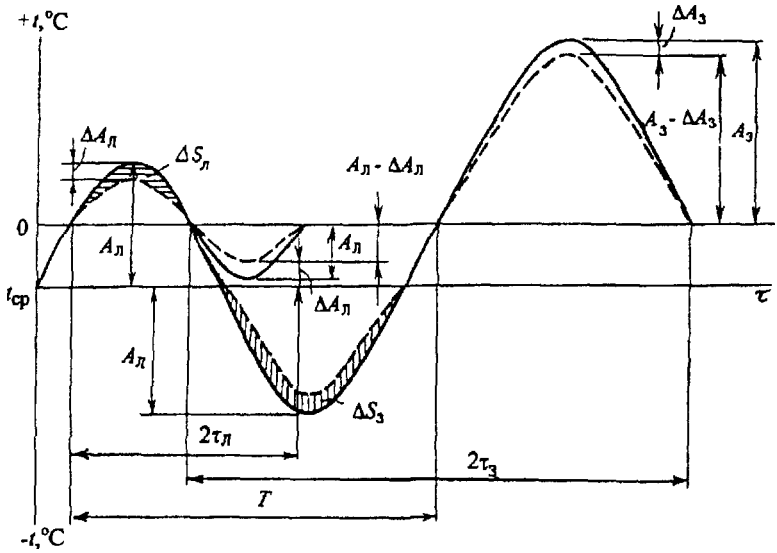


Рис 11 9 Схема разложения хода температур на поверхности покрова (приведенного к гармоническому) на два простых гармонических колебания с периодами, равными удвоенной продолжительности холодного $2\tau_з$ и теплого $2\tau_л$ периодов года

где z — мощность покрова; $K_т$ и $K_м$ —коэффициенты температуропроводности исследуемого напочвенного покрова соответственно в талом и мерзлом состояниях; $\tau_л$ и $\tau_з$ — продолжительность существования соответственно положительных (за теплый или летний период года) и отрицательных (за холодный или зимний период года) температур воздуха При расчете $A_{в_л}$ и $A_{в_з}$ значение $t_{ср_в}$ берется с учетом знака.

Зная значения $\Delta A_л$ и $\Delta A_з$, представляется несложным с использованием площадей $\Delta S_л$ и $\Delta S_з$ найти истинное сокращение годовой амплитуды $\Delta A_в$ и изменение среднегодовой температуры воздуха $\Delta t_{ср_в}$, осуществляемое напочвенным покровом:

$$\Delta A_в = \frac{\Delta A_л \tau_л + \Delta A_з \tau_з}{T}; \qquad (11\ 8)$$

$$\Delta t_{ср_в} = \frac{\Delta A_л \tau_л - \Delta A_з \tau_з}{T} \frac{2}{\pi}. \qquad (11.9)$$

Предлагаемые зависимости для расчета $\Delta A_в$ и $\Delta t_{ср_в}$ показывают, что напочвенные покровы всегда уменьшают амплитуду колебания температуры, тогда как изменение значения среднегодовой температуры $\Delta t_{ср_в}$ может быть как положительным (охлаждающее влияние), так и отрицательным (отепляющее влияние) в зави-

симости от того, какое из воздействий является преобладающим: охлаждающее летом ($\Delta A_л \tau_л$) или отепляющее зимой ($\Delta A_з \tau_з$). В случае существования покрова в течение не всего года, а лишь во время теплого или холодного периода года, что характерно, например, для снежного покрова, формулы (11.8) и (11.9) упрощаются, поскольку член $\Delta A_л \tau_л$ становится равным нулю.

Используя зависимости (11.8) и (11.9), можно осуществить переход от среднегодовых температур $t_{ср_в}$ и амплитуд колебания температур $A_в$ воздуха (которые измеряют на метеостанциях на высоте 2 м) к значениям $t_{ср}$ и A, существующим на дневной поверхности. Для этого достаточно в наиболее теплый месяц лета и в наиболее холодный месяц зимы определить различие в среднемесячных (или среднедекадных) значениях температуры на высоте 2 м и на дневной поверхности, т.е., по существу, опытным путем найти значения $\Delta A_л$ и $\Delta A_з$ и, подставив в выражения (11.8) и (11.9) величины $\tau_л$ и $\tau_з$, вычислить значения $\Delta A_в$ и $\Delta t_{ср_в}$ при переходе от двухметровой высоты к дневной поверхности. Подобным образом может быть учтено влияние на температурный режим дневной поверхности высоты, экспозиции местности и крутизны склонов.

Влияние заболоченности и водного покрова. Влияние заболоченности на температурный режим пород во многом определяется общей климатической обстановкой и стадией развития болот. До тех пор, пока поверхность болот частично покрыта водой, хорошо пропускающей коротковолновое излучение и задерживающей длинноволновую радиацию, среднегодовая температура болот выше, чем на прилегающих участках.

По мере эволюции болот в результате нарастания мхов и пучения промерзающих грунтов отдельные их участки выходят из-под воды, осоково-пушицевые ассоциации сменяются моховыми, формируются кустарники. Отепляющее влияние снега на этих участках сокращается вследствие уменьшения его мощности и влажности торфяных отложений. Это приводит к понижению среднегодовой температуры грунтов на повышенных участках по сравнению с пониженными. В дальнейшем под воздействием осушения болот в результате поднятия поверхности торфяника сфагновые мхи постепенно отмирают и их место занимают лишайники. Среднегодовые температуры грунтов на этих участках, как правило, значительно ниже, чем на окружающей территории. Вблизи южной границы криолитозоны бугристые торфяники — индикатор наличия многолетнемерзлых пород.

Таким образом, в зависимости от стадии развития болота могут оказывать как отепляющее, так и охлаждающее влияние на многолетнемерзлые и талые породы.

Температурный режим пресных бессточных водоемов зависит от их глубины. В том случае, если глубина озера $H_в$ превышает

максимальную мощность льда $H_л$, которая в самых суровых условиях не превышает 2—2,5 м, то донные отложения круглогодично находятся в немерзлом состоянии. При этом в зависимости от размеров озера и среднегодовой температуры грунтов на прилегающих участках под водоемом образуется либо сквозной талик (если ширина озера превышает удвоенную мощность мерзлых толщ), либо несквозной

Водоем глубиной $H_в$ меньшей, чем возможная в данном районе толщина льда, промерзает до дна, и донные отложения могут иметь как положительную, так и отрицательную среднегодовые температуры. Существует такая глубина водоема (рис. 11.10), при которой среднегодовая температура донных отложений будет равна 0°С. Эта глубина названа В.А.Кудрявцевым критической $H_{кр}$. При глубине водоема $H_в$, меньшей, чем критическая ($H_в < H_{кр}$), среднегодовая температура донных отложении ниже 0°С и они находятся в многолетнемерзлом состоянии. Летом они оттаивают на некоторую глубину, т.е. наблюдается сезонное протаивание донных отложений. При глубинах водоемов, лежащих в диапазоне от критической $H_{кр}$ до глубины, равной максимальной мощности льда $H_л$, т. е. при $H_{кр} < H_в < H_л$, среднегодовая температура на поверхности донных отложений будет положительная, но в зимний период они промерзают на некоторую глубину. В данном случае будет наблюдаться сезонное промерзание донных отложений. Критическая глубина водоема определяется в основном климатическими характеристиками (температурой воздуха, мощностью снежного покрова). Поэтому в связи с зональностью климатических характеристик зональна и критическая глубина водоемов. Так, по данным расчетов в Западной Сибири, вблизи южной границы области распространения многолетнемерзлых пород $H_{кр}$ составляет 0,2—0,3 м. К северу $H_{кр}$ закономерно возрастает и на полуостровах Ямал, Гыдан достигает 1,6 м.

Если допустить, что глубина водоема $H_в$ соизмерима с максимальной толщиной льда $H_л$, то температурный режим донных отложений можно определить, используя схему В.А.Кудрявцева (см. рис. 11.10). На этом рисунке t_{min} и $t_{ср}$ обозначают распределение соответственно минимальных (зимних) и среднегодовых температур в ледяном покрове, а t_{max} — максимальная температура воды в водоеме летом, которая в грубом приближении для неглубоких северных озер принимается одинаковой (вследствие конвективного перемешивания) по глубине водоема. Исходя из этой схемы, сред-

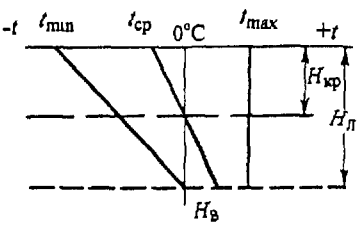


Рис. 11.10 Схема распределения минимальных, максимальных и среднегодовых температур в водоеме

негодовая температура поверхности донных отложений на глубине водоема ($H_в$) равна:

$$t_{ср}={}^1/_2[t_{max}+1(1-H_в/H_л)t_{min}]. \quad (11.10)$$

Очевидно, что основным, недостатком этого метода является неучет тепловых характеристик процесса промерзания донных отложений, хотя известно, что влияние любых покровов на температурный режим пород зависит от уровня годового теплообмена в последних. В расчетной схеме используется температурный режим на поверхности льда, что предлагает отдельное определение отепляющего влияния снежного покрова, которое в действительности также зависит от теплооборотов в подстилающей системе лед—вода—грунт.

Температурный режим донных отложений под солеными озерами может не подчиняться указанным выше закономерностям, поскольку соленые воды, являясь более тяжелыми, погружаются вниз и охлаждаются, не замерзая при отрицательных температурах. В таких случаях даже в летнее время температура на дне сильно минерализованных озер может быть отрицательной. В результате под такими солеными озерами, а также на мелководьях у побережий северных морей наблюдаются многолетнемерзлые или морозные донные отложения, хотя над ними может располагаться соленая вода в жидком виде, характеризующаяся отрицательной температурой.

Влияние конвективных потоков воды и воздуха. Горные породы могут изменять свою температуру не только при кондуктивной передаче тепла, но и в результате его конвективного переноса фильтрующейся водой или воздушными потоками. Поступление в породы теплых или холодных воздушных или водяных потоков может приводить к их отеплению или охлаждению не только в результате выравнивания теплосодержания конвективных потоков и горных пород, но и за счет тепла, выделяющегося при фазовых превращениях влаги (замерзания—оттаивания, испарения—конденсации, сублимации—аблимации).

Наиболее часто в природных условиях перенос тепла в породу происходит вследствие инфильтрации поверхностных вод и прежде всего атмосферных осадков. Интенсивность этого процесса зависит от количества инфильтрующихся осадков, их температуры, мощности, фильтрационных и теплофизических свойств слоя сезонного промерзания и протаивания. Для количественной оценки повышения среднегодовой температуры пород $\Delta t_{ср}$ на подошве слоя сезонного промерзания (протаивания) за счет инфильтрующихся летних осадков В.А.Кудрявцевым (1976) была предложена приближенная формула:

$$\Delta t_{ср} = \frac{V t_{ос} \xi \ C_в}{\lambda_{пр} T}, \qquad (11.11)$$

где V *— количество летних осадков, инфильтрующихся в грунт,* кг/м^2, $t_{ос}$ — их среднелетняя температура, °С; ξ — глубина сезонного промерзания или протаивания, м; T — время (год = 8760 ч); $\lambda_{пр}$ —приведенный коэффициент теплопроводности, равный осредненному (средневзвешенному за год) значению коэффициентов в их мерзлом $\lambda_м$ *и талом* $\lambda_т$ *состояниях,* кДж (м·ч·°С); $C_в$ — удельная теплоемкость воды, кДж/кг·°С.

По данным расчетов, инфильтрация летних атмосферных осадков может приводить к повышению среднегодовой температуры грунтов на 1,5—2°С Причем этот эффект будет наибольшим на участках, сложенных грубодисперсными грунтами с высокими коэффициентами фильтрации. Наличие растительного покрова резко уменьшает инфильтрацию осадков в грунт Как правило, на этих участках роль инфильтрации в формировании среднегодовых температур грунтов не превышает десятых долей градуса.

Значительную роль в формировании среднегодовых температур пористых рыхлых и трещиноватых коренных пород могут играть и конвективные токи воздуха. В таких породах происходит постоянный обмен газами с атмосферой, вызываемый колебаниями давлений и температур воздуха у поверхности почвы Процесс при этом идет следующим образом: холодный атмосферный воздух вытесняет более теплый и легкий из полостей пород и охлаждает последние. Такого рода зимняя вентиляция очень заметна в шахтах и штольнях и действует в скважных породах, интенсивно охлаждая их на значительную глубину.

В районах с широким развитием крупнообломочных отложений дополнительным отепляющим фактором служит конденсация водяных паров Так, в южной части криолитозоны влияние конденсации водяных паров на повышение $t_{ср}$ пород может достигать 2—5°С, иногда более, в северной — это влияние уменьшается.

Температурный режим грунтов и глубины сезонного промерзания и протаивания существенно изменяются при хозяйственном освоении территории. В крупных городах создается свой микроклимат, изменяются температурный режим воздуха, направление и скорость ветра, условия испарения и т д. В процессе освоения территории резко изменяются характер растительного покрова, условия снегонакопления, происходит осушение или заболачивание поверхности, создаются искусственные водоемы Наиболее существенные изменения температурного режима грунтов происходят при воздействии тепловыделяющих сооружений. При этом влияние хозяйственной деятельности человека на температурный

режим и глубины сезонного промерзания и протаивания пород неуклонно возрастает в результате освоения северных и дальневосточных регионов. В связи с этим возникает необходимость давать научно обоснованный прогноз изменения температурного режима и глубин сезонного промерзания и протаивания пород, а при необходимости — составлять проект по целенаправленному изменению этих характеристик, т.е. по управлению процессом сезонного промерзания и протаивания. Такие задачи могут быть выполнены только на основе знания закономерностей формирования и развития процесса сезонного промерзания и протаивания, рассмотренных в данной главе.

ГЛАВА 12 ФОРМИРОВАНИЕ МОЩНОСТИ И ТЕМПЕРАТУРНОГО РЕЖИМА МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

12.1. Современные представления о формировании и развитии многолетнемерзлых толщ горных пород

Современные представления о развитии многолетнемерзлых толщ сложились не сразу. В 30-х годах в работах М.И.Сумгина обосновывалась *теория деградации* (*потепления*, *оттаивания*, отступания к северу) вечной мерзлоты. Сравнив суровый климат ледниковых эпох с более теплым современным климатом, М И.Сумгин сделал вывод о том, что многолетнемерзлые толщи пород, образовавшиеся одновременно с покровными глетчерами, должны были в последующем оттаивать, отступая к северу, т.е. деградировать. В подтверждение этому им приводились фактические данные, доказывающие смещение к северу южной границы мерзлоты. Однако такими исследователями, как С.Г.Пархоменко, П.И.Колосков, П.Н.Каптерев, Д.В.Редозубов и другими в разных районах страны были обнаружены факты новообразования мерзлоты, понижения температуры мерзлых пород и увеличения их мощности. В противоположность *М.И.Сумгину* они придерживались другой теории — *аградационной*, т.е. полагали, что в настоящее время идет процесс наступания мерзлоты. Согласно их представлениям, вечная мерзлота является результатом

современного (последние 3—5 тыс. лет) теплообмена в системе «атмосфера—литосфера». Эти две точки зрения на протяжении 10—15 лет были антагонистичны, и только в фундаментальных работах В.А.Кудрявцева (1953—1963 гг.), посвященных разработке основ современной теории развития мерзлых толщ, эти точки зрения нашли свое правильное толкование.

В.А.Кудрявцевым в многочисленных работах, начиная с 1954 г., было показано, что тепловое состояние многолетнемерзлых пород зависит от теплообмена через поверхность земли, характер которого между атмосферой и верхними слоями литосферы определяется:

1) составом и свойствами горных пород и протекающими в них процессами;
2) количеством прямого или трансформированного солнечного тепла, поступающего к поверхности земли;
3) особенностями поверхности земли, воспринимающей лучистую и тепловую энергию;
4) количеством тепла, поступающего к поверхности из недр земли.

Характер и условия теплообмена крайне динамичны. Толщи мерзлых горных пород, их образование, развитие, переход в талое состояние и все их характеристики (распространение, залегание, состав, строение и сложение, температурный режим) непрерывно изменяются вместе с изменением комплекса природных условий, влияющих на ход теплообмена между атмосферой и верхними слоями литосферы. Таким образом, динамика и история развития криосферы Земли тесным образом связаны с историей палеогеографического и геологического развития охватываемых ею регионов материков и океанов.

Периодические изменения теплообмена пород через поверхность земли определяют динамику температурного поля верхних слоев литосферы. При переходе температуры через 0°С начинается многолетнее промерзание горных пород. Колебания климата, различные по амплитуде и длине периода, по-разному распространяются в верхних слоях литосферы. Известно, что суточные колебания температуры распространяются на несколько десятков сантиметров, годовые — до 15—25 м; 30—40-летние — на 40—70 м; 300-летние — на 100—150 м и т.д. Длина периода колебаний температуры изменяется в широких пределах — от суток до тысяч и сотен тысяч лет. Поэтому глубина распространения тепловых волн в горных породах, а следовательно, и мощность зон с отрицательной температурой будут определяться длиной периода колебаний Верхние граничные условия, позволяющие анализировать с теплофизических позиций условия возникновения и динамики мерзлых толщ, выражаются через следующие параметры: средняя

многолетняя температура на поверхности мерзлой толщи $t^{мн}_{ср}$, амплитуда колебаний температуры на этой поверхности $A_{мн}$, а также период многолетних колебаний температур $T_{мн}$.

Ход изменения температуры на поверхности мерзлой толщи за многолетний период представляет собой весьма сложную суммарную кривую, складывающуюся из колебаний температуры с более короткими периодами Чтобы показать сложность температурных условий на поверхности, можно осуществить (в качестве грубого примера) наложение всего лишь трех разнопериодных температурных колебаний друг на друга (рис 12 1), хотя реальные температурные кривые поверхности оказываются гораздо сложнее. При этом, как следует из рис. 12.1 (кривые IV), на фоне общего повышения температуры, вызванного 300-летними колебаниями, может наблюдаться и повышение и понижение температуры поверхности, что определяется колебаниями с меньшими периодами.

В верхних слоях литосферы наблюдается множество периодических колебаний температуры с различными периодами и амплитудами, начиная от суточных и годовых до многолетних: $T_{мн_1}$ = 11 лет, $T_{мн_2}$ = 40 лет, $T_{мн_3}$ = 300 лет, $T_{мн_4}$ = 1800 лет и далее с периодами в десятки и сотни тысяч лет. Некоторые из этих колебаний, по-видимому, могут быть обусловлены причинами астрономической природы, другие — периодическими изменениями геологической среды и географической обстановки в ходе естественного развития Земли. Так, в работе М.Миланковича «Математическая теория колебаний климата» показано, что если использовать в качестве одной из причин этого процесса периодическое прецессионное изменение положения оси вращения Земли и происходящее при этом периодическое изменение ее среднего альбедо, то в четвертичном периоде на фоне одной общей волны похолодания с периодом $T_{мн} = n \cdot 100$ тыс. лет можно обнаружить четыре минимума, соответствующие четырем оледенениям в северном полушарии, и три относительных максимума между ними, представляющих межледниковья и термический послеледниковый максимум. В целом же в настоящее время большинством исследователей принимается существование многолетних колебаний условий теплообмена на поверхности литосферы с относительно короткими (до нескольких сотен лет), средними (от нескольких сотен до нескольких тысяч лет) и длинными (от нескольких тысяч до десятков и сотен тысяч лет) периодами.

При распространении этих колебании в горных породах, как известно из первого закона Фурье (см. 2 1), наблюдается затухание (сокращение) амплитуды $A_{мн}$ с глубиной и из второго закона Фурье — запаздывание фазы колебаний температуры пород во времени. При этом чем меньше период колебаний температуры

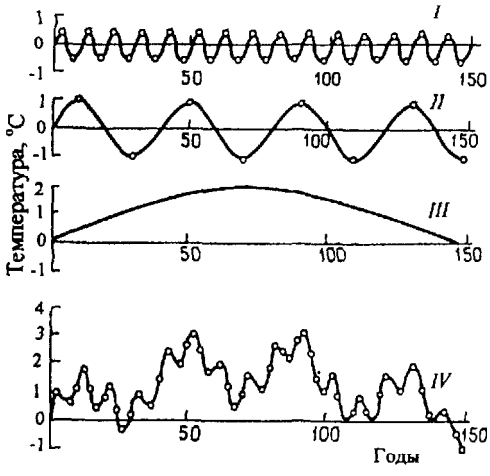


Рис 12 1 Колебания температуры поверхности с периодами и амплитудами (*по В А Кудрявцеву*)·

I — T_1 = 10 лет, A_1=0,5°С, *II* — T_2 = 40 лет, A_2=1°С, *III* — T_3 = 300 лет, A_3=2°С, *IV* — результирующая кривая при их наложении друг на друга

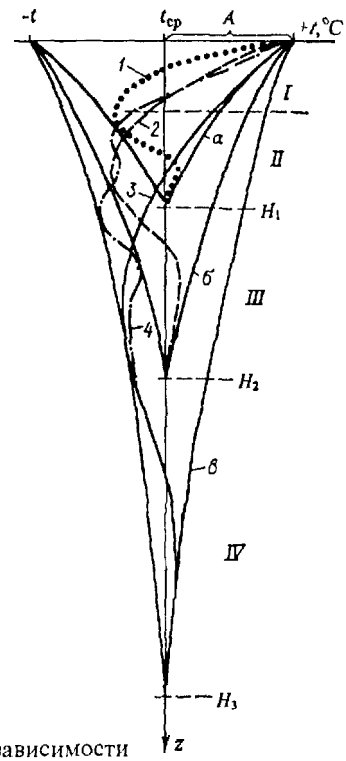


Рис 12 2 Затухание амплитуд с глубиной в зависимости от периода колебаний температур

1 — T_1 = 10 лет, *2* — T_2 = 40 лет, *3* — T_3 = 300 лет, *4* — суммарная температура пород, *а, б, в* — огибающие колебаний температур с различными периодами

$T_{мн}$, тем быстрее происходит затухание амплитуды, т.е., согласно третьему закону Фурье, колебания распространяются на тем меньшую глубину, чем меньше период $T_{мн}$ Следовательно, в соответствии с законами Фурье, с продвижением в глубь пород колебания с более короткими периодами будут постепенно исключаться (исчезать), а ниже будут наблюдаться колебания со все более длинными периодами, что наглядно иллюстрируется на рис. 12.2. Действительно, в слое I накладываются четыре колебания температуры — сезонное (за 1 год) и последующих трех периодов; в слое II годовые колебания температуры не прослеживаются, а происходит наложение друг на друга 10-, 40- и 300-летних колебаний; в слое III уже существуют лишь 40- и 300-летние колебания температуры; в слое IV — только колебания температуры с еще более длинными периодами $T_{мн}$ = 300 лет и более. На одной и той же глубине в разные моменты времени могут наблюдаться как повышение, так и понижение (см рис 12 2, кривая IV) температуры,

связанные с проникновением на эту глубину либо теплой, либо холодной части суммарной температурной волны. Другими словами, в одном и том же пункте на разных глубинах могут одновременно существовать и деградационные и аградационные направления в развитии мерзлых толщ. Такой анализ позволил В.А.Кудрявцеву показать, насколько существенно такие колебания могут нарушать, например, общую закономерность увеличения мощности мерзлых толщ при движении с юга на север (рис. 12.3). Предположим, что колебания с периодом $T^1_{мн}$ = 10 лет вызывают деградацию мерзлых толщ, а колебания с периодами $T^2_{мн}$ = 40 лет и $T^3_{мн}$ =300 лет — соответственно аградацию и деградацию, причем влияние 40-летних колебаний сильнее, чем 300-летних. С учетом этого в первом слое в результате наложения колебаний температуры с разными периодами и фазами (два деградационных влияния и одно аградационное) будет преобладать деградационная тенденция развития, приводящая к сокращению мощности многолетнемерзлых пород. Во втором слое колебания с $T^1_{мн}$ = 10 лет не проявляются, а будут работать 40-летние (аградационные) и 300-летние (деградационные), которые в сумме приводят к преобладанию процесса аградации, т.е. к увеличению мощности мерзлой толщи. В последний (третий) слой проникает только колебание с 300-летним периодом, которое и обеспечивает деградационную тенденцию в развитии мерзлой толщи с уменьшением ее мощности. В итоге вместо условно линейного увеличения мощности многолетнемерзлых горных пород с юга на север, показанного на рис. 12.3 линией *AB*, получается специфический характер кривой изменения мощности мерзлых толщ с юга на север, изображенный пунктирной линией. Из рисунка также следует, что в различных пунктах местности при движении с юга на север можно обнаружить чередование процессов деградации и аградации мерзлоты.

Все вышеизложенное указывает на относительность понятий аградации и деградации мерзлых толщ безотносительно времени,

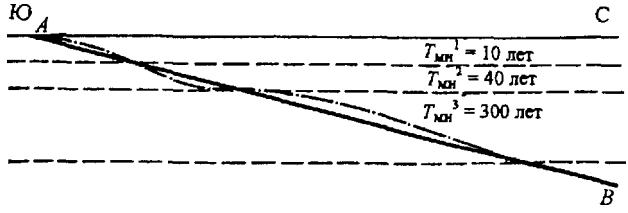


Рис. 12.3. Схема возможных изменений мощности мерзлых толщ с юга на север при наложении колебаний температур различных периодов (*по В.А.Кудрявцеву*)

глубины от поверхности и пункта местности. Процессы аградации и деградации мерзлых толщ необходимо рассматривать для определенных точек поверхности и глубин и относить их к определенным отрезкам времени и периодам колебаний.

Таким образом, как показано В.А.Кудрявцевым, развитие многолетнемерзлых пород — это результат непрерывного сложного процесса наложения большого числа колебаний температуры на поверхность земли с различными периодами и амплитудами и их распространения в глубь горных пород, зависящего от всего комплекса геологических и географических факторов и условий.

12.2. Влияние граничных условий на формирование мощности и температурного режима толщ мерзлых пород

Глубина многолетнего промерзания $\xi_{мн}$ или мощность многолетнемерзлой толщи, сформировавшейся в результате гармонических колебаний температуры на ее поверхности, определяется верхними ($T_{мн}$, $A_{мн}$, $t^{мн}_{ср}$) и нижними (g) граничными условиями, а также литологическими особенностями — теплопроводностью λ, теплоемкостью Q и влажностью пород W:

$$\xi_{мн}=f(A^{мн}_{ср},\ t^{мн}_{ср},\ T_{мн},\ \lambda,\ C,\ Q_{ф},\ g). \qquad (12.1)$$

Из этой зависимости следует, что формирование мощности многолетнемерзлых толщ горных пород во многом оказывается аналогичным, но не идентичным закономерностям процесса сезонного промерзания пород. При сходстве теплофизических закономерностей формирования сезонно- и многолетнемерзлых толщ пород развитие последних зависит от более сложного взаимодействия комплекса геологических и географических условий. Как следует из зависимости (2.36), глубина многолетнего промерзания оказывается прямо пропорциональной периоду колебания: $\xi_{мн} \vdots \sqrt{T}$, т.е. возрастает с увеличением длительности периода колебаний. Эта зависимость сохраняется при любых изменениях всех других параметров ($Q_{ф}$, $A_{мн}$, $t^{мн}_{ср}$, λ, C). При этом, как и в случае сезонного промерзания пород с T, равным 1 году, собственно процесс многолетнего промерзания обычно длится в течение третьей части периода ($\tau \approx 1/3T$). Для примера можно привести результаты расчета на гидроинтеграторе многолетнего промерзания верхних слоев литосферы при следующих условиях: $T_{мн}$ = 100 тыс. лет, $A_{мн}$ =6°С, $t^{мн}_{ср}$=0°С, g=0,01°С/м, λ = 2,89 кДж/(м·ч·°С), $Q_{ф}$= 99 219 кДж/м^3 (рис. 12.4).

Полученные данные показывают, что мощность мерзлой толщи, формирующейся за счет 100 000-летних колебаний при указанных значениях теплофизических коэффициентов и влажности,

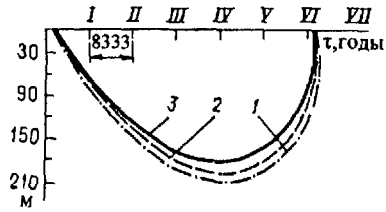


Рис. 12.4. График изменения глубины промерзания горных пород во времени при 100 000-летних колебаниях температуры на поверхности (*по В.А.Кудрявцеву*):

1—3 — влажность *W*, соответственно равная 10, 15 и 20%

составляет от 180 до 210 м. На полное промерзание этих толщ требуется время порядка 33 тыс. лет. Скорость промерзания, т.е. скорость продвижения нижней границы многолетнемерзлой толщи, составляет в начале процесса первые сантиметры в год, а в конце промерзания — доли сантиметра в год. При фазовых переходах воды, содержащейся в породах, скорость промерзания на два—три порядка ниже, чем скорость проникновения температурной волны в толщу мерзлых пород, где фазовые переходы отсутствуют. Как отмечалось ранее, температурная волна с периодом $T = 300$ лет в сухих породах достигает глубины порядка 180 м, а промерзание такой же по мощности толщи влажных пород осуществляется за 33 тыс. лет при периоде колебаний $T = 100$ тыс. лет.

Влияние амплитуды $A_{мн}$ и средней за период $T_{мн}$ температуры $t_{мн}$ на глубину многолетнего промерзания пород с теплофизических позиций аналогично влиянию их на сезонное промерзание и протаивание.

Увеличение амплитуды колебания температур на поверхности $A_{мн}$ мерзлой толщи при фиксированном значении средней за период колебания температуры $t_{мн}$ приводит к более глубокому многолетнему промерзанию пород и формированию мерзлых толщ большой мощности (рис. 12.5). Приведенные на схеме зависимости мощности многолетнемерзлых толщ от изменения амплитуды температур получены В.А.Кудрявцевым расчетным путем с использованием формулы (2.46) и вычислений на ЭВМ при следующих входных параметрах: $T_{мн} = 100$ тыс. лет; $g = 0{,}01$ °С/м; $t_{мн} = 1$°С; $\lambda = 2{,}89$ кДж(м·ч·°С); $Q_ф = 52\,375$ кДж/м^3. Согласно расчетам увеличение $A_{мн}$ на каждые 2°С в диапазоне амплитуд от 2 до 8°С приводит к нарастанию мощности мерзлой толщи соответственно на 43, 28 и 23 м.

Зависимость изменения мощности мерзлой толщи $\xi_{мн}$ от средней за период колебания температуры $t_{мн}$ также получена В.А.Кудрявцевым расчетным путем (рис. 12.6) при тех же значениях входных параметров, что и на рис. 12.4. При прочих равных условиях максимальная мощность мерзлой толщи оказалась равной: при $t_{мн} = 0$°С $\xi_{мн} = 130$ м; при $t_{мн} = 2$°С $\xi_{мн} = 90$ м; при $t_{мн} = 4$°С $\xi_{мн} = 45$ м. Таким образом, при увеличении среднемноголетней температуры на каждые два градуса в диапазоне при $t_{мн}$ от 0 до 4°С происходит сокращение мощности мерзлой толщи соответственно на 40 и 45 м.

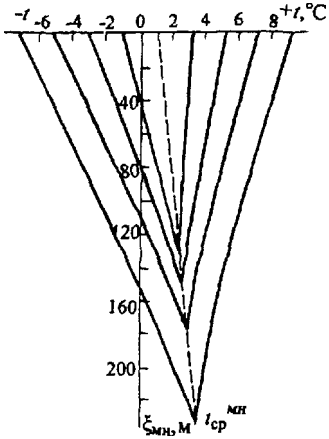


Рис. 12.5. Изменение мощности толщ многолетнемерзлых пород в зависимости от амплитуды многолетних колебаний температуры на поверхности при $t_{ср}^{мн} = 1°C$ (*по В.А.Кудрявцеву*)

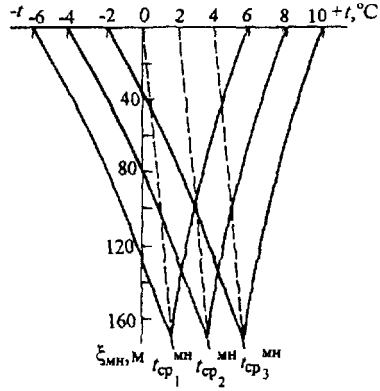


Рис. 12.6 Изменение мощности многолетнемерзлых толщ в зависимости от средней температуры пород за многолетний период колебаний температуры на поверхности (*по В.А Кудрявцеву*)·

1—3 — огибающие многолетних колебаний температур при $t_{ср}^{мн}$ соответственно 0, 2 и 4°С

Однако средняя за период колебания температура $t_{мн}$ на поверхности мерзлых пород сказывается не только на изменении мощности мерзлых толщ и их температурного режима, но в зависимости от знака и величины $t_{мн}$ и на формировании различных типов многолетнемерзлых толщ горных пород. Действительно, по соотношению средних $t_{мн}$, максимальных t_{max} и минимальных t_{min} температур на поверхности многолетнемерзлых пород за период $T_{мн}$ возможны, по В.А.Кудрявцеву, три типичных случая формирования многолетнемерзлых толщ (рис. 12.7, *I*): 1) $t_{мн} < 0°C$ и $A_{мн} < t_{мн}$; 2) $t_{мн} < 0°C$ и $A_{мн} > t_{мн}$; 3) $t_{мн} > 0°C$ и $A_{мн} > t_{мн}$.

В первом случае, когда $t_{max} < 0°C$, образуются многолетнемерзлые толщи, существующие в течение всего периода колебания с изменяющейся за этот период глубиной их нижней поверхности в пределах $b_1—b_2$, (см. рис. 12.7, *II*, *а*). Такой тип распространен в суровых климатических условиях северной геокриологической зоны, характеризующейся мощными, а потому весьма устойчивыми, многолетнемерзлыми толщами. Во втором случае (см. рис. 12.7, *II*, *б*), когда $t_{max} > 0°C > t_{мн}$, образуются и развиваются многолетнемерзлые толщи с эпизодически возникающим в течение части периода T слоем многолетнего протаивания в пределах $a_1—a_2$ и с периодически изменяющейся глубиной нижней границы в пределах $b_1—b_2$. Они характерны для зон распространения мерзлых толщ со средними температурами от 0 до —2°С. В третьем случае, когда $t_{min} < 0°C < t_{мн}$, развиваются периодически возникающие

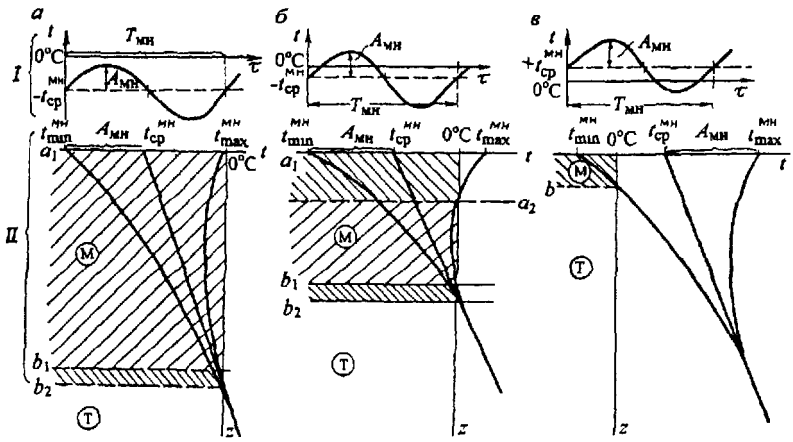


Рис. 12.7 Схема периодического изменения положения верхней и нижней границ многолетнемерзлой толщи при периодических изменениях температуры и различных значениях средних $t_{ср}$, максимальных t_{max} и минимальных t_{min} температур на поверхности (*по В.А.Кудрявцеву*)

(в течение части периода $T_{мн}$) многолетнемерзлые толщи в пределах слоя *а—b* (см. рис. 12.7, *II, в)*. Этот случай характерен для южной зоны распространения мерзлых пород со среднегодовыми температурами, близкими к 0°С.

При многолетнем промерзании горных пород, протекающем в течение длительного времени, существенно возрастает роль величины теплопотока из недр Земли и, следовательно, геотермического градиента в талых породах, подстилающих мерзлые.

Нижние граничные условия в значительной мере определяют режим движения нижней границы мерзлых толщ за счет соотношения потоков тепла по обе стороны границы раздела b_2, т. е. за счет теплового потока $Q_т$, приходящего к этой границе из нижележащих талых пород, и теплового потока $Q_м$, отводимого от этой границы через мерзлые породы (рис. 12.8). Температура на самой границе раздела «талая—мерзлая порода» оказывается всегда фиксированной и равняется 0°С. В том случае, когда $Q_м > Q_т$, происходят охлаждение и промерзание нижележащих талых пород. Граница многолетнего промерзания (b_1—b_2) при этом движется вниз. Если же $Q_м < Q_т$, то происходят нагревание и оттаивание вышерасположенных мерзлых пород и нижняя граница многолетнемерзлых толщ b_2 подвигается вверх. При равенстве потоков тепла, т.е при $Q_м = Q_т$, температурные условия на нижней границе мерзлой толщи будут стационарны, а граница окажется неподвижной. При этом несложно показать, что если $Q_м = \lambda_м$, $\mathrm{grad}\,t_м = \lambda_т$, $\mathrm{grad}\,t_т = Q_т$, то $\mathrm{grad}\,t_м = (\lambda_т/\lambda_м)\mathrm{grad}\,t_т$, т.е. градиенты температур в мерзлой толще вблизи ее нижней границы должны быть меньшими в сравнении

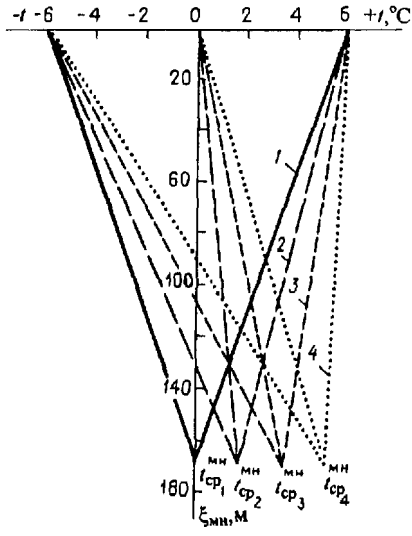


Рис. 12 8 Изменение мощности толщ многолетнемерзлых пород в зависимости от величины геотермического градиента при $A_{мн}$=6°С и $t^{мн}_{ср}$=0°С (*по В А Кудрявцеву*)

1—4 — геотермический градиент, соответственно равный 0, 0,01, 0,02 и 0,03°С

с grad$t_т$ в нижележащих талых породах, поскольку чаще всего значения $\lambda_м > \lambda_т$.

Таким образом, мощность многолетнемерзлых толщ оказывается существенно зависящей от величины теплопотока снизу, т.е. от геотермического градиента в подстилающих талых породах $g_т$. Чем больше тепловой поток снизу, а следовательно, геотермический градиент, тем меньшей оказывается мощность мерзлой толщи. Расчетные оценки этого влияния (при $A_{мн}$=6°С, $t^{мн}_{ср}$=0°С, λ=2,89 кДж/(м·ч·°С), $Q_ф$=52 375 кДж/м³, $T_{мн}$= 100 тыс. лет) показывают, что при увеличении геотермического градиента от 0 до 0,03°С/м мощность мерзлой толщи сокращается примерно в 1,5—2 раза (см. рис. 12.8). Эта закономерность прослеживается достаточно четко в той части криолитозоны, где дифференциация тепловых потоков обусловлена прежде всего разным возрастом геологических структур. Например, в пределах Сибирской платформы для наиболее древних структур фундамента (Анабарская антеклиза) отмечаются самые малые для этой структуры величины тепловых потоков (от 13 до 25 мВт/м²), при которых мощность криолитозоны в среднем составляет 800—900 м. Повышение величины теплового потока (до 40—60 мВт/м²) и уменьшение мощности криолитозоны (до 800—600 м) отмечается в пределах развития мезозойских структур: Вилюйской синеклизы, Предверхоянского и Енисей-Хатангского прогибов. Аналогичная зависимость мощности мерзлых толщ от тепловых потоков отмечается В.В.Баулиным для разных структур Западно-Сибирской плиты, где величины q в диапазонах 0,10—0,13 и 0,25—0,30 мВт/м² соответствуют мощности многолетнемерзлых толщ 350—400 и 135—225 м.

Наиболее высокие плотности тепловых потоков (от 40 до 100 кВт/м²), по данным В.Т.Балобаева, фиксируются для Северо-Востока России — областей активного орогенеза. Именно с этим обстоятельством и связаны здесь резкие колебания мощности многолетнемерзлой толщи (от 150 до 500 м) при ее низких (от −6 до −9°С) среднегодовых температурах. Еще большие величины теп-

ловых потоков возможны в районах современного вулканизма (например, на Камчатке), где вследствие этого многолетнемерзлые породы могут вообще не образовываться.

12.3. Зависимость мощности и температурного режима многолетнемерзлых пород от геологических факторов и процессов

Влияние геологических факторов и процессов на мощность и температурный режим многолетнемерзлых толщ горных пород существенно корректируется тепловым балансом верхних слоев литосферы. Эта корректировка может осуществляться в результате как анизотропии условий теплопередачи в массивах пород, зависящих от особенностей их состава, свойств и сложения, так и перераспределения тепловых потоков вследствие возникновения дополнительных источников тепла, которыми могут быть активные зоны разломов, парогидротермы, водоносные горизонты и зоны, участки с интенсивными химическими реакциями, происходящими с выделением тепла (например, окисление углей, сульфидосодержащих руд и др.) В верхних слоях литосферы развиваются также процессы (например, адиабатическое расширение поднимающихся к поверхности газов и др.), протекающие с поглощением тепла. В результате новейших тектонических движений могут происходить существенные изменения условий многолетнего промерзания пород, такие как трансгрессии и регрессии морей, смещения акваторий крупных озер, изменение темпов и характера аккумуляции осадков, разрастание и сужение в пространстве областей денудации. Действие этих факторов и процессов обычно проявляется в совокупности, по-разному влияя на формирование мощности и температурного режима толщ многолетнемерзлых пород.

Влияние литологических особенностей и влажности промерзающих пород. Состав и свойства пород влияют на формирование многолетнемерзлых пород через их влажность, определяющую затраты тепла на фазовые переходы влаги $Q_ф$, и теплофизические характеристики (λ, C). Увеличение влажности пород приводит к возрастанию значений $Q_ф$, а следовательно, и к сокращению мощности многолетнемерзлых толщ. Анализ глубин многолетнего промерзания пород при периодических изменениях температуры на поверхности показал, что различия в мощности мерзлых толщ не выходят за пределы 40—50% (табл. 12.1); за счет вариаций значений геотермического градиента глубины многолетнего промерзания горных пород могут изменяться в 1,5—2 раза.

Таблица 12.1

Изменение мощности многолетнемерзлых толщ (м) в зависимости от теплоты фазовых переходов воды $Q_ф$ при различных амплитудах температур на поверхности $A_{мн}$ и геотермических градиентах g

(по В.А. Кудрявцеву)

$Q_ф$, кДж/м³	$A_{мн}$=2°С		$A_{мн}$=8°С	
	g=0,01°С/м	g=0,03°С/м	g=0,01°С/м	g=0,03°С/м
20 950	86	47	193	126
62 850	66	41	145	105
104 750	55	37	118	92
146 650	49	34	103	83

Глубина многолетнего промерзания зависит от теплопроводности промерзающих пород. При рассмотрении сезонного промерзания указывалось, что глубина его прямо пропорциональна коэффициенту теплопроводности λ. При формировании многолетнемерзлых толщ принимается также, что глубина промерзания $\xi_{мн} :: \sqrt{\lambda}$. При этом следует учитывать искажение этой зависимости влиянием глубинного теплового потока. По В.А.Кудрявцеву, величина этого искажения не выходит за пределы 10—15%.

В скальных породах, где значения λ достигают 10—12 кДж/(м·ч·°С), мощности мерзлых толщ (при прочих равных условиях) примерно в 1,4—1,6 раза больше, чем в рыхлых отложениях с λ порядка 4—5 кДж/(м·ч·°С). Поэтому близкие мощности многолетнемерзлых толщ, представленных скальными породами и рыхлыми отложениями, могут, скорее всего, указывать на разновозрастность этих образований, т. е. на более древний возраст мерзлых толщ, сложенных рыхлыми отложениями.

Геологическое строение района и прежде всего особенности залегания и состава промерзающих пород, их влажность и теплопроводность могут существенно сказаться на формировании мощности мерзлых толщ. Так, при наличии маломощного чехла рыхлых пород с пониженной теплопроводностью $\lambda_р$, залегающих на хорошо теплопроводящих скальных породах $\lambda_{ск}$, максимальная за период развития мощность мерзлой толщи будет больше, чем в однородных рыхлых образованиях. И наоборот, если породы с высокими значениями теплопроводности $\lambda_{ск}$ (например, эффузивы) залегают на породах с низкой теплопроводностью $\lambda_р$ (например, глины, суглинки), мощность литологически двухслойной мерзлой толщи будет меньше, чем в однородном разрезе пород с $\lambda_{ск}$. Кристаллические породы фундамента, имеющие бóльшую теплопроводность по сравнению с рыхлыми толщами на одной и той же глубине от поверхности (например, на глубине 100—200 м), всегда имеют более высокую температуру, чем осадочные породы. В связи с этим мощность мерзлых толщ (в платформенных условиях) в целом увеличивается с погружением фундамента.

Влияние структурного фактора на мощность многолетнемерзлых пород. Существенное влияние на мощность многолетнего промерзания оказывает перераспределение глубинного теплового потока вследствие неоднородности структуры и мощности осадочного чехла. Над сводами антиклинальных структур наблюдаются повышенные значения теплового потока, а над синклинальными структурами — пониженные. Подобное распределение тепловых потоков объясняется тем, что в условиях складчатого залегания пород кроме основного вертикального восходящего теплового потока наблюдается дополнительный перенос тепла из прогибов к сводам антиклинальных структур. Дополнительный перенос тепла здесь связан с различиями в тепловом сопротивлении осадочных пород вдоль напластования и поперек него. Величины геотермического градиента в таких условиях, например на севере Западно-Сибирской плиты, по В.В.Баулину, могут быть в четыре—пять раз больше, чем при горизонтальном залегании пород. Их воздействие приводит к уменьшению мощности мерзлой толщи в сводах локальных структур на 100—200 м. Тепловая конвекция в водоносных горизонтах и циркуляция вод в пластах могут как усиливать, так и ослаблять тепловую анизотропию локальных структур, в связи с чем зависимость мощности многолетнемерзлых толщ от структуры и мощности рыхлого чехла может быть разнообразной.

Влияние гидрогеологического фактора. Развитие толщ мерзлых пород всегда находится в динамическом тепловом взаимодействии с подземными водами. Влияние последних на глубину многолетнего промерзания по-разному проявляется в различных гидрогеологических структурах. Это связано со спецификой условий питания, режима и разгрузки водоносных горизонтов этих структур. Конвективные составляющие теплопотоков в породах максимальны (при одной и той же скорости фильтрации) в случае движения фильтрационного потока в направлении максимальных изменений температуры в массиве и, наоборот, минимальны при движении подземных вод параллельно изотермическим поверхностям. В общем случае применительно к многолетнемерзлым толщам это означает, что наибольшее влияние на температурный режим пород конвективное движение тепла оказывает в районах расположения областей питания и разгрузки подземных вод, где значительны вертикальные составляющие фильтрационных потоков, и наименьшее — в области транзитной фильтрации (подмерзлотного стока) на удалении от границ пластов. В большинстве случаев пресные подземные воды с положительной температурой при движении создают положительные температурные аномалии и увеличивают тепловой поток к нижней границе мерзлых толщ, однако возможны и случаи охлаждающего воздействия подземных вод.

Так, если в области питания талое состояние пород поддерживается только за счет конвективного привноса тепла (т.е. исход-

ные, «нормальные» температуры пород здесь отрицательны), то температурная аномалия в пределах самой области питания и в ее обрамлении (т.е. в зоне, где происходит теплоотдача поступающих в массив вод) всегда положительная Если же положительная температура пород в области питания формируется под действием иных факторов теплообмена (например, снежного покрова), то нисходящая фильтрация, направленная навстречу теплопотоку из недр, приводит к охлаждению массива в области питания, к уменьшению плотности теплового потока и росту мощности мерзлых толщ в обрамлении этой области.

В областях разгрузки всегда происходит концентрация общего теплового потока.

Зона теплового влияния подземных вод вокруг области питания имеет ограниченные размеры. Эти размеры можно ориентировочно оценить из решения для фильтрации воды по горизонтальному пласту. Расчетная схема следующая: в водоносный пласт с исходной равновесной температурой $t_р$ на координате $x = 0$ поступает вода с начальной температурой $t_н$, которая искажает исходную температуру $t_р$ и тепловой режим окружающих водоупорных пород на ограниченном участке, где происходит охлаждение (или нагрев) поступающих вод. Уравнение для температуры пород t_x вдоль пласта в зоне теплового влияния области питания имеет вид:

$$\frac{t_x - t_р}{t_н - t_р} = e^{-nx}, \quad n = \frac{C_в V_ф}{2\lambda}\left[\sqrt{1 + \frac{4\lambda\lambda_1}{\Delta z m (C_в V_ф)^2}} - 1\right], \quad t_р = t_п + q\frac{\Delta z}{\lambda_1}, \qquad (12.2)$$

где m — мощность пласта; Δz — глубина залегания кровли водоносного пласта от поверхности земли; q — величина регионального внутриземного теплопотока; λ, λ_1 — коэффициенты теплопроводности водоносного пласта и перекрывающей водоупорной толщи пород соответственно; $C_в$ — объемная теплоемкость воды; $V_ф$ — скорость фильтрации; $t_н$ — начальная температура воды на входе в пласт; $t_р$ — исходная (равновесная) температура пласта при отсутствии фильтрации в данных природных условиях; $t_п$ — среднегодовая температура поверхности пород.

Задаваясь величиной точности измерении температуры ε (обычно ε = 0,05—0,1°С), из (4.4) легко найти размеры зоны искажения температурного поля $x_{иск}$:

$$x_{иск} = \frac{1}{n}\ln\frac{|t_н - t_р|}{\varepsilon} \qquad (12.3)$$

Интенсивность теплопотока над кровлей водоносного горизонта в этой зоне $q_{иск}(x)$ составит:

$$q_{иск}(x) = q + (q_0 - q)e^{-nx}, \quad q_0 = \lambda_1\frac{t_н - t_п}{\Delta z}, \qquad (12.4)$$

где q_0 — плотность теплового потока через кровлю водоносного пласта в точке $x = 0$.

От величины $q_3(x)$ однозначно зависит мощность вышележащей мерзлой толщи:

$$H_{\text{иск}}(x) = \frac{\lambda_1 |t_{\text{п}}|}{q_3(x)}, \tag{12.5}$$

где $t_{\text{п}}$ — отрицательная среднегодовая температура на поверхности пород; $H_{\text{иск}}$ — мощность многолетнемерзлых пород в зоне конвективного искажения исходного температурного поля. Поскольку температура поступающих в пласт питающих вод может быть как выше, так и ниже равновесной (исходной) температуры пород на глубине залегания этого пласта, возможно как сокращение, так и возрастание мощности многолетнемерзлых пород в зоне теплового влияния области питания по сравнению с нормальными значениями. Аналогичные решения имеются для наклонных пластов и ряда других расчетных схем. В реальных природных условиях размеры зон влияния могут достигать сотен и тысяч метров.

Следует сказать, что в особых структурных условиях конвективный перенос тепла может существенно искажать температурное поле и в области подмерзлотного стока, за границей зоны теплового влияния областей питания. Если водоносный пласт осложнен складчатостью и представляет собой серию сопряженных синклиналей и антиклиналей, то вследствие возникновения вертикальной составляющей конвективного теплопотока над осевой частью первых происходит разрежение глубинного теплового потока, а над осевой частью вторых — его концентрация, что сопровождается соответственно увеличением или уменьшением мощности многолетнемерзлых пород.

Влияние газовых залежей. Влияние газовых залежей на мощность многолетнемерзлых пород проявляется чаще всего при эффектах адиабатического их расширения, которые могут приводить к понижению температуры пород до 5°С. Наиболее благоприятные условия для проявления этого процесса складываются в зонах повышенной трещиноватости пород, обеспечивающей проникновение газа по трещинам. Данный эффект характерен, например, для залежей, имеющих пластовую температуру 18—21°С.

В определенных условиях на мощность многолетнего промерзания оказывает влияние эффект взаимодействия природных газов и подземных вод, заключающийся в образовании (или, наоборот, в разрушении) природных газогидратов. Поскольку при их образовании выделяется значительное количество тепла, а при разрушении такое же количество тепла поглощается, то такие тепловые эффекты могут приводить как к увеличению или уменьшению мощности мерзлых толщ, так и к соответствующим измене-

ниям температурного режима пород, залегающих выше и ниже зон гидратообразования. Следует отметить, что теплота фазовых превращений «вода—лед» составляет $334 \cdot 10^3$ Дж/кг, а при образовании природных газогидратов выделяется $(520—540) \cdot 10^3$ Дж/кг тепла, т.е. тепловой эффект последнего процесса может быть существенным при формировании мощности зоны многолетнего промерзания пород.

ГЛАВА 13 ТАЛИКИ И ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ КРИОЛИТОЗОНЫ

13.1. Природа формирования и типы таликов в криолитозоне

Пространственное распространение многолетнемерзлых пород даже в самых суровых климатических условиях не является повсеместно сплошным. В криолитозоне мерзлые породы могут отсутствовать на многих участках речных долин и водоразделов, на южных склонах, под озерами, в местах концентрированной разгрузки подземных вод или их инфильтрационного питания, под частью современных ледников, вулканическими жерлами, кальдерами, над внутриземными термическими аномалиями, связанными с окислительными реакциями, и др.

В области сплошного распространения мерзлоты талые породы, занимающие небольшие площади и существующие непрерывно более года, называются *таликами.* В случае, когда площадь талых пород оказывается сопоставимой или больше площади распространения мерзлых пород, они называются *таликовыми зонами,* или *массивами талых пород.* По условиям залегания таликов и таликовых зон относительно вмещающих мерзлых пород они могут быть сквозными, пронизывающими толщу мерзлых пород насквозь, и несквозными (иногда называемыми «псевдоталиками»), проникающими в мерзлую толщу на некоторую глубину и подстилаемыми снизу многолетнемерзлыми породами. Нередко в разрезах криолитозоны встречаются талые и немерзлые слои, линзы, каналы и тела другой формы, ограниченные сверху, снизу и с боков многолетнемерзлыми породами. Такие образования в литературе называются *меж-* и *внутримерзлотными таликами.*

Строго говоря, в природных условиях могут быть встречены кроме собственно таликов (бывших ранее мерзлыми, а ныне от-

таявших) так называемые первичные талики, представленные породами, ранее не промерзавшими и находящимися в немерзлом состоянии Например, известно, что под многими реками Сибири и Дальнего Востока, а также крупными озерами тектонического, ледникового и вулканического происхождения горные породы никогда не были мерзлыми. В условиях сплошной мерзлой толщи талики формируются и в настоящее время. Многие из них возникают под непосредственным влиянием деятельности человека в осваиваемых регионах криолитозоны. Таким образом, талики в криолитозоне могут иметь различное происхождение. Часть из них следует рассматривать как непрерывно существующие в процессе многолетнего промерзания (многие сотни тысяч лет), другие — как формирующиеся в настоящее время (после термического минимума позднего плейстоцена) естественным путем или под непосредственным воздействием деятельности человека.

Существует большое число классификаций таликов, которые в той или иной мере отражают природу формирования талых и немерзлых пород в области криолитозоны. Такие разработки были выполнены Н.И.Толстихиным, И.Я.Барановым, Н.А.Вельминой, Н.Н.Романовским, Н.А Некрасовым, С.М.Фотиевым и др. В основу классификационных подразделений были положены такие признаки общего и частного характера, как: положение в рельефе (водораздельные, долинные, склоновые), условия и степень обводнения (водоносные, водоупорные, сухие), форма и размеры (округлые, сильновытянутые, таликовые трубы, воронки и др.), продолжительность существования (устойчивые, неустойчивые, сезонные, многолетние), особенности движения и существования подземных вод в породах (водопоглощающие, водовыводящие, водопроводящие, водовмещающие), отношение водоносных пород к многолетнемерзлым (над-, меж-, внутри- и подмерзлотные), способы теплопередачи (кондуктивные, конвективные и их сочетания), источники тепла (энергия солнца, подземные, поверхностные и атмосферные воды, внутренние тепловые потоки из недр земли, экзотермические реакции и т.д.) и др.

Наиболее широко используется классификация Н Н.Романовского, в которой талики по причинам их существования подразделяются на типы. Основными причинами являются: радиационно-тепловой баланс на поверхности земли, в том числе подток тепла из недр за счет как кондукции, так и конвекции; отепляющее воздействие на подстилаемую поверхность водотоков, водоемов, ледников; окислительные экзотермические реакции; воздействие вулканизма и т.д. (табл. 13 1). Исходя из этих главных причин выделено семь типов таликов: радиационно-тепловые, гидрогенные, гидрогеогенные, гляциогенные, хемогенные, вулкано-

Таблица 13 1

Классификационная схема таликов

(по Н Н Романовскому с использованием вариантов И А Некрасова и С М Фотиева)

Источник тепла	Тип	Подтип
Экзогенный	I Радиационно-тепловой	Радиационный, тепловой дождевально-радиационный
	II Гидрогенный (водно-тепловой)	Шельфовый, подэстуариевый подозерный подрусловой, прируслово
Эндогенный	III Гидрогеогенный (подземно-тепловой)	Субаэральный, подозерный
	IV Хемогенный	—
	V Вулканогенный	—
Полигенный	VI Гляциогенный	—
	VII Техногенный	—

генные и техногенные (рис 13 1) Подтипы таликов детализируют причинную обусловленность и уточняют ее. *Талики радиационно-теплового* типа подразделяются на три подтипа радиационный, тепловой, дождевально-радиационный

Талики радиационного подтипа формируются за счет энергии солнца, поступающей на поверхность земли Положительные температуры пород здесь поддерживаются на участках, сложенных водонепроницаемыми породами, главным образом путем кондуктивного переноса тепла без влияния инфильтрующихся атмосферных осадков Подобные талики наиболее широко распространены у южной границы криолитозоны с большим числом солнечных дней и малым количеством снега (Средняя Азия, Южная Сибирь юг Дальнего Востока)

Рис 13 1 Положение на местности, строение и участие в водообмене разных типов таликов

1—7 — геологическое строение (*1* — кристаллические породы фундамента *2* — терригенно-осадочные породы, *3* — эффузивы, *4* — интрузии, *5* — рыхлые породы разного генезиса, *6* — тектонические нарушения, *7* — породы повышенной трещиноватости), *8* — дождевально-радиационные инфильтрационные сквозные талики *9—17* — гидрогенные талики (*9* — подозерные застойные несквозные, *10* — подозерные застойные сквозные, *11* — подозерные инфильтрационные несквозные, *12* — подозерные инфильтрационные сквозные, *13* — подозерные напорно-фильтрационные сквозные, *14* — подрусловые инфильтрационные сквозные, *15* — подрусловые напорно фильтрационные сквозные, *16* — подрусловые грунтово-фильтрационные несквозные *17* — подрусловые грунтово-фильтрационные сквозные), *18—20* — гидрогеогенные талики (*18* — субаэральные напорно-фильтрационные сквозные, *19* — субаэральные напорно-фильтрационные несквозные, *20* — подозерные напорно-фильтрационные сквозные), *21—22* — гляциогенные талики (*21* — инфильтрационные сквозные, *22* — напорно-фильтрационные сквозные), *23—24* — вулканогенные талики (*23* — инфильтрационные сквозные, *24* — напорно-фильтрационные сквозные), *25—26* — границы (*25* — многолетнемерзлых пород *26* — участков глубокого и сверхглубокого промерзания с отсутствием подземных вод), *27* — направление движения подземных вод, *28* — налед подземных вод, *29* — озера, *30* — ледники

Тепловые талики формируются благодаря отепляющему влиянию снега (повышенной мощности и невысокой плотности), приводящему к образованию положительных температур на подошве слоя промерзания—оттаивания. Этот слой, как и в таликах радиационного подтипа, также обычно представлен слабоводопроницаемыми или водонасыщенными (на болотах) породами Подобного рода талики характерны для районов с морским и умеренноконтинентальным климатом с ветровым перераспределением снега (север европейской части России, Западная Сибирь, горные районы Южной Сибири и Дальнего Востока).

Талики дождевально-радиационного подтипа образуются под тепловым воздействием инфильтрующихся дождевых вод. Такие талики характерны для невысоких (до абс. отм. 900—1200 м) плоских водоразделов и пологих склонов, сложенных четвертичными образованиями и коренными породами с хорошими фильтрационными свойствами. Они формируются в южных районах криолитозоны с несплошным развитием с поверхности многолетнемерзлых пород, где количество летних осадков превышает 300—400 мм В отличие от всех остальных таликов данного типа дождевально-радиационные занимают наиболее значительные площади (до 50—80%). Через подобные талики и осуществляется пополнение запасов подземных вод за счет атмосферных осадков.

В таликах *гидрогенного типа*, формирующихся под отепляющим воздействием поверхностных вод, Н.Н.Романовским выделены пять подтипов: шельфовые (под влиянием морских вод), подэстуариевые (под отепляющим влиянием речных и морских вод), подозерные (благодаря воздействию водоемов), подрусловые (под влиянием водотоков), пойменные (под временным периодическим воздействием паводковых вод).

Следует отметить, что подрусловые и пойменные талики формируются не только под отепляющим влиянием поверхностных вод. Большое влияние на их существование оказывают мощные грунтово-фильтрационные потоки, функционирующие в отложениях днищ долин. В плане живое сечение подобных таликов нередко выходит за пределы поймы и распространяется в отложения террас. Большое значение в водообмене в условиях криолитозоны играют подозерные талики (см. рис 13.1). Они существуют под озерами различного генезиса и могут быть как сквозными, так и несквозными. Через сквозные талики водораздельных озер ледникового и тектонического происхождения некоторое количество их водных запасов расходуется на питание подземных вод глубокого подмерзлотного стока. В свою очередь часть этого стока субаквально разгружается через сквозные напорно-фильтрационные талики в озерах троговых долин, расположенных морфологически ниже

Следует подчеркнуть, что в значительной части озер старичного и термокарстового происхождения наличие сквозного талика означает вероятность питания или разгрузки подземных вод. Если в разрезе таликов преобладают водоупорные глинистые породы или слабопроницаемые водоносные породы чередуются с водоупорными, то такие талики являются практически безводными либо характеризуются застойным или замедленным режимом водообмена.

Гляциогенные талики образуются и существуют за счет вод тающего ледника, потоки которых через имеющиеся трещины концентрируются у его подошвы. Такие талики встречаются в пределах высокогорных систем Памира и Тянь-Шаня, а также под рядом ледников Верхоянья, Чукотки и Корякии, характеризующихся наиболее суровыми климатическими и мерзлотными условиями.

Гидрогеогенные, хемогенные и вулканогенные типы таликов выделяются в связи с тем, что они существуют за счет тепловых аномалий, создаваемых благодаря внутриземным процессам. Происхождение гидрогеотермических аномалий обязано конвективному тепловому переносу напорными подмерзлотными водами. Кондуктивным переносом тепла обусловлены аномалии геохимического происхождения (экзотермического, тепловых потоков из недр земли, выходов горячих газов, вулканического разогрева).

Талики техногенного типа формируются в процессе деятельности человека и развиваются как различного типа талики в обычных естественных условиях. Они возникают под искусственными водоемами, спрямленными участками русел, отвалами и отсыпками угле- или сульфидосодержащих пород, участками, где искусственно снят почвенно-дерновый слой и нарушен ранее существовавший радиационно-тепловой режим на поверхности земли, и т.д. Время формирования техногенных таликов и их площади различны для регионов сплошного и прерывистого развития многолетнемерзлых толщ. Так, если на юге криолитозоны достаточно самых незначительных, часто весьма кратковременных изменений в условиях теплообмена на поверхности, чтобы начали формироваться талики, то на севере для этого необходимы длиннопериодные изменения, так как здесь низкотемпературные мерзлые толщи обладают более значительной тепловой инерцией.

Характер существования таликов, тенденция их развития и скорость этого процесса во многом зависят от соотношения с подземными водами и типом водообмена. Именно вода, если ее рассматривать как аккумулятор и переносчик внутриземного тепла, особенно на участках ее вертикального движения, наиболее эффективно сказывается на изменениях геотемпературного поля. Разные типы таликов подразделяются на классы: безводные (водоупорные или «сушенцы»), застойные (водовмещающие), инфиль-

трационные (водопоглощающие), грунтово-фильтрационные (водопроводящие) и напорно-фильтрационные (водовыводящие). Через талики разных классов осуществляются питание подземных вод, их движение в зоне над- и подмерзлотного стока, напорная разгрузка.

В зависимости от времени года и характера обводнения подрусловые сквозные талики могут играть разную роль. Так, летом при обильном питании подземных вод они существуют как напорно-фильтрационные, к весне в верховьях долин по мере зимней сработки запасов подземных вод талики превращаются в инфильтрационные.

Характер движения подземных вод, а соответственно интенсивность водообмена и степень непосредственного участия в нем таликов разных классов зависят от криогенного преобразования гидрогеологических структур и отличаются для различных регионов криолитозоны. Как это ни парадоксально, но наиболее активны водообмен и движение подземных вод в области сплошного развития многолетнемерзлых толщ. Здесь осуществилось концентрирование подземного стока по наиболее промытым омоложенным тектоническим нарушениям. В областях несплошного развития мерзлоты этот сток становится менее концентрированным и сосредоточенным. Криогенная же часть разреза и степень промытости водосодержащих пород в таликах заметно уменьшаются. Такая тенденция в целом сохраняется по мере продвижения от прерывистых к массивно-островным, островным и редкоостровным криогенным водоупорам и является достаточно типичной.

13.2. Подземные воды криолитозоны

В результате неоднократных изменений климатической обстановки на протяжении плейстоцена и голоцена, сопровождающихся оледенениями и общим похолоданием, значительные криогенные преобразования охватили верхнюю часть литосферы. Они распространились на огромные по площади и глубине части земной коры, создавая особую гидрогеологическую обстановку. Специфичность этой обстановки проявляется в том, что подземные воды сохранились лишь в таликах разного типа, ниже подошвы мерзлых толщ в зонах над- и межмерзлотного стока, а также в виде внутримерзлотных водопроводящих зон. Остальная часть гидрогеологического разреза под влиянием сильного внешнего охлаждения превратилась в криогенные водоупоры. При этом значительная часть воды перешла в лед, способствуя образованию в многолетнемерзлых породах как расширенных криогенных текстур, так и высокольдистых горизонтов с многочисленными шлировыми образованиями.

Для территории криолитозоны по отношению к криогенным водоупорам выделяют над-, меж-, внутри- и подмерзлотные подземные воды. Эти специфические категории подземных вод обладают характерными особенностями, что позволяет объединять их для разных условий криолитозоны и рассматривать с единых позиций, несмотря на имеющиеся гидрогеологические различия.

Надмерзлотные воды подразделяются на две разновидности. Это временно существующие воды сезонноталого слоя и постоянно существующие воды несквозных таликов.

Межмерзлотные воды характерны для криолитозоны двухэтажного строения и находятся между верхним (голоценовым или современным) и нижним (плейстоценовым или «реликтовым») ее криогенными этажами. Рассматриваемые воды обычно имеют гидравлическую связь с другими (над- и подмерзлотными) подземными водами.

Внутримерзлотные воды ограничены со всех сторон мерзлыми породами. Это редко встречаемая категория подземных вод, свойственная интенсивно промерзающим гидрогеологическим структурам. Как правило, такие подземные воды выключены из водообмена.

Подмерзлотные воды являются водами первого от подошвы мерзлой толщи водоносного горизонта, комплекса, зоны трещиноватости.

Воды сквозных таликов составляют особую категорию подземных вод криолитозоны, объединяющую в единую гидравлическую систему все (за исключением внутримерзлотных вод) перечисленные типы подземных вод.

Надмерзлотные воды сезонноталого слоя существуют исключительно в летнее время. Это трещинно-поровые, поровые и трещинные воды в четвертичных отложениях, корах выветривания и обнажающихся коренных породах. Профиль их распространения соответствует положению поверхности мерзлых пород и подчиняется особенностям рельефа. Глубина оттаивания и мощность горизонта обводнения зависят от состава пород и увеличиваются с севера на юг. Наибольшее количество тепла воды сезонноталого слоя несут на участках со значительной скоростью движения, каковыми являются подножия склонов, сложенные хорошо промытыми водонасыщенными грубообломочными образованиями с высокими фильтрационными свойствами пород.

Питание вод сезонноталого слоя происходит за счет атмосферных осадков, конденсации водяных паров, таяния снежников и др. Большое значение в этом процессе играет гольцовый лед в грубообломочных образованиях. Формирование такого льда осуществляется весной при просачивании и замерзании в крупнообломочных мерзлых породах талых снеговых вод.

Водоупором для вод сезонноталого слоя не всегда являются мерзлые породы. Они могут подстилаться и водонепроницаемыми талыми отложениями и являться типичной верховодкой.

По продолжительности существования в летний период эти воды в зависимости от источников питания могут классифицироваться как периодически возникающие после выпадения дождей (на водоразделах), периодически исчезающие при длительном отсутствии дождей (верхние и средние части склонов) и постоянно существующие за счет подтока вод сезонноталого слоя с гипсометрически вышележащих участков (нижние части склонов, распадки, долины).

Рассматриваемые воды имеют преимущественно низкую минерализацию, гидрокарбонатный состав с переменным соотношением катионов. Они обогащены кислородом, гумусовыми кислотами и органическими веществами. На побережье северных морей, а также в засушливых районах (Центральная Якутия, Южное Забайкалье) в нижней части сезонноталого слоя нередко встречаются солоноватые и соленые воды.

Как источник водоснабжения этот тип вод не представляет интереса из-за короткого периода существования, непостоянства в режиме обводнения, предрасположенности к загрязнению и неблагонадежности вследствие этого в санитарном отношении.

Надмерзлотные воды несквозных таликов объединяют все типы скоплений подземных вод, которые постоянно существуют в течение года у верхней границы криолитозоны. Это воды в таких таликах, как дождевально-радиационные, под- и прирусловые, подозерные, а также напорно-фильтрационные субаэрального подтипа. Мощность отмеченных несквозных таликов может изменяться от первых метров до 40—60 м, реже 100—120 м в зависимости от источников питания, характера разреза и степени его промытости, ёмкостных свойств водосодержащих пород и условий водообмена. Большинство из этих таликов (за исключением тех из них, которые находятся вблизи морского побережья) характеризуется свободным водообменом, пресным составом подземных вод, питание которых обусловливается водами сезонноталого слоя, атмосферными осадками и поверхностными водами. Это грунтовые поровые, пластовые и трещинные воды в четвертичных отложениях, корах выветривания и трещиноватых зонах скальных и полускальных пород.

Воды дождевально-радиационных таликов развиты главным образом на юге криолитозоны, образуются за счет дождевых и талых вод, а также конденсации водных паров воздуха. Характерны резкие колебания уровней подземных вод, вызванные неравномерностью выпадения осадков разной интенсивности. По химическому составу они соответствуют водам атмосферных осад-

ков и сезонноталого слоя и характеризуются малой (до 0,1 г/л) минерализацией.

Воды под- и прируслового таликов представляют собой гидравлически единые грунтовые поровые воды в рыхлых долинных отложениях, а также трещинные воды в подстилающих талых скальных и полускальных породах. Эта категория подземных вод является наиболее распространенной в области развития многолетнемерзлых пород и имеет важное практическое значение для организации временного и постоянного водоснабжения. Питание осуществляется за счет поверхностных водотоков, пополняемых атмосферными осадками и водами сезонноталого слоя, а также подземными водами подмерзлотного стока в результате их напорной субаквальной разгрузки. Режим этих вод неустойчив в течение года. Химический состав соответствует водам поверхностных водотоков. Зимой единство подруслового потока нарушается, возникают отдельные ванны, появляются криогенные напоры, изменяется качество подземных вод. На участках разгрузки в подрусловые талики напорных подмерзлотных вод режим подземных вод отличается большей стабильностью.

В региональном отношении в зависимости от суровости мерзлотных условий, характера поверхностного стока, типа и промытости подстилающих отложений, наличия разрывных нарушений параметры долинных таликов и сечение грунтово-фильтрационного потока изменяются, увеличиваясь к югу и уменьшаясь к северу.

Воды подозерных таликов формируются на различных элементах рельефа под озерами. Химический состав этих вод близок к составу водоемов. Это поровые, порово-пластовые и трещинные воды в подстилающих рыхлых и слаболитифицированных кайнозойских отложениях, а также коренных породах (рис. 13.2). Мощность рассматриваемых таликов меняется от первых метров до 40—80 м и более, в сходных условиях уменьшаясь с юга на север. В промерзающих озерных котловинах, под аласами, усыхающими и промерзающими озерами вследствие процессов криогенной метаморфизации подземных вод их минерализация может достигать 20—80 г/л. Водам несквозных подозерных таликов нередко характерен застойный режим и ограниченные запасы.

Воды напорно-фильтрационных несквозных таликов распространены относительно редко, встречаясь на участках мощной (более 200—300 м) криолитозоны с относительно высокими (до −3...−5°С) среднегодовыми температурами пород. Движение подземных вод этого типа происходит внутри многолетнемерзлых толщ по меж- и внутримерзлотным трубам и каналам. Это трещинные, трещинно-карстовые и трещинно-жильные воды с интенсивным характером водообмена. Их разгрузка осуществляется через нисхо-

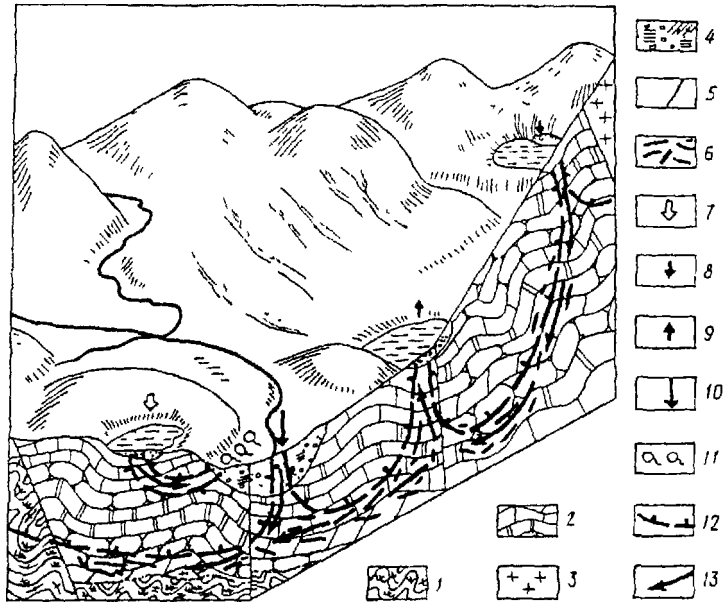


Рис 13 2. Подозерные талики зоны активного водообмена

1—6 — геологическое строение (*1* — кристаллические породы фундамента, *2* — терригенно-карбонатные породы, *3* — интрузивные породы, *4* — рыхлые породы разного генезиса, *5* — тектонические нарушения, *6* — породы повышенной трещиноватости и карстования), *7—11* — гидрогенные талики (*7* — подозерные инфильтрационные несквозные, *8* — подозерные инфильтрационные сквозные, *9* — подозерные напорно фильтрационные сквозные, *10* — подрусловые инфильтрационные сквозные, *11* — субаэральные напорно-фильтрационные несквозные), *12* — границы многолетнемерзлых пород, *13* — направление движения подземных вод

дящие источники подземных вод, дающие зимой мелкие и средние, реже крупные наледи. Питание атмосферное, а также за счет поверхностных вод сезонноталого слоя. Обычно это пресные воды, часто используемые для водоснабжения объектов со сравнительно небольшим водопотреблением.

Подземные воды сквозных таликов являются важным звеном в системе существующего водообмена между поверхностными водотоками и водоемами, несквозными таликами и водами более глубоких горизонтов и комплексов у нижней границы мнолетнемерзлых толщ Это поровые, пластово-поровые, трещинные, трещинно-жильные и карстовые воды. Они встречаются почти во всех выделяемых типах таликов и подразделяются на фильтрационные и напорно-фильтрационные классы. Через систему таликовых окон, щелей и каналов, разрывающих многолетнемерзлую толщу, осуществляется нисходящее или восходящее движение подземных вод этого типа. Для разных подтипов таликов наблюдается различие в

гидрогеологических особенностях. Так, в дождевально-радиационных таликах инфильтрационного класса уровни подземных вод испытывают в летний период резкие, подчас скачкообразные колебания (от 20—30 до 40 м) в зависимости от количества и интенсивности выпадающих осадков. По мере удаления от границ талика эти колебания постепенно затухают. В под- и прируслових инфильтрационных таликах верховьев долин, по мере сработки поверхностного и подруслового стока, зимой падение уровней может достигать десятков и первых сотен метров.

Вблизи напорно-фильтрационных таликов обычно формируются крупные и гигантские наледи. На больших реках в таких местах отепляющее влияние разгружающихся в них вод подмерзлотного стока сказывается зимой на существовании полыней. По побережьям северных морей и во внутриконтинентальных районах Сибирской платформы разгрузка по подрусловым таликам сильно минерализованных отрицательнотемпературных вод оказывает на горные породы охлаждающее влияние.

Подземные воды подмерзлотного стока существуют у подошвы многолетнемерзлых толщ и их влияние в значительной мере сказывается на криогенном строении и мощности последних. По условиям существования это поровые, пластовые, трещинные, трещинно-жильные, карстовые и другие типы подземных вод, которые являются характерной принадлежностью криолитозоны. Формирование криогенных водоупоров сказалось на пространственной локализации движения подземных вод в разных фильтрационных средах у подошвы многолетнемерзлых толщ. Такое положение подземных вод и определило их название как подмерзлотных и в какой-то мере сгладило различия в выделяемых водоносных горизонтах, комплексах и зонах трещиноватости.

По отношению к подошве мерзлой толщи подмерзлотные воды могут быть напорными контактирующими (соприкасающимися с мерзлыми породами) и не контактирующими (отделенными от мерзлых талыми породами). По температурному признаку подмерзлотные пресные и слабоминерализованные воды имеют, как правило, положительные температуры, рассолы (криопэги) — отрицательные. По химическому составу пресные воды различаются в зависимости от типа вмещающих пород. В большинстве случаев для пресных вод они гидрокарбонатные кальциевые или натриево-кальциевые, для соленых — хлоридно-натриевые или сульфатно-хлоридные натриево-кальциевые. Подземные воды неконтактирующего типа могут быть напорными (под водонепроницаемыми талыми породами) или иметь свободную уровенную поверхность (под водопроницаемыми талыми породами). В процессе изменений климатической обстановки и неоднократного подъема и опускания подошвы многолетнемерзлых пород широко развиты

пространственно выдержанные трещиноватые зоны криогенного дезинтегрирования, обладающие повышенной обводненностью Вблизи южной границы криолитозоны суммарная мощность таких ярусов криогенного дезинтегрирования пород достигает 150 м и более

Уровенный режим подземных вод контактирующего и неконтактирующего типов различен При неконтактирующем типе наблюдаются значительные (от 10 до 120 м) сезонные колебания уровней подземных вод вблизи очагов питания При контактирующем типе уровенный режим подземных вод более постоянен

Межмерзлотные и внутримерзлотные подземные воды являются характерной категорией вод криолитозоны, которые образуются на близких стадиях криогенного изменения гидрогеологических структур

Межмерзлотные воды широко развиты в пределах гидрогеологических структур европейского Севера, Западной Сибири, части межгорных впадин байкальского типа и т д Кроме того, меж и внутримерзлотные водоносные горизонты с пресными и солоноватыми водами имеют место под осушающимися и промерзающими термокарстовыми озерами и котловинами а также на участках древних русел

Несквозные инфильтрационные талики, питающие подземные межмерзлотные воды, встречаются на высоких террасах и междуречьях бассейнов Лены и Вилюя, плато Путорана и др Они находятся под отдельными озерами, небольшими притоками рек, дождевально-радиационными таликами При похолодании климата эти проводящие водный поток каналы внутри мерзлоты могут изолироваться от поверхности, превращаться во внутримерзлотные водосодержащие полости и в конечном счете промерзать

13.3. Взаимодействие подземных вод и мерзлых пород и типы криогидрогеологических структур

Взаимодействие подземных вод и многолетнемерзлых пород существенно определило особенности формирования криолитозоны и преобразование всех категории подземных вод При этом вода, отдавая свою тепловую энергию мерзлой породе, стремится вывести ее из этого состояния, а мерзлые породы, наоборот, поглощая тепловую энергию воды, стремятся перевести ее в лед Существующая в настоящее время криолитозона является производной этого сложного, разнонаправленного процесса

В результате такого взаимодействия произошло частичное или полное промерзание водоносных горизонтов, комплексов и зон

трещиноватости На значительную глубину разреза, а кое-где и полностью они выключились из сферы природного кругооборота воды Создались особые условия водообмена подземных, атмосферных и поверхностных вод через систему описанных выше таликов Уменьшились емкости водовмещающих пород и пространственно сузилась сфера циркуляции подземных вод При этом для верхней части литосферы стало характерным *разобщение* ранее единых гидродинамических систем Нарушились взаимосвязи в изначально существующих водоносных горизонтах, комплексах, зонах трещиноватости и изменились направленность и интенсивность движения подземных вод у подошвы мерзлоты

Были сформированы ярусы мерзлых (со льдом), морозных (без льда) и охлажденных (с криопэгами) пород По их соотношению и сочетанию в вертикальном разрезе на определенных участках литосферы могут быть одно-, двух- и даже трехъярусные криогенные толщи При этом общая мощность криогенных водоупоров может изменяться от первых метров на юге криолитозоны до 500—700 м и даже более 1000 м в наиболее суровых условиях резкорасчлененных горных сооружении

В измененных при промерзании гидрогеологических структурах создаются аномально высокие напоры Исходные структуры разобщились на отдельные бассейны с исключительно концентрированным стоком в одних случаях и крайне затрудненным водообменом — в других При протаивании гидрогеологических структур в периоды потеплений возникли зоны аномально низких напоров

В результате взаимодействия подземных вод с многолетнемерзлыми водоупорами их изначально пресный состав претерпел *криогенный метаморфизм* Суть его в том, что в процессе перехода воды в лед часть солей выпадает в осадок В промерзающем растворе увеличивается содержание легкорастворимых компонентов и он отжимается растущими ледяными включениями в нижнюю часть разреза, способствуя *криогенному концентрированию* При потеплениях же когда происходит деградация криогенных водоупоров, не все соли, выпавшие в осадок, переходят в раствор В результате в восстанавливаемых оттаиванием водоносных системах происходит криогенное опреснение подземных вод

Формирование *криогенных водоупоров* сказалось на появлении отрицательнотемпературных соленых вод (криопэгов), обусловило формирование у подошвы многолетнемерзлых толщ трещиноватых зон криогенного дезинтегрирования с повышенной обводненностью, определило возникновение совершенно новых (криогенных) типов гидрогеологических структур и своеобразных бассейнов аккумуляции (во впадинах, трещиноватых зонах) и стока (по долинам, тектоническим зонам) подземных вод и т д

Одновременно само существование подземных вод при многолетнем промерзании, их активное противодействие этому процессу не могли не сказаться на характере формирующегося криогенного разреза. При этом в зависимости от расходов потоков подземных вод, их теплосодержания и условий водообмена в гидрогеологических системах пространственный охват пород промерзанием значительно меняется не только в широком региональном плане, но и на близлежащих участках. Так, наиболее суровые условия промерзания в высоких широтах и горных регионах сказались на формировании мощных (до 800—1000 м) криогенных водоупоров, что наблюдается в Байкало-Становой, Верхояно-Колымской и других горноскладчатых областях. Здесь значительные по площади участки абсолютно не проявляются в гидрогеологическом отношении. В них зоны региональной экзогенной трещиноватости полностью промерзлы. Подземные воды, сформировавшиеся в них до процесса охлаждения литосферы, были либо сдренированы, либо перешли в лед, сказавшись на льдистости многолетнемерзлых пород.

В обрамлении высоко поднятых массивов пород, выведенных из водообмена с полностью промороженной зоной трещиноватости, существуют участки с исключительно концентрированным подземным стоком по полостям, порам, трещинам и жилам в породах. Такое концентрирование потоков подземных вод осуществляется по разрывным нарушениям, неотектоническим впадинам, долинной сети и влияет на изменение температурных условий мерзлых толщ, их мощность и сплошность. При этом нередко наблюдается непосредственное соседство участков сплошного сверхглубокого (более 300—500 м) промерзания с обширными площадями прерывистого и массивно-островного развития криогенных водоупоров и даже отсутствия многолетнемерзлых пород. Такая картина, например, характерна для ряда гидрогеологических структур Байкало-Становой горноскладчатой области. Здесь массивы пород сверхглубокого промерзания (по основным водоразделам Северо-Муйского, Удоканского, Кодарского и других хребтов) примыкают к участкам, где мерзлые толщи отсутствуют. Последние обычно сильно обводнены и перемежаются с мерзлыми массивами и островами, мощность которых по сравнению с обрамляющими участками сплошного промерзания меньше в 3—5 раз.

Соленые подземные воды и рассолы в процессе похолодания климата приобретают отрицательные температуры, превращаясь в *криопэги*. За счет больших запасов холода в них, оставаясь в жидкой фазе, они активно влияют на интенсивное охлаждение пород, аномально увеличивая мощности криогенной части разреза. Такими своеобразными холодильниками Сибирской платформы

содержащими криопэги, являются Верхневилюйское, Верхнемархинское и Туруханское поднятия, Путоранский вулканогенный массив и др

Процессы взаимного влияния подземных вод, криогенных водоупоров при кажущемся относительном равновесии этого взаимодействия могут резко сдвигаться в ту или иную сторону при естественных и искусственных нарушениях поверхностных условий. Такие нарушения могут возникать в результате как общего изменения климата, так и освоения территории При этом любые изменения отмеченного равновесия в сторону потепления играют обычно в пользу решительного и более эффективного влияния подземных вод на мерзлые толщи. В результате они быстро становятся ведущим реагентом, влияющим на деградацию мерзлых толщ

Характер теплообмена подземных вод и многолетнемерзлых пород в процессе формирования подземного стока проявляется по-разному Так, при нисходящем движении по сквозным инфильтрационным таликам подземные воды оказывают отепляющее воздействие на горные породы *верхней части разреза.* На подошве многолетнемерзлых толщ температура подземных вод и включающих их пород выравнивается, но остается более низкой, чем в нижележащих талых породах При субгоризонтальном подмерзлотном движении подземные воды нагреваются за счет внутриземного тепла При восходящем движении к областям разгрузки они отдают свое тепло мерзлым породам, воздействуя на них отепляюще в *нижней части разреза.* В результате сохраняется *длительная устойчивость сквозных напорно-фильтрационных таликов.*

Гидрогеокриологическое районирование в криолитозоне отражает результат взаимодействия подземных вод и мерзлых пород в пределах гидрогеологических структур и их частей (рис. 13.3). Так же как за пределами криолитозоны геологические структуры подразделяются на гидрогеологические массивы и артезианские бассейны.

К гидрогеологическим массивам относятся выступы пород кристаллического фундамента с трещинными и трещинно-жильными водами. К артезианским бассейнам — платформы, а также прогибы и впадины горноскладчатых областей с субгоризонтально залегающими осадочными породами, содержащими поровотрещинно-пластовые и трещинно-карстовые воды. Кроме отмеченных выделяются структуры промежуточного типа — *адартезианские бассейны* и *адмассивы,* которые имеют черты и массивов и бассейнов Например, в адбассейнах породы смяты в синклинальные складки, а в адмассивах складчатость носит антиклинальный характер. Свойственные этим структурам трещинно-пластовые и пластово-трещинные воды имеют центростремительное (в адбассейнах) и центробежное (в адмассивах) движение.

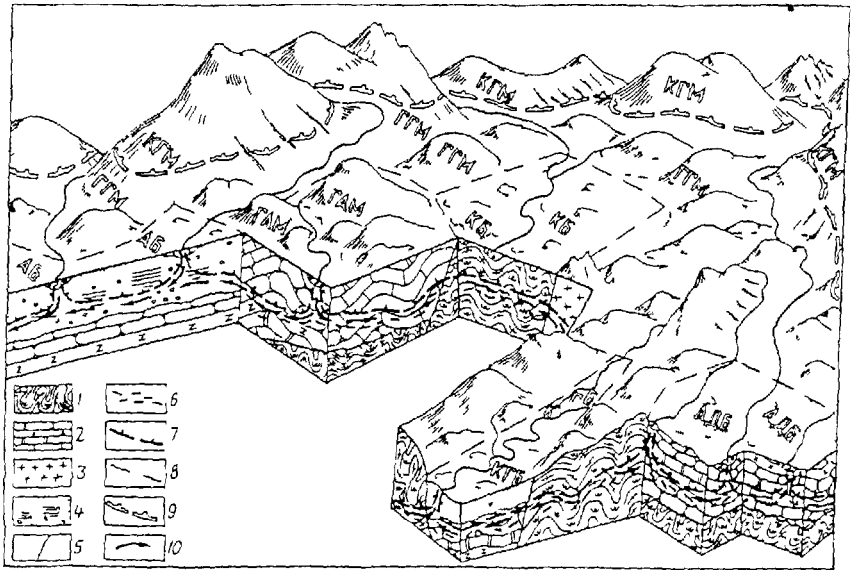


Рис 13 3 Основные типы гидрогеологических структур измененных криогенезом

1—6 — геологическое строение (*1* — кристаллические породы фундамента *2* — терригенно карбонатные и карбонатно терригенные породы *3* — интрузивные породы *4* — рыхлые или слаболитифицированные породы разного генезиса *5* — тектонические нарушения *6* — породы повышенной трещиноватости и карстования) *7—9* — границы (*7* — многолетнемерзлых пород *8* — разного типа гидрогеологических структур *9* — участков глубокого и сверхглубокого промерзания с отсутствием подземных вод) *10* — направление движения подземных вод *Основные типы криогидрогеологических структур* КГМ — криогеологический массив ГГМ — гидрогеологический массив АБ — артезианский бассейн ГАМ — гидрогеологический адмассив АДБ — артезианский бассейн КБ — криогенный бассейн напорных трещинных вод КГБ криогеологический бассейн

С позиций промерзания, рассматриваемого как результирующая процесса взаимодействия подземных вод с криогенными водоупорами, в названии типов гидрогеокриологических структур следует давать их криогенную характеристику Например, гидрогеокриологические структуры сплошного сверхглубокого (более 300—500 м) промерзания, сплошного глубокого (200—300 м), неглубокого (100—150 м) промерзания, несплошного прерывистого (мерзлые массивы составляют 50—75% общей площади) промерзания несплошного массивно-островного (25—50%), островного и редкоостровного (5—25%) промерзания

Основными таксономическими единицами в криогидрогеологических структурах являются водоносные горизонты, комплексы и зоны трещиноватости Дополнительно их приходится характеризовать с позиции произошедших в них криогенных изменений Например, промороженные полностью, безводные, про-

мороженные частично по разрезу; преимущественно промороженные с локальным обводнением и т д.

В криогидрогеологических массивах и адмассивах породы обводнены у подошвы криогенных водоупоров и по таликам разного типа. При этом происходит разобщение единой водонапорной системы массивов на ряд систем по бассейнам речного стока с локализацией очагов питания и формирования криогенных напоров. Наиболее глубокопромороженные части в подобных структурах, выведенные на 1500—2000 м выше современных врезов, характеризуются отсутствием подземных вод в жидкой фазе (кроме надмерзлотных вод в летнее время). Такие структуры называют криогеологическими.

При промерзании крупных мезокайнозойских артезианских бассейнов, когда мощность мерзлой зоны становится больше мощности пояса пресных вод, они в своем нижнем этаже содержат исключительно криопэги. Такие структуры получают название криоартезианских бассейнов. В более мелких артезианских структурах, соответствующих кайнозойским наложенным впадинам, нередко происходит полное промерзание водосодержащих пород артезианского чехла. Это приводит к перерождению упомянутых артезианских структур в так называемые криогеологические бассейны. В них подземные воды содержатся в трещиноватых породах фундамента, а также в сквозных и несквозных инфильтрационных, напорно-фильтрационных и грунтово-фильтрационных таликах

В процессе криогенеза были сформированы особые гидрогеологические структуры, в которых подземные воды сконцентрировались у нижней границы мерзлоты — в зонах криогенной дезинтеграции. Это криогенные бассейны напорных трещинных вод. Они характеризуются сплошным распространением многолетнемерзлых водоупоров. Ярус криогенной дезинтеграции в них с напорными подземными водами обычно не превышает 15—20 м.

Особый тип криогенных бассейнов появляется вблизи южной границы криолитозоны. Многолетнемерзлые водоупоры в такого типа бассейнах имеют несплошное развитие, а мощность и число ярусов криогенной дезинтеграции увеличиваются на порядок. Трещинные воды в зонах криогенного дезинтегрирования имеют свободный, меняющийся в течение года уровень.

Характер водообмена в далеко не полном перечне рассмотренных гидрогеологических структур, претерпевших криогенез, обозначаются терминами «открытый», «закрытый», «частично открытый» В открытых структурах питание и разгрузка подземных вод происходят непосредственно внутри их контуров. В частично открытых структурах происходит только один процесс: или питание, или разгрузка, а недостающий элемент цикла водообменной

системы осуществляется через близрасположенную структуру В закрытых криогенными или литологическими водоупорами гидрогеологических структурах питание и разгрузка подземных вод внутри структуры не происходят Они осуществляются за счет переливов и перетоков подземных вод из пород фундамента или чехла соседних структур

14 ГЛАВА КРИОГЕННЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ И ЯВЛЕНИЯ

14.1. Классификация процессов и явлений

Экзогенные геологические процессы и явления в криолитозоне обусловлены реакцией верхних горизонтов горных пород на новообразования или деградацию многолетнемерзлых пород в результате изменения условий теплообмена с атмосферой Поэтому в общем плане развитие криогенных геологических процессов представляет собой перестройку комплексов геокриологических условий, выражающуюся в изменении температурного режима пород, их состава, свойств, льдистости и в целом криогенного строения и мерзлотного рельефа земной поверхности Особенности экзогенных геологических процессов в криолитозоне связаны с периодичностью процессов промерзания и оттаивания, охлаждения и нагревания верхних горизонтов горных пород, спецификой изменения свойств промерзающих, мерзлых и оттаивающих пород, временной периодической изменчивостью их напряженного состояния По существу, мерзлотно-геологические явления (образования) представляют собой геоморфологические проявления криогенных процессов в криолитозоне и создают специфический облик криогенных форм рельефа, которые вне ее встречается лишь в областях развития древней мерзлоты, где они носят реликтовый характер

По основным ведущим агентам природной среды, являющимся движущей силой процессов и формирующихся явлений, все экзогенные мерзлотно-геологические процессы в криолитозоне могут быть подразделены на четыре основные группы (табл 14 1)

К первой группе относятся собственно криогенные (мерзлотно-геологические) процессы, развитие которых вызвано сезон-

ными и многолетними колебаниями тепломассообмена на земной поверхности и в подстилающих горных породах. Это: 1) морозобойное растрескивание и криогенное выветривание, связанные с многократным повторением циклов промерзания и оттаивания пород, охлаждением мерзлых пород в сезонномерзлом слое и в слое годовых колебаний температуры, включая сезонноталый слой, а также с динамикой напряженного состояния пород в переменном температурном поле; 2) морозное пучение пород и наледообразование, обусловленные сезонным и многолетним промерзанием пород, подземных и поверхностных вод, увеличением объема пород при льдовыделении; 3) термокарст, связанный с сезонным и многолетним оттаиванием сильнольдистых пород, подземных пластовых залежей и полигонально-жильных льдов, с изменением свойств, осадкой и размоканием пород при оттаивании.

Развитие второй группы флювиальных, абразионных и водно-балансовых процессов вызвано механическим и тепловым воздействием на мерзлые и оттаивающие породы водных масс, годовыми колебаниями теплообмена на поверхности почвы и многолетними колебаниями водного баланса поверхности. В эту группу входят термоабразия, термоэрозия, заболачивание, развитие ледников и связанные с ними образования, такие как озы, камы, снежники и др. Все они имеют процессы-аналоги вне криолитозоны. Однако специфика протекания этих процессов в многолетнемерзлых породах вызывает необходимость их выделения в самостоятельную группу. Развитию термоабразии и термоэрозии всегда предшествует оттаивание пород на какую-то глубину, сопровождающееся нарушением структурных связей в породах, изменением их физико-механических, фильтрационных и теплофизических свойств.

Заболачивание в криолитозоне проявляется в особых условиях торфонакопления, при которых рост торфяных залежей часто происходит одновременно с их промерзанием, что находит выражение в захоронении растительных остатков, в темпе роста торфяников и в их криогенном строении. Особенности развития перечисленных процессов проявляются также в формировании мезо- и микрорельефа, в преобразовании ими чехла рыхлых отложений, в формировании специфических генетических типов новых геологических образований (сингенетически промерзающих озерных и прибрежно-морских отложений, делювиальных и пролювиальных образований, в образовании торфяников и др.).

Ледники в криолитозоне, так же как и на высоких элементах рельефа, поднятых в холодные слои атмосферы, преобразуют рельеф, сглаживая его при движении, выпахивая глубокие троговые долины, формируя озы, камы, оставляя на пути движения эр-

Таблица 14.1

Систематизация экзогенных геологических процессов в криолитозоне

Группы процессов	Виды процессов	Механизм процессов	Причины развития процессов	Сопутствующие процессы	Основные формы проявления процессов	
					в отложениях	в рельефе
1. Собственно криогенные (мерзлотно-геологические), обусловленные годовыми и многолетними колебаниями теплообмена на земной поверхности	1.1 Криогенное выветривание пород	Температурные деформации пород, расклинивающее действие тонких пленок воды в породах, диспергация и коагуляция минеральных частиц в дисперсных породах	Многократные циклы сезонного промерзания и оттаивания пород, изменения напряженного состояния пород под влиянием сезонных колебаний температуры	Изменение механического состава рыхлых отложений	Криогенная автоморфная кора выветривания, лёссовидные покровные образования	Поверхности выравнивания, нагорные террасы
	1.2. Морозобойное растрескивание и полигонально-жильные образования	Температурная деформация мерзлого массива дисперсных пород	Изменения напряженного состояния пород в массиве под влиянием сезонных колебаний температуры	Образование повторно-жильных льдов и грунтовых жил	Вертикальные трещины в сезонноталом слое пород, повторно-жильные льды, грунтовые жилы	Полигональный рельеф
	1.3. Морозное пучение дисперсных пород	Увеличение объема пород при льдовыделении в них	Сезонное и многолетнее промерзание влажных и водонасыщенных дисперсных пород	Усадка пород, температурная деформация	Ледяные шлиры, линзовидные и пластовые залежи льда, криотурбации	Площади пучения, миграционные и инъекционные бугры пучения, каменные моря и многоугольники
	1.4. Наледеобразование	Сезонное замерзание поверхностных и подземных вод	Перемерзание водотоков, путей транзита и очагов разгрузки подземных вод	Инъекционное внедрение подземных вод в замерзающие отложения, деформация мерзлых пород	Наледный аллювий	Наледи, наледные поляны
	1.5. Термокарст	Тепловая осадка земной поверхности	Сезонное и многолетнее оттаивание сильнольдистых пород и подземных залежей льда	Размокание, растекание оттаивающих пород	Таберальные отложения	Термокарстовые просадки поверхности, бугристо-западинный рельеф, озера, котловины, байджерахи
2. Флювиальные, абразионные и водобалансовые, обусловленные тепловым и механическим взаимодействием водных масс на оттаивающие и мерзлые породы, годовыми колебаниями теплообмена поверхности, колебаниями водного баланса поверхности	2.1. Термоэрозия	Разрушение и вынос оттаивающих и мерзлых дисперсных пород водными потоками	Тепловое и механическое воздействие водного потока на мерзлые породы в его ложе	Солифлюкция, термоабразия, оползни	Овражный пролювий, аллювиально-пролювиальные отложения	Промоины, овраги, балки, конуса выноса
	2.2. Термоабразия	Размывание, обрушение, сползание, стекание пород на береговых склонах и уступах, вынос их с пляжей	Тепловое и механическое воздействие волнений и течений водных масс на мерзлые и оттаивающие породы в береговой зоне	Солифлюкция, обвалы, сплывы-оползни	Прибрежно-морские и озерные отложения	Отсупание бровки береговых склонов и уступов от акваторий, термоабразионные уступы, цирки, прибрежные отмели
	2.3. Заболачивание	Слабый сток поверхностных вод, зарастание озер, переувлажнение поверхности	Увеличение осадков, термокарстовые просадки, сезонное и многолетнее промерзание отложений, рост торфяных залежей	Морозное пучение, термокарст	Торфяные залежи, сапропель, пластовые и инъекционные льды	Выпуклые торфяники, кочкарники, грядово-озерно-мочажинные образования
	2.4. Ледники, снежники	Накопление, таяние, движение льда и снега, водноледяной сток	Преобладание снегонакопления над таянием	Разрушение коренных пород, выпахивание ледниковых долин, озер	Водно-ледниковые и ледниковые отложения	Купола, вершинные, долинные, склоновые ледники, озы, камы, эрратические валуны

Окончание табл. 14.1

Группы процессов	Виды процессов	Механизм процессов	Причины развития процессов	Сопутствующие процессы	Основные формы проявления процессов	
					в отложениях	в рельефе
3. Гравитационные, обусловленные гравитацией, поверхностным и внутригрунтовым стоком вод, годовыми колебаниями теплообмена поверхности	3.1. Курумообразование	Скопление и перемещение грубообломочного материала по склону крутизной меньше угла естественного откоса обломков	Криогенное и термогенное выпучивание обломков, криодесерпция	Суффозия, пластично-вязкое течение гольцового льда	Гольцовый делювий	Курумы-потоки, курумы-поля, курумовые террасы
	3.2. Солифлюкция	Пластично-вязкое и вязкое течение, сплывание оттаивающих пород на склонах	Разрушение структурных связей в дисперсных породах и уменьшение их прочности при оттаивании	Захоронение почвенно-дернового слоя, снежников	Солифлюкционные отложения	Солифлюкционные потоки, покровы, террасы
	3.3. Оползни, обвалы, осыпи	Скольжение и обрушение объема талых пород по подстилающей поверхности мерзлых отложений на склоне	Криогенное выветривание, обводнение и уменьшение прочности оттаивающих пород на склоне	Суффозия	Оползневые отложения	Блоковые, глыбовые, земляные обвально-осыпные тела, конуса, воронки
	3.4. Лавины, сели	Скопление и перемещение снежных масс, перемещение грязевых и снеговодокаменных масс вниз по склону	Нарушение равновесия в снежном покрове, резкое увеличение поверхностного стока на склонах	Сублимационный диафторез, криогенное выветривание	Несортированные отложения конусов выноса, крупноглыбовые и валунные отложения днищ долин и логов	Конуса выноса, лавины, лотки
4. Эоловые, обусловленные деятельностью ветра	4.1. Ветровая эрозия и аккумуляция	Выдувание, перенос и отложение частиц оттаявших и морозных пород ветром	Движение приземного слоя атмосферы, слабая закрепляющая роль растительного покрова	Термогенное выветривание	Эоловые отложения	Котловины, дюны, барханы, тукуланы

ратические валуны и несортированные толщи ледниковых отложений.

Третья группа объединяет гравитационные процессы, такие как солифлюкция, курумообразование и десерпция, оползание, обрушение, осыпание и др. Некоторые из них имеют аналоги вне криолитозоны, другие характерны только для нее (криодесерпция, курумообразование). Но все гравитационные процессы в криолитозоне отличаются своеобразием механизма, обусловленным периодическим изменением состояния пород, их свойств при промерзании и оттаивании, развитием особых пластично-вязких деформаций оттаивающих и мерзлых сильнольдистых пород, деформаций форм морозобойного растрескивания пород и выпучивания каменного материала в чехле рыхлого покрова. Гравитационные процессы в криолитозоне приводят к формированию особых форм мезо- и микрорельефа: курумных и солифлюкционных потоков, полей, террас. Кроме того, с этими процессами в криолитозоне связано формирование специфического состава и строения соответствующих склоновых отложений (солифлюкционных, наледных, ледниковых, гольцовых льдов).

Наконец, к четвертой группе относятся процессы эолового происхождения. Сезонное и многолетнее промерзание—оттаивание, термогенное выветривание, морозобойное трещинообразование накладывают отпечаток на протекание эоловых процессов и на облик формирующихся эоловых отложений. Однако, по мнению исследователей (Томирдиаро,1975), именно эоловые процессы в условиях сурового климата привели к формированию мощной сильнольдистой толщи отложений на Арктических приморских низменностях России, получивших название «ледового комплекса». По-прежнему до конца не решен вопрос о роли эоловых процессов в формировании лёссовых и лёссовидных отложений как в границах современной криолитозоны, так и в перигляциальной зоне. Кроме того, следует отметить существенно различную изученность и криогенных геологических процессов и формируемых ими мерзлотно-геологических явлений. При этом существенно,

что экзогенные геологические процессы в криолитозоне редко развиваются отдельно от мерзлотно-геологических и обычно протекают совместно, образуя так называемые парагенетические ассоциации или ряды. При одновременном развитии нескольких процессов, как правило, происходит ослабление или усиление одного процесса другим. Например, развитие термокарстовых просадок и котловин сопровождается термоэрозионным, термоденудационным и солифлюкционным разрушением их бортов, что способствует активизации термокарста

Часто в природе процессы последовательно сменяют друг друга, при этом каждый предыдущий процесс создает условия для развития последующего. Морозобойное растрескивание пород и образование повторно-жильных льдов создает предпосылки для развития термокарста при потеплении климата. Результатом этого являются озера, заполнение и зарастание которых вновь приводит к началу морозобойного растрескивания при многолетнем промерзании пород

В настоящее время экзогенные геологические процессы и явления в криолитозоне изучены с различной детальностью, что и отразилось в приводимом ниже описании

При этом наибольшее внимание уделяется собственно «криогенным», характеризующим современное состояние криолитозоны и ее динамику или свидетельствующим о ее былом наличии

14.2. Криогенное выветривание

Криогенное выветривание — это наиболее распространенный процесс в криолитозоне, а также в зоне устойчивого сезонного промерзания пород. Механизм этого процесса связан с фазовыми превращениями воды в породе при многократном повторении процесса промерзания—протаивания

При криогенном выветривании преобладает физическое разрушение пород, процессы химического выветривания проявляются в весьма ослабленном виде, хотя и развиты почти повсеместно. Процесс криогенного выветривания по-разному проявляется в скальных породах с жесткими связями и в дисперсных породах различного состава и существенно зависит от рельефа и климатических условий. Так, на плоских междуречьях, равнинах и плато, где ослаблен вынос образующегося мелкозема, происходит его накопление в виде слоистых толщ рыхлых отложений. На склонах долин и гор разрушающийся обломочный материал разной крупности либо сносится вниз по крутым склонам, скапливаясь у подножий горного рельефа, либо сносится частично, накапливаясь на пологих и средней крутизны склонах и создавая

площадки и уступы с различной мощностью обломочного материала.

Периодическое промерзание и оттаивание пород, приводящее к механическому разрушению массивов, обломков и отдельных частиц скальных пород, реализуется с помощью криогидратационного механизма (расклинивающего действия тонких пленок воды) путем образования трещин, дробления обломков, образования мелкозема с размером фракций до крупной пыли, а также к агрегации глинистых частиц в тонкодисперсных отложениях. Криогенный тип литогенеза отличается такими существенными признаками (см. гл. 6), как сцементированность частиц породы льдом при отрицательных температурах, большое содержание пылеватого (алевритового) и песчаного материала, а также льдобрекчий и льдоконгломератов, и особая криогенная текстура и структура осадочных пород, особый типоморфный комплекс минералов и пород (лед, гидрослюды, монтмориллонит, закисные формы железа, марганца и др.). В результате криогенного выветривания отложения приобретают высокую пылеватость, а участие в криогенезе «стебелькового льда» приводит к разрыхлению породы, формированию криогенного криппа (десерпции), к сползанию и медленному смещению камней вниз по уклону, к выпучиванию обломков породы на ровных поверхностях и т.д. При наличии полигональных форм обломки смещаются к периферии полигонов или происходит их концентрация во внутриполигональных понижениях. Наличие мерзлоты ниже слоя сезонного оттаивания ослабляет процессы криогенного выветривания, а наблюдающиеся его следы свидетельствуют об их реликтовом характере.

Криогенное выветривание дисперсных отложений приводит на выположенных поверхностях междуречий, равнин и плато к формированию горизонта «покровных суглинков» мощностью от 1 до 3—4 м, что корректируется с наибольшими глубинами сезонного оттаивания в голоценовый климатический оптимум (*Романовский*, 1993). На арктических приморских низменностях с высокольдистыми отложениями покровные суглинки представляют собой элювий «ледового комплекса» — алеврит с поясковыми криогенными текстурами, образовавшимися при промерзании снизу, со стороны мерзлой толщи.

Криогенное выветривание, как правило, не сопровождается образованием специфических, характерных только для него, экзогенных геологических явлений. Однако оно оказывает большое влияние на особенности формирования и развития практически всех геокриологических процессов и явлений, изменяя состав, свойства и облик горных пород.

Криогенное выветривание скальных пород имеет большое значение при формировании курумов, каменных глетчеров, струк-

турных террас на склонах, образовании линий отрыва при обрушении блоков пород, подошвы скольжения для оползней и др.

14.3. Морозобойное растрескивание и полигонально-жильные образования

Морозобойное растрескивание представляет собой процесс температурной деформации мерзлых пород в изменяющемся градиентном температурном поле. При изменении температуры пород в слое годовых колебаний температур возникают объемно-градиентные напряжения, которые могут привести к морозобойному растрескиванию массива пород. Трещины возникают на поверхности и проникают в глубь массива. В плане они образуют полигоны (рис. 14.1). Многократное повторение процесса морозобойного трещинообразования приводит к формированию криогенных образований и специфических форм рельефа. Явления, связанные с процессом морозобойного растрескивания, характеризуются по размеру полигонов, ширине раскрытия и глубине проникновения трещин в породу, виду и составу их заполнения, соотношению времени их формирования и времени осадконакопления.

Напряжения, определяющие размеры полигонов, пропорциональны градиенту температуры по вертикали (по глубине), расстоянию от свободной вертикальной поверхности (обрыва, другой трещины), модулю упругости при сдвиге и коэффициенту температурного расширения (сжатия) грунтов. Установлено, что амплитуда колебаний температуры на поверхности оказывает наи-

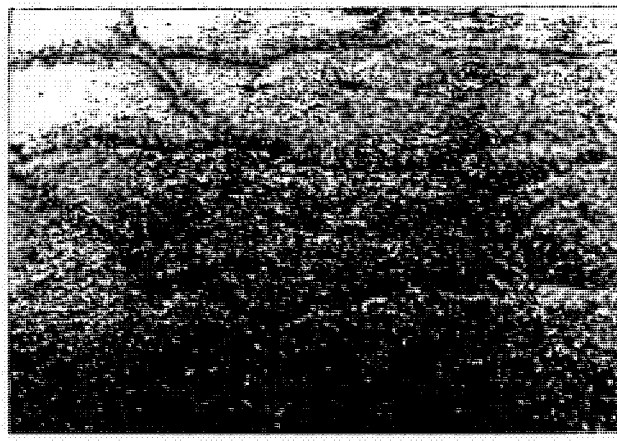


Рис. 14.1. Полигоны по морозобойным трещинам (реликтовые) в Южной геокриологической зоне Средней Сибири (*фото Ф.Н.Лещикова*)

большее влияние на размеры полигональной решетки в плане, а среднегодовая температура мерзлых пород, являющаяся показателем их суровости, - на глубину проникновения морозобойных трещин в мерзлую породу. Чем больше амплитуда колебаний температуры, тем меньше расстояние между трещинами, тем мельче полигоны. Поэтому в условиях резкого и глубокого охлаждения массива пород зимой, которое свойственно районам с резко континентальным климатом, возникают частые морозобойные трещины с расстоянием между ними от 0,5–2 до 10—12 м. В менее континентальных условиях образуются морозобойные полигоны с расстоянием между трещинами до 20—40 и даже 50—80 м. В однородных по составу (и механическим свойствам) массивах горных пород образуются прямоугольные сети трещин, а в неоднородных — сложной конфигурации с четырьмя, а иногда с пятью и бóльшим числом сторон.

Морозобойные трещины достаточно глубоко проникают в мерзлые породы. При сезонном промерзании пород их глубина ограничивается мощностью промерзшего слоя, а в многолетнемерзлых породах элементарная трещина (одного зимнего сезона) может проникать на глубину 3 - 4 м и более. Чем ниже температура многолетнемерзлых пород, тем глубже может проникать элементарная трещина. Ширина морозобойных трещин на поверхности грунтового массива может достигать 5—10 см. Морозобойное растрескивание, как правило, сопровождается заполнением трещин водой, мелкоземом, песком, торфом и образованием полигонально-жильных структур, которые подразделяются на четыре типа: повторно-жильные льды (рис. 14.2), изначально-грунтовые жилы, первично-песчаные жилы и псевдоморфозы по повторно-жильным льдам.

Повторно-жильные льды. Образование морозобойных трещин происходит зимой. Весной в эти трещины заливается и замерзает талая снеговая вода и в мерзлой породе образуются ледяные жилки. В слое сезонного оттаивания верхняя часть жилки летом оттаивает, а в подстилающих многолетнемерзлых породах ледяная жилка сохраняется. Это возможно при условии, когда глубина проникновения трещины больше глубины сезонного оттаивания пород. Из года в год морозобойное растрескивание повторяется на одном и том же месте, образующиеся трещины каждый раз вновь заполняются водой, которая в последующем замерзает. Так формируются элементарные ледяные жилки, вложенные одна в другую, что и приводит к росту ледяной жилы в ширину. В структуре ледяной жилы видна вертикальная полосчатость: вертикально ориентированные пузырьки воздуха и включения грунта, по которым возможно выделение элементарных ледяных жилок. По их числу

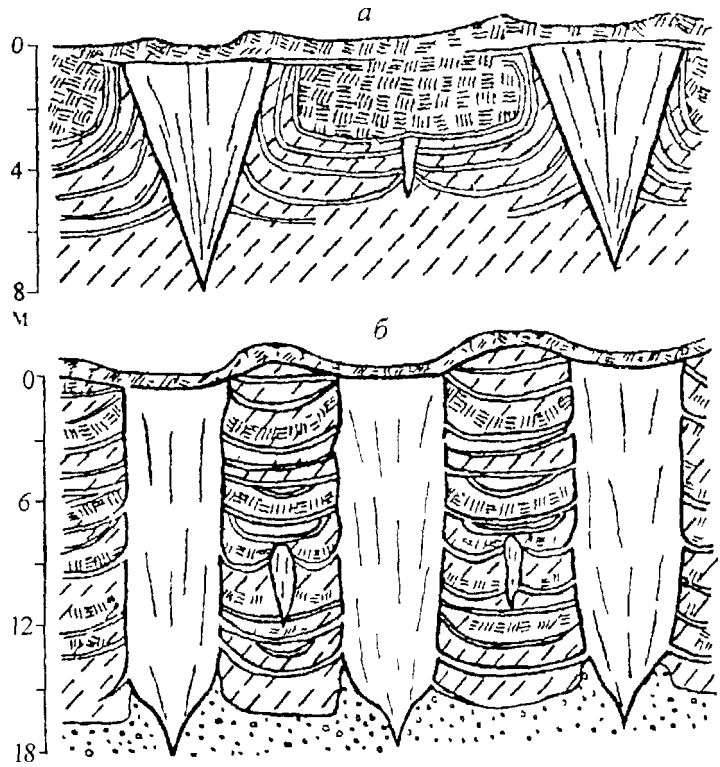


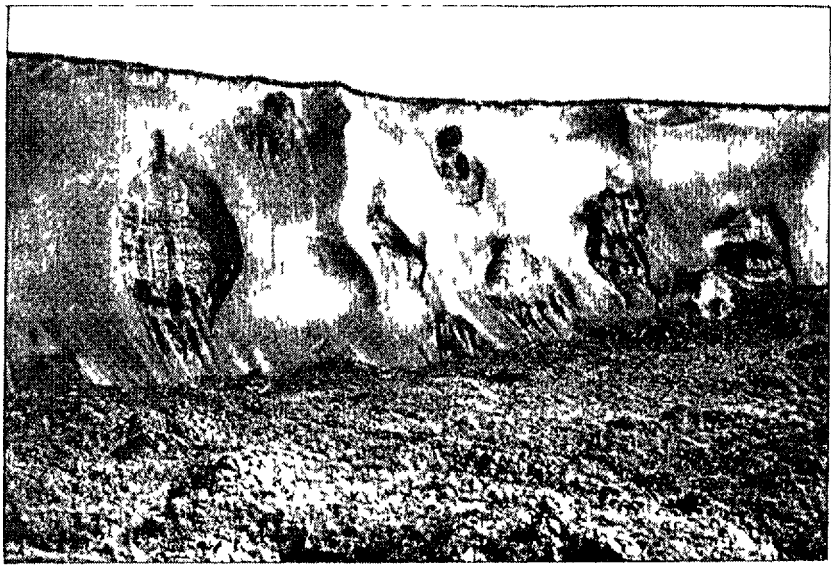
Рис 14 2 Типы ледяных жил в полигонально-жильных системах на примере Приморских низменностей Якутии (*по И Н Романовскому, 1977*)

а — эпигенетические ледяные жилы на склонах в алевритовых осадках с линзами торфа и ледяными поясками *б* — сингенетические ледяные жилы на озерно-аллювиальной равнине в алевритовых осадках с ледяными поясками и оторфованностью

можно подсчитать, сколько лет «росла» (формировалась) ледяная жила Обычно это время исчисляется тысячами лет Ширина и вертикальные размеры ледяных жил тем больше, чем глубже проникают морозобойные трещины и чем дольше во времени происходит рост ледяной жилы В соответствии с суровостью климата, чем дальше на север, тем быстрее растут ледяные жилы

Повторно-жильные льды могут образовываться как в сформировавшихся ранее породах в результате увеличения суровости мерзлотных условии, так и одновременно с накоплением отложений Первые являются *эпигенетическими* (рис 14 2, *а*), вторые — *сингенетическими* (рис 14 2, *б*) Последние — самые мощные полигонально-жильные образования и могут достигать в высоту 40—60 м и более, а в ширину — 6—8 м (рис 14 3) Эпигенетические жилы, как правило, не превышают глубины годовых колебании температур

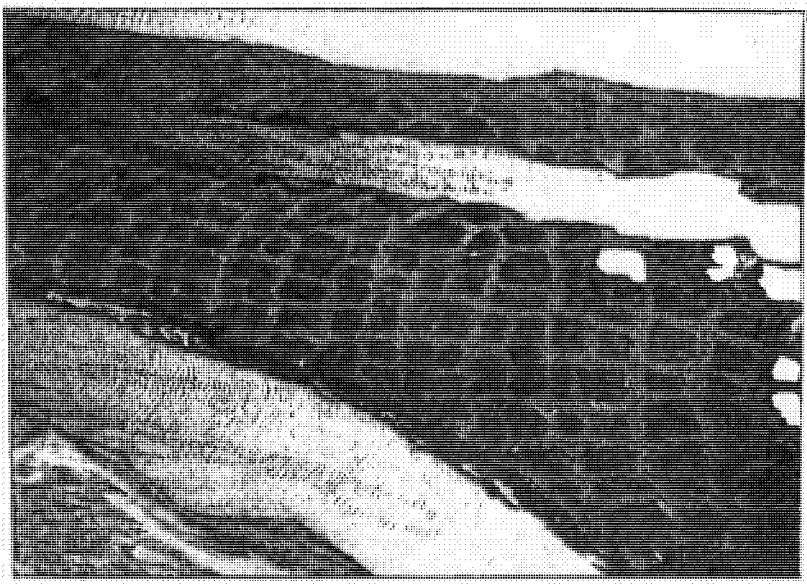
а



б

Рис. 14.3. Системы синтетических полигонально-жильных льдов
а — в плейстоценовых отложениях о. Бол. Ляховский (*фото В.Л. Тумского*), *б* — на дражных полигонах Магаданской области (*фото Г.З. Перлштейна*)

а



б

Рис 14 4 Полигонально-валиковый микрорельеф

а — на низкой пойме в низовьях Лены (*фото В Е Тумского*), *б* — на высокой пойме в низовьях Анабара (*фото О Г Боярского*)

Повторно-жильные льды образуются на периодически покрывающихся водой преимущественно супесчано-суглинистых и торфянистых участках аккумулятивного рельефа (речные долины, озерные котловины) при среднегодовых температурах ниже −3°С. Чем ближе к северу, тем шире они распространяются на отно-

сительно пологих склонах, междуречьях и встречаются даже в пойменном элювии.

Растущие ледяные жилы по стенкам льда выжимают вверх вмещающую породу. Поэтому над морозобойными трещинами на поверхности земли образуются валики, а над самой жилой (между валиками) формируются канавообразные понижения в результате вытаивания жилок льда в слое сезонного оттаивания и развития эрозионных процессов. В результате формируется так называемый полигонально-валиковый микрорельеф (рис. 14.4).

Морозобойное трещинообразование в условиях недостаточного увлажнения аккумулятивных равнин может привести к формированию *не ледяных*, а *изначально-грунтовых жил*, которые образуются в слое сезонного оттаивания и промерзания пород. Весной в морозобойные трещины затекает не талая вода, а разжиженный грунт. На севере такие жилы встречаются редко и лишь на участках сравнительно глубокого протаивания. В южном направлении частота их развития существенно возрастает. Встречаются они и за пределами криолитозоны.

Песчаные жилы. В условиях сурового и очень сухого климата с сильными ветрами зимой, когда образуются морозобойные трещины, песок засыпается в них и образуются песчаные жилки. Многократное повторение процесса приводит к формированию песчаных жил. В определенных условиях могут формироваться *песчано-ледяные жилы*. Песчано-ледяные и песчаные жилы могут формироваться и в существенно более мягких по сравнению с Антарктидой мерзлотных условиях в Центральной Якутии, на севере Западной Сибири и др. При положительных или отрицательных (близких к 0 °С) среднегодовых температурах, когда морозобойные трещины не проникают ниже подошвы сезонномерзлого или сезонноталого слоя, песчаные жилы целиком располагаются в пределах этих слоев.

Псевдоморфозы по ледяным жилам – это вторичные образования, являющиеся результатом вытаивания ледяных жил и заполнения (по мере их вытаивания) образовавшегося пространства грунтом (рис. 14.5). Встречаются они главным образом на таких территориях, где ледяные жилы выплавились в результате локальной или региональной деградации многолетнемерзлых пород. Широкое их развитие фиксируется за пределами современной криолитозоны на Украине, в Польше, Чехословакии, Монголии, Китае, Аляске, Канаде и др. В пределах криолитозоны их можно наблюдать на участках, где подземные льды вытаивали в результате развития термокарста или термоэрозии. Часто они развиты в долине «сухих» логов Якутии. Псевдоморфозы по повторно-жильным льдам имеют большое *значение при изучении четвертичных отложений*, восстановлении истории формирования многолетнемерзлых толщ и восстановлении палеогеографической обстановки прошлого.

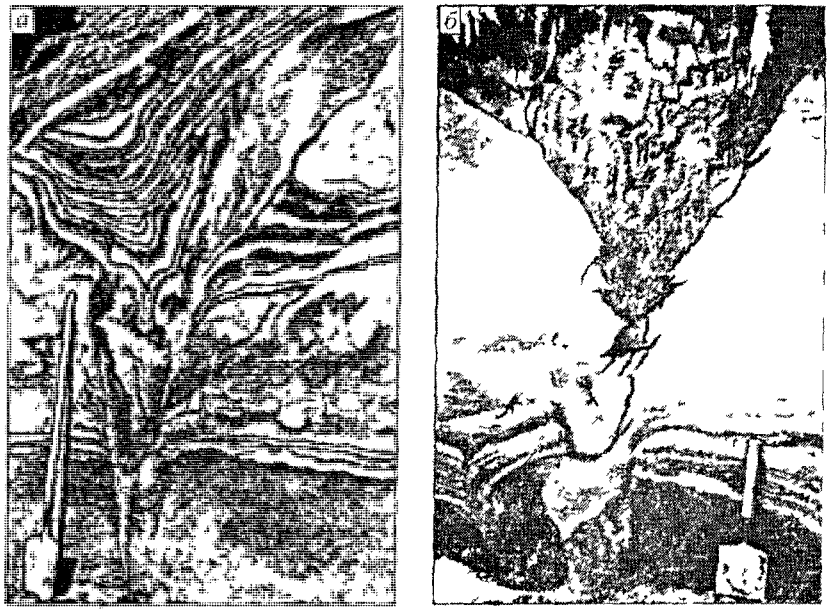


Рис 14 5 Псевдоморфозы по ледяным жилам в аллювии низовьев Оби

а — структура обрушения сформировавшаяся сравнительно (*фото В В Баулина*) *б* структура наполнения сформировавшаяся субаэрально (*фото Г М Шмелева*)

В криолитозоне широко распространены *мелкополигональные формы* рельефа, которые образуются в результате мелкополигонального растрескивания при неравномерном промерзании сверху и с боков закрытых (замкнутых) объемов талого грунта в слое сезонного оттаивания В таких системах резко возрастает гидростатическое давление, что обеспечивает переход тиксотропного влажного грунта внутри блоков в пластично-текучее состояние Нередко при этом происходит разрыв поверхностной мерзлой корки пород и излияние на поверхность разжиженной грунтовой массы

Такие грунтовые образования называются «пятнами-медальонами» (рис 14 6) Они широко развиты на бровках террас, пологих склонах, сниженных водоразделах и других оголенных от снега и растительности участках

14.4. Морозное пучение дисперсных пород

Морозное пучение дисперсных пород обусловлено увеличением объема замерзающей влаги и льдонакоплением (вследствие миграции воды) при промерзании Этот процесс широко распространен как в криолитозоне, так и на территории с глубоким

а

б

Рис 14 6 Пятна-медальоны

а – на аллювиальной поверхности в низовьях Лены (*фото В Е Тумского*) *б* – на озерно-аллювиальной равнине на севере Якутии (*фото И И Романовского*)

сезонным промерзанием пород Наибольшие деформации пучения наблюдаются при промерзании в открытой системе хорошо влагопроводных, чаще всего пылеватых и водонасыщенных супесчаных и суглинистых пород при малых скоростях промерзания

и близком расположении водоносного горизонта (миграционный механизм пучения). Нередко также пучение бывает связано с промерзанием грубодисперсных пород в условиях закрытой системы, когда возникают напорные горизонты грунтовых вод (инъекционный механизм пучения). Обычно различают площадное и локальное пучение. Первое чаще всего характеризуется большой пространственной неоднородностью, при которой величина пучения в пределах одного ландшафтного типа может более чем в два раза превышать средние значения деформации пучения. Заметнее всего в рельефе проявляется локальное пучение (бугры, полосы пучения и др.), которое может возникать вследствие неоднородности условий промерзания, обводненности, состава пород и других факторов геолого-географической среды. В целом в природных условиях пучение пород может быть связано с сезонным промерзанием пород сезонноталого или сезонномерзлого слоя (сезонное пучение) и с многолетним промерзанием пород (многолетнее пучение).

Многолетнее пучение. Пучение грунтов является наиболее распространенным криогенным процессом, благодаря которому на участках развития тонкодисперсных пород и торфяников формируются различные по форме и размерам бугры пучения. В результате промерзания торфяников, например в заболоченных низинах и аласах, нередко формируется так называемый «обращенный» рельеф, обычно возвышающийся над окружающей поверхностью на несколько метров. Локальное многолетнее пучение всегда сопровождается образованием бугров, высота которых может достигать десятков метров, а диаметр — сотен метров. По типу формирования локальные бугры пучения подразделяются на миграционные (сегрегационные) и инъекционные, но возможно их смешанное инъекционно-миграционное образование.

Миграционные бугры пучения (называемые в зарубежной литературе пальсами) образуются в результате миграции внутригрунтовой влаги к фронту промерзания под влиянием градиентов температуры и влажности. Отнесение их к локальным свидетельствует о том, что они образуются в отдельных местах, там, где в результате сочетания природных факторов создаются условия более быстрого и глубокого промерзания пород и где начинает образовываться линза многолетней мерзлоты. Из окружающих талых пород сюда в первую очередь начинает поступать мигрирующая влага, что и приводит к пучению грунта и поднятию поверхности на этом участке. Зимой с приподнятой поверхности снег сдувается, температура пород понижается, а мощность линзы многолетнемерзлых пород еще более возрастает по сравнению с окружающими участками, обусловливая увеличение бугра. Скорость роста га-

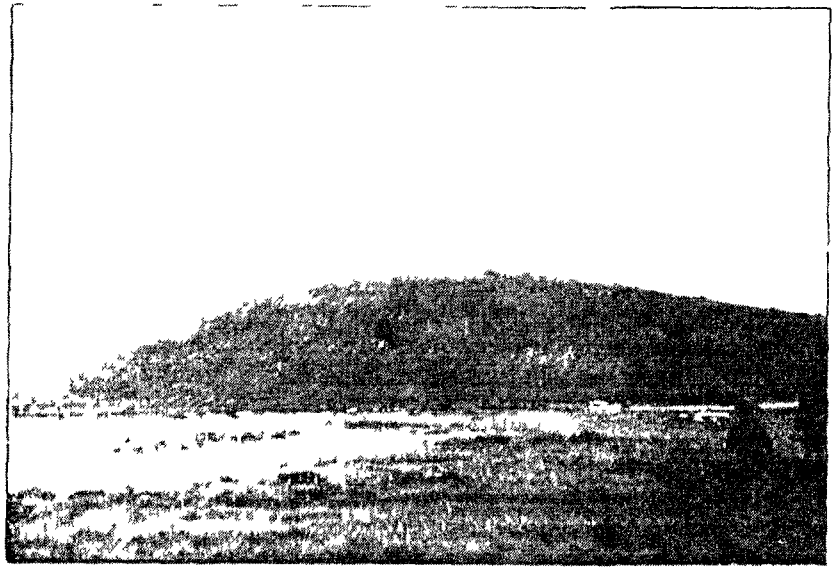


Рис 14 7 Бугуннях в зарастающей озерной котловине П-ов Ямал (*фото А Н Козлова*)

ких бугров на севере Западной Сибири в начальный этап составляет 10—30 см/год, а затем, по мере роста многолетнемерзлого ядра и увеличения самого бугра, уменьшается до 1—2 см/год Эти бугры достигают высоты 20 м, а в основании имеют размеры от нескольких десятков до сотен метров что определяется возрастом и условиями формирования (рис 14 7)

Многолетние миграционные бугры пучения, как правило, сопровождают новообразование многолетнемерзлых пород на талых участках пойм и озерных котловин, нередко образуя цепочки бугров по берегам озер, на мелководьях рек, по краям заболоченных пространств

Бугры пучения часто приурочены к участкам торфяных отложений Это связано с тем, что торф содержит большое количество влаги, в связи с чем теплопроводность мерзлого торфа выше талого и выпуклые участки с торфами сильнее охлаждаются зимой, чем нагреваются летом Поэтому промерзание в торфах идет интенсивнее, чем в минеральных грунтах, что и обеспечивает развитие локального пучения и образование торфяных бугров пучения

Многолетние инъекционные бугры пучения возникают обычно за счет инъекции воды (или разжиженного грунта) под действием гидростатического давления, развивающегося в закрытых системах при их промерзании Они связаны преимущественно с промерзанием подозерных (обводненных) несквоз-

ных таликов, окруженных со всех сторон многолетнемерзлыми породами На Севере и в Центральной Якутии их называют *булгунняхами*, за рубежом — *пинго* Причиной промерзания подозерных таликов обычно является обмеление или осушение озер В результате подозерный талик начинает со всех сторон промерзать сокращаться в размерах Находящаяся там вода начинает испытывать гидростатическое давление Благодаря этому давлению мерзлая кровля в наиболее слабом месте выгибается, образуя бугор пучения с ядром из инъекционного льда или льда с грунтом Поскольку промерзание водоносного талика — длительный процесс внедрение воды в растущий булгуннях происходит многократно Параллельно с этим может происходить и сегрегационное льдовыделение в виде шлиров и прослоев льда, что приводит к сложному строению булгунняхов

Размеры булгунняхов зависят от количества воды в замкнутых таликах и по высоте могут достигать 30—60 м а по основанию — 100—200 м Нередко встречается и другой тип инъекционных бугров пучения — *гидролакколиты*, которые образуются при инъекциях воды под влиянием гидродинамического напора надмерзлотных и подмерзлотных вод Гидролакколиты приурочены к источникам (местам разгрузки) подземных вод или к замкнутым, в том числе пойменным таликам преимущественно в южной зоне распространения многолетнемерзлых пород (рис 14 8)

Сезонное пучение грунтов. Такое пучение сопровождает сезонное промерзание талых пород и промерзание сезонноталого слоя Сред-

Рис 14 8 Гидролакколит — инъекционный бугор пучения в полосе отвода железной дороги Малый БАМ (*фото С Н Бу довича*)

няя величина *площадного пучения* сезонноталого слоя обычно в 1,5—2 раза меньше пучения слоя сезонного промерзания Это связано с тем, что сезоннопромерзающий слой чаще всего является открытой системой и его промерзание сопровождается активной миграцией влаги Промерзающий сезонноталый слой приближается к системе закрытого типа, когда миграция влаги из подстилающих мерзлых пород не происходит, а возможно только вертикальное миграционное перераспределение ее внутри слоя и боковое — за счет неравномерного промерзания Годовой цикл наблюдений за деформацией показывает, что поверхность земли при промерзании в результате пучения пород поднимается относительно неподвижного репера, следуя за увеличением мощности промерзающего слоя и достигая максимальной отметки на момент максимума промерзания С началом оттаивания грунта поверхность будет вновь опускаться за счет вытаивания сегрегационных прослоев льда, пока не достигнет нулевой отметки репера Такое движение земной поверхности называют еще *гидротермическим*

Сезонное площадное пучение пород характеризуется большой неравномерностью развития по площади и во времени Наиболее ярким ее выражением является формирование однолетних (или сезонных) миграционных бугров пучения, которые существуют только в холодный сезон года и исчезают вместе с оттаиванием промерзшего слоя Ширина этих бугров может достигать первых метров, а превышение над окружающей поверхностью — до 1,5 м Инъекционные сезонные бугры пучения обычно связаны с неравномерным промерзанием пород сезонноталого слоя, в результате чего возникает гидростатический напор в движущихся надмерзлотных водах Наиболее часто такое явление фиксируется у подножий склонов и на промерзающих бечевниках рек и ручьев

Проявление процесса сезонного пучения наблюдается также в мелкоземе при содержании в нем включений обломков пород более крупного размера (щебень, галька, глыбы, валуны и др) Теплопроводность каменного материала выше, чем мелкозема, поэтому мелкозем под обломками охлаждается сильнее и к этому фронту промерзания в первую очередь начинает мигрировать вода Превращаясь в лед, она приподнимает и выталкивает вверх такие обломки пород При сезонном оттаивании слоя обломки не успевают осесть на свое место, так как это пространство уже частично или полностью заполняется водой и мелкоземом, а сам обломок удерживается окружающим его грунтом В результате многократного повторения этого цикла происходит выпучивание (вымораживание) каменного материала и идет сортировка (перераспределение) обломков внутри сезоннопромерзающего слоя верхняя часть разреза обогащается крупнообломочным материалом, особенно на поверхности земли (рис 14 9)

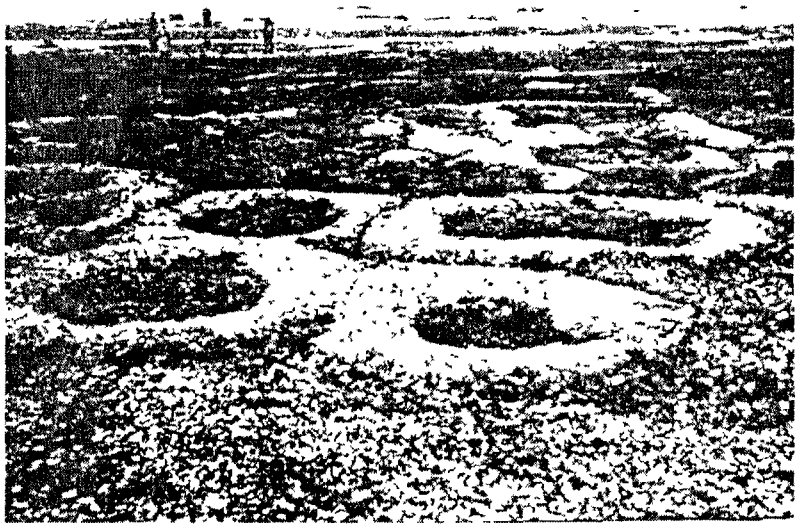


Рис 14 9 Сортировка каменных колец из обломков коренных пород на выравненной поверхности Шпицбергена (*фото А Яна*)

При отсутствии мелкозема в разрезе дифференциация обломков по крупности происходит при ведущей роли термогенного выпучивания, когда в результате объемнотемпературных деформаций более крупные обломки интенсивнее выталкиваются к поверхности вследствие температурных изменении их объема Так образуются «каменные моря», «каменные россыпи» и др

С развитием этого процесса в массивах пород, где промерзание сопровождается образованием диагенетических или морозобойных трещин, формируются вытянутые по уклону «каменные полигоны», а при крутизне свыше 8—10° — «каменные полосы».

При установке в сезонномерзлый или сезонногалый слой свай, столбов или при прокладке трубопроводов также происходит их постепенное выпучивание (вымораживание). При ежегодном повторении такого процесса столб в конечном итоге оказывается настолько выпученным вверх, что теряет устоичивость, наклоняется и падает (рис.14.10). Выпучивание столбов ведет к нарушению линии связи, а сваи в основании фундаментов различных сооружении — к деформации последних

14.5. Наледи

Характерным явлением в криолитозоне являются наледи, которые возникают и растут только в морозный период года Они образуются за счет различных вод' подземных, речных, озерных (часто наледи имеют смешанное питание). При их многократном

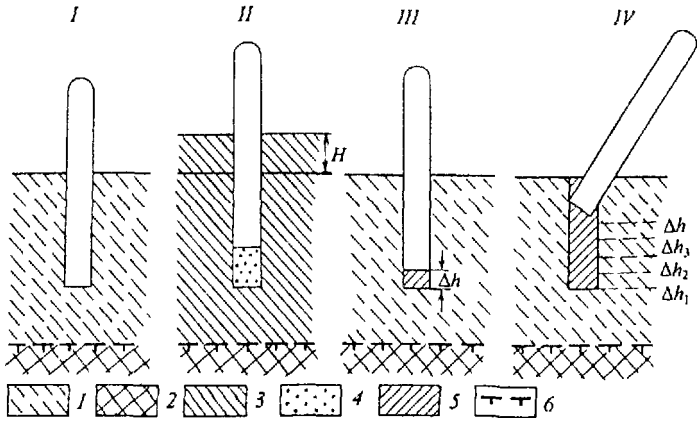


Рис. 14.10. Схема выпучивания (вымораживания) столба из сезонноталого слоя, сложенного влажными дисперсными отложениями (*по И.Д Белокрылову*):

I—III — стадии выпучивания столба в годовом цикле, *IV* — обрушение столба, выпученного из сезонного слоя в течение ряда лет, *1* — талые породы слоя сезонного протаивания, *2* — многолетнемерзлые породы, *3* — мерзлые породы сезоннопромерзшего слоя, *4* — полость, образовавшаяся при поднятии столба за счет его смерзания с породой сезонноталого слоя, заполненная льдом или сильнольдистым грунтом, *5* — полость, заплывшая при протаивании влагонасыщенным грунтом, *6* — граница многолетнемерзлых пород, Δh - выпучивание столба, H — пучение грунта в годовом цикле

излиянии на поверхность и послойном замерзании образуются плосковыпуклые ледяные тела — наледи. Наледи влияют на перераспределение поверхностного стока, воздействуют на рельеф и обусловливают образование специфических отложений («наледный аллювий»), могут оказывать отрицательное воздействие на инженерные сооружения. Нередко наледи образуются в результате изменения мерзлотных условий при строительстве и эксплуатации различных сооружений и других видах освоения территории. Для их развития наиболее благоприятен суровый резко континентальный климат с холодными малоснежными зимами.

Причиной излияния вод на поверхность обычно служит повышение гидродинамического напора в результате сезонного промерзания трактов, по которым движутся подземные или речные воды, либо возрастание гидростатического давления воды при промерзании озер и подозерных таликов. Так, сезонное промерзание уменьшает живое сечение потоков поверхностных (на реках и ручьях) и подземных вод. Создается гидродинамический напор. Под его воздействием происходят разрыв мерзлой кровли (речного льда или мерзлых пород) и излив воды на поверхность. Вода растекается и замерзает, а излив прекращается до следующего разрыва. В результате такой цикличности на поверхности земли образуются слоистые ледяные тела различного размера и мощно-

сти. Все зависит от числа циклов, объемов изливающейся воды т. е. от запасов подземных вод и мерзлотно-грунтовой обстановки. Аналогичным образом могут образовываться наледи за счет гидростатического давления, возникающего при промерзании озер и несквозных (замкнутых) подозерных таликов. Режим формирования наледей в годовом цикле неодинаков. Осенью и в начале зимы они характеризуются медленным и постоянно увеличивающимся темпом нарастания (ранняя стадия формирования). В зимний период, когда идет сравнительно равномерное нарастание площади и объема наледи, выделяется стадия ее созревания. В период от середины зимы до начала весны наступает стадия зрелости. После устойчивого перехода среднесуточных температур через 0°С наступает стадия разрушения.

Наледи подразделяют по источникам питания, по положению в рельефе, продолжительности существования, размерам и т. д. По источникам питания выделяют три типа наледей — гидрогенные (поверхностных вод), гидрогеогенные (подземных вод) и гетерогенные (смешанных поверхностных и подземных вод). В свою очередь эти типы подразделяются на виды. Например, наледи гидрогенного типа подразделяются на виды речных вод, вод ручьев, озерных, морских, снеговых и ледниковых вод. Большинство наледей приурочено к долинам рек и ручьев (долинные, пойменные, террасовые), к склонам, пролювиальным конусам выноса, ледникам и приледниковым участкам. Различаются наледи однолетние, которые полностью стаивают к концу летнего сезона, и многолетние. Наледи, от которых к концу лета остаются небольшие по площади и мощности разобщенные линзы, называются *тающими*. Наледи хорошо дешифрируются на аэрофото- и космических снимках, сделанных после полного схода снежного покрова.

По размерам наледи изменяются от очень мелких (площадью до 10^3 м^2) до гигантских (площадью более 10^7 м^2 и объемом более $1\ 10^7$ м^3). Мощность гигантских наледей достигает более 10 м, а их длина десятков километров. Наледи, мощность которых более 5—6 м, как правило, многолетние (рис. 14.11). Размеры наледей зависят от источников их питания: очень малые наледи образуются за счет вод сезонноталого слоя и верховодки, а крупные и гигантские («гарыны») — за счет подземных вод глубокого подмерзлотного стока или вод смешанного глубокого и подмерзлотного стока.

14.6. Термокарст

Термокарст — это просадки земной поверхности, образующиеся при протаивании льдистых мерзлых пород и вытаивании подземного льда.

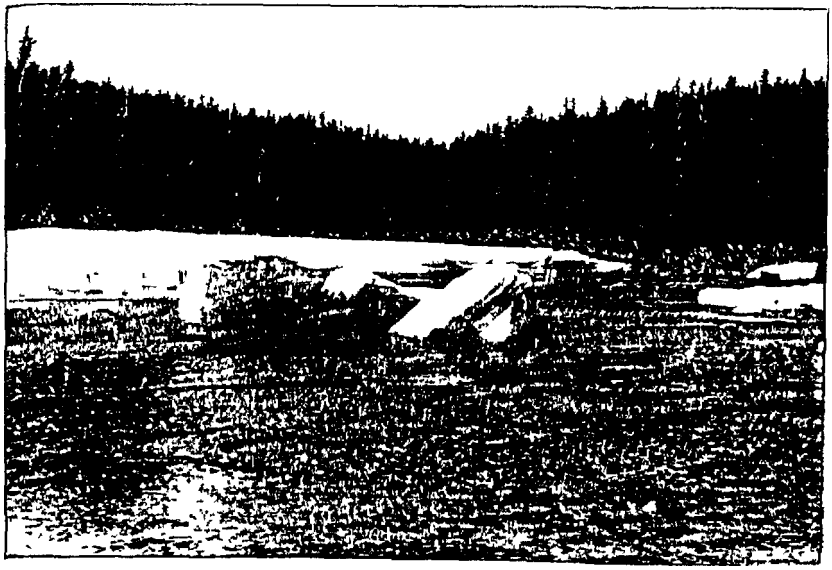


Рис 14 11 Наледь в долине р Самокит Южная Якутия (*фото В П Волковой*)

Проявление термокарста в мерзлых льдистых породах происходит как вследствие оттаивания с поверхности сегрегационного льда, так и оттаивания крупных ледяных включений захороненных снежников и наледей, пластовых залежеи и полигонально-жильных льдов, а также вытаивания льда гидролакколитов и булгунняхов Наибольший интерес при этом представляет процесс, многолетнего термокарста с образованием отрицательных форм рельефа — термокарстовых озер (рис 14 12)

Необходимым условием развития термокарста является наличие подземных льдов в виде мономинеральных залежей или текстурообразующего льда в рыхлых отложениях *Достаточным условием* для начала развития термокарста или *причиной* возникновения термокарста служит такое изменение теплообмена на поверхности почвы, при котором либо глубина сезонного оттаивания начинает превышать глубину залегания подземного льда или сильнольдистых многолетнемерзлых пород, либо происходит смена знака среднегодовои температуры и начинается многолетнее оттаивание мерзлых толщ Изменение теплообмена на поверхности может быть связано не только с общей деградацией мерзлых толщ, т е с исторически возникающими климатическими периодами потепления, но и с изменением составляющих радиационно-теплового баланса поверхности, с динамикой развития растительных, снежных и водных покровов, с иссушением пород сезонноталого слоя и другими изменениями элементов геолого-географической среды Однои из причин современной активизации процесса протаи-

Рис 14 12 Начало развития термокарстового озера в результате вытаивания ледяных жил после вырубки леса на террасе Леты (*фото К А Кондратьевой*)

вания пород считается производственное воздействие на природную среду, проявляющееся прежде всего в разрушении почвенно растительного покрова, что влечет за собой резкое увеличение глубины сезонного оттаивания (иногда в два–четыре раза)

Процесс развития термокарста, как показано В А Кудрявцевым, по-разному протекает в случае оттока воды из термокарстового понижения и в случае обводнения понижении Когда вода не скапливается в понижении (*сточный термокарст*), процесс носит затухающий характер

Такой термокарст обычно прекращается, когда оттаявшие осадки оседают на дне в виде кочек и других блоков породы («таберальные отложения») закрывают не вытаявшую льдистую породу, затем заносятся мелкоземом, зарастают и промерзают сверху и снизу, со стороны мерзлой породы

Если отложения сезонноталого слоя эродируются (выносятся водой), то вытаивание подземных льдов может возобновиться и прогрессивно развиваться В этом случае термокарст обычно сопровождается процессом термоэрозии

При зарождении бессточного термокарстового понижения процесс развивается иначе Появление в понижении воды, аккумулирующей солнечное тепло, приводит к повышению температуры поверхности пород дна водоема, что в свою очередь обычно обусловливает увеличение глубины сезоннотаяного слоя При этом происходит дальнейшее вытаивание подземного льда (ледяных жил

пластовых залежей льда и др) и углубление водоема. В итоге это может привести к полному вытаиванию подземного льда и возникновению под водоемом несквозного (при малой мощности мерзлоты — сквозного) подозерного талика. Развитие бессточного термокарста возможно в любых, даже самых суровых, мерзлотных условиях.

Формы термокарстового рельефа и микрорельефа существенным образом зависят от того, какие типы льдов и льдистых пород подвергаются оттаиванию, а также от особенностей распространения льда в мерзлых породах, форм их локализации и т д. В Западной Сибири, где термокарст развивается главным образом на участках льдистых морских, ледниково-морских и ледниковых отложений, содержащих пластовые залежи подземных льдов, термокарстовые котловины называются *хасыреями* В Якутии такие котловины, образовавшиеся при вытаивании пород «ледового комплекса» с сингенетическими повторно-жильными льдами, носят название *аласов.* При оттаивании сингенетических повторно-жильных льдов (при отсутствии стока из просадочных понижений) образуются разные по размерам (до нескольких километров), но достаточно глубокие (до 3—6 м) термокарстовые озера с плоским дном, углубленным на участках активного вытаивания льда до 8—10 м и более. При их осушении или миграции (перемещении) образуются аласные котловины Аласы и хасыреи развиваются обычно на древних аккумулятивных равнинах. Нередко при протаивании мерзлых отложений с небольшими полигонально-жильными льдами образуются мелкие озера глубиной до 1,5—2 м с прямоугольными очертаниями берегов. При спуске таких озер в днищах формируются остаточные полигональные бугристые формы микрорельефа. Если вытаивание ледяных жил происходит при хорошем стоке воды, а блоки пород, вмещающие жилы льда, сложены малольдистыми достаточно прочными породами, то формируются останцы пород — *байджерахи* (рис 14 13) Если при этом лед в жилах замещается грунтом, то образуются псевдоморфозы по повторно-жильным льдам

Термокарстовые формы рельефа наиболее широко распространены в субарктическом поясе северных приморских низменностей. С удалением на юг признаки развития процесса постепенно затухают, что связано с менее широким распространением подземных льдов. Процесс термокарста широко развит не только в криолитозоне, но и в льдистых распученных породах сезонномерзлого слоя. При площадной неравномерности проявления этого процесса образуются разнообразные по форме и размерам мелкие отрицательные формы микрорельефа (мочажины, западины, блюдца). Кроме того, за пределами криолитозоны встречаются реликтовые термокарстовые формы рельефа, часто существенно пре-

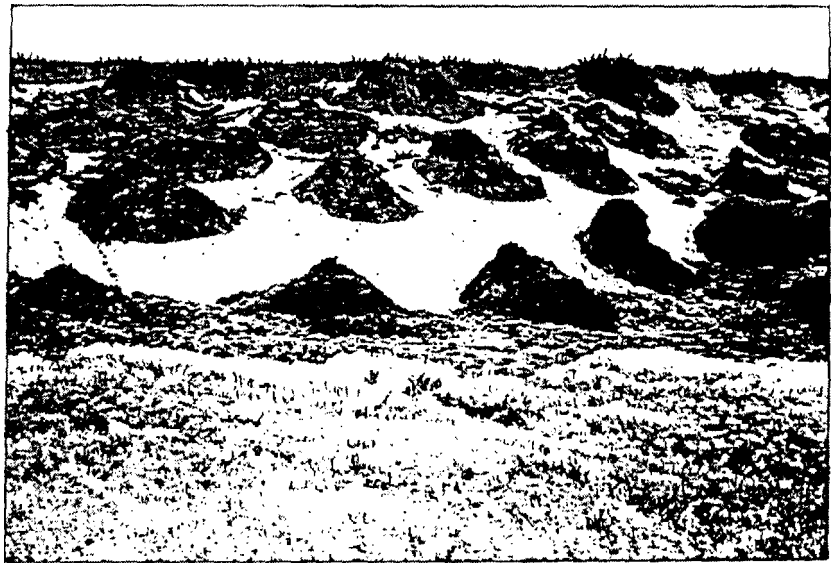


Рис. 14.13. Байджерахи — останцы пород, вмещающих частично оттаявшие сверху сингенетические ледяные жилы (*фото В.Е.Тумского*)

образованные процессами эрозии, денудации и др. На аккумулятивной равнине Центральной Якутии с засушливым климатом современные формы термокарста развиты ограниченно. Вместе с тем широкое развитие здесь термокарстовых озер и аласов свидетельствует о более активном развитии процесса в прошлом.

14.7. Процессы и явления, связанные с деятельностью воды, ледников и других геологических агентов

Термоэрозия. Роль текучих вод рек и ручьев, потоков воды от стаивания ледников, с заболоченных участков и избыточного увлажнения в криолитозоне трудно переоценить, так как процессы, связанные с действием временных и постоянных водотоков, а также плоскостного смыва материала дождевыми и талыми водами, приводят к переносу огромного количества осадочного материала. На своем пути реки и ручьи производят большую эрозионно-аккумулятивную работу. В образовании речных долин преобладающая роль принадлежит донной и боковой эрозии. При этом в криолитозоне боковая эрозия преобладает над глубинной, что предопределяет частое меандрирование рек и формирование стариц. Такому соотношению благоприятствует ряд причин. Мерзлое состояние берегов и высокая (до 80%) льдистость слагающих их пород способствуют интенсификации процесса боковой эрозии

за счет термомеханического воздействия на морозные породы водного потока и солнечной радиации. Проявлениями этого воздействия являются смещение в реки оттаявших на береговых склонах пород, а также формирование многочисленных термоабразионных и термоэрозионных ниш в берегах из-за подмыва льдистых пород водотоками или волнами. 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 водотоки при этом могут быть вообще занесены этим материалом.

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 моросящий характер выпадающих летом осадков и медленное таяние снежного покрова. Причем делювиальный смыв с поверхности супесчано-суглинистых пород существенно возрастает при их повышенной льдистости и наличии в них шлировых криогенных текстур, что обусловливает 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 как *делювиальные шлейфы, перлювий, делли* и др.

Существенной в области развития мерзлых пород оказывается деятельность временных русловых потоков, т.е. действие зарегулированного стока дождевых и снеговых вод. Этот процесс линейной эрозии, получивший название *термоэрозии*, заключается в сочетании механического (размывающего) действия воды с термическим воздействием. Механизм денудации в основном обусловлен опережающим оттаиванием мерзлых пород и последующим их размывом.

Таким образом, при анализе этого процесса следует учитывать противоэрозионную стойкость породы, соотношение скоростей ее размыва и оттаивания подстилающей мерзлой породы, а также 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 размыва уже будет целиком контролироваться скоростью оттаивания. Следовательно, размываемость мерзлых пород определяется, с одной стороны, структурной прочностью оттаивающих грунтов, с другой — теплофизическими параметрами мерзлых грунтов, обусловливающими скорость их оттаивания при фиксированной температуре воды. Повышение температуры водного потока при этом, естественно, вызывает увеличение интенсивности размыва мерзлой породы.

Деятельность временных водотоков в криолитозоне сопровождается формированием расчлененного рельефа, который наиболее присущ краевым частям надпойменных террас. Наблюдения показывают, что антропогенное разрушение почвенно-растительного покрова на участках, имеющих определенные перепады высот, приводит к образованию термоэрозионных рытвин, перерастающих порой в овраги. Такие формы рельефа обычно наследуют колеи дорог, проложенных вдоль уклона поверхности. Сначала они имеют V-образную форму, когда скорость их роста в длину достигает 10—20 м/год, а иногда (на дне балок и лощин) — 100—150 м/год. Бурный рост оврагов со временем ослабевает, что означает их стабилизацию, когда все возрастающий криогенный снос со склонов на днище оврагов препятствует их последующему углублению. Днища таких оврагов становятся плоскими, сохраняя крутое падение, а их длина поэтому редко превышает 1 км. На основании имеющихся данных можно также говорить о примерных сроках завершения стабилизации оврагов. Это происходит через 20—30 лет после начала разрастания термоэрозионных форм рельефа. К районам, в которых отмечены случаи бурного роста оврагов, относятся север Западной Сибири, север Якутии, зона БАМ и др.

Термоабразия Специфическим в криолитозоне оказывается и процесс разрушения (эрозии) мерзлых береговых пород под воздействием механической энергии волн и тепла воды, проявляющийся в отступании берегов в результате размыва и выноса породы. Этот процесс, широко развитый в криолитозоне по берегам морей, озер и водохранилищ, получил название термоабразии. Наиболее активным он оказывается, когда в берегах обнажаются сильнольдистые породы и подземные льды Вследствие теплообмена с водой мерзлые породы быстро оттаивают, и оттаявший слой постепенно оплывает, обнажая мерзлую породу. Это делает возможным непосредственный контакт мерзлых пород с водой и быстрое их разрушение. Подобные берега со временем стабилизируются, если степень льдонасыщенности слагающих пород мала (ниже некоторого критического значения). Стабилизация термоабразионных берегов замкнутых водоемов наступает также в ре-

зультате определенного снижения в них уровня воды из-за эрозионного врезания вытекающих из них водотоков.

При равной льдонасыщенности пород активность термоабразии зависит от температуры воды, а еще в большей степени от величины волнений. Естественно, что морские берега подвержены наиболее активному волновому воздействию. Что касается внутренних водоемов, деятельность волн определяется не только силой ветра, но и размерами этих водоемов. В условиях господства однонаправленных летних ветров озера приобретают вытянутую форму. Их называют обычно ориентированными озерами. Наибольшую интенсивность термоабразия получила на берегах морей и крупных озер крайнего Северо-Востока России и севера Якутии, где широко развитые льдонасыщенные берега подвержены активной деятельности волн. Так, низменные берега на северной окраине дельты р. Яны отступают со скоростью 16—20 м/год, побережье моря Лаптевых разрушается со скоростью 4—6 м/год. Скорость таяния льдистых берегов озер в Центральной Якутии составляет 7—10 м/год, а термокарстовые озера в Анадырской тундре перемещаются со скоростью порядка 10 м/год. Большая интенсивность разрушения берегов северных водоемов связана с тем, что размыв подводного берегового склона, сложенного мерзлыми льдистыми породами, осуществляется под действием не только механической, но и тепловой энергии движущейся воды (волн) и характеризуется тремя важными особенностями. 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 размытого объема мерзлых пород. Третья особенность характеризуется тем, что осадка мерзлых пород при оттаивании углубляет водоем, способствуя дальнейшему развитию термоабразии. 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.

Заболачивание. Процессы заболачивания земной поверхности приводят к образованию болот и заболоченных земель, представляющих собой устойчивые сочетания современного растительного покрова с подстилающими торфяными отложениями, формировавшимися в результате ежегодного отмирания и неполного разложения растительности в условиях определенного, преимущественно анаэробного водно-минерального режима. Ежегодное

отложение торфа на поверхности болота обусловливает его рост вверх над минеральным ложем. В благоприятных геоморфологических и климатических условиях (избыточное увлажнение на слабосточных поверхностях) это способствует поднятию уровня грунтовых вод в прилегающих минеральных берегах и заселению их болотной растительностью, т.е. росту болот вширь. При изучении генезиса болот установлено, что одни из них возникли на месте существовавших водоемов и торфяная залежь в них подстилается слоем озерных отложений; в других торф лежит непосредственно на минеральном грунте, что свидетельствует об образовании этих болот путем заболачивания минеральных почв.

Болота являются весьма динамичными природными образованиями. Так, для полного зарастания небольших озер болотной растительностью достаточно 500—600 лет, а для их полного зарастания лесом — 2000—2800 лет (Плотников, 1978). Возраст болот и интенсивность торфонакопления в центральной части Западной Сибири по образцу с глубины 1 м определен в 190±50 лет (Лисс, Березина, 1978), т.е. за это время поверхность болота поднялась на 1 м, что показывает высокий темп торфонакопления в современный период

Зарастание озер и заболачивание суходолов сопровождается быстрым изменением всего комплекса ландшафтных условий — состава и строения отложений, условий обводнения, снегонакопления и др. В целом основными чертами эволюции болотных массивов различного генезиса является переход к олиготрофному типу питания вследствие нарастания торфа. При этом тенденция к снижению обводненности и влажности подстилающих отложений на заключительных стадиях восходящего развития болот способствует преобладанию лесных и особенно кустарничково-лишайниковых фитоценозов с пониженной влажностью почвенного субстрата.

Основными особенностями болот, как природных образований, являются: особый характер растительного покрова — гидрофильный и обычно лишенный древесного яруса; наличие зарастающих остаточных или вторичных озер и мочажин с открытыми зеркалами воды; специфический состав и строение отложений (торф и сапропель), отличающихся высокой влажностью; высокая динамичность направленного развития болотных ландшафтов.

В силу этих причин болотные массивы в области криолитозоны занимают особое место среди прочих ландшафтов и характеризуются свойственными только им закономерностями формирования геокриологических условий.

Специфика геокриологических условий болотных массивов определяется воздействием особого сочетания основных температуроформирующих факторов, таких как радиационный баланс

сильно обводненные поверхности; снежный и гидрофильный растительный покровы; биогенный состав и высокая влажность пород; поверхностные и подземные воды. Мерзлые породы слоя сезонного промерзания также способствуют заболачиванию обширных территорий в криолитозоне. В свою очередь болотообразование обычно приводит к аградации многолетнемерзлых пород, расширению за счет этого криолитозоны (Нижне-Амурские низменности, Зейская равнина, часть Западно-Сибирской равнины и др.).

Ледники. Это массы льда, формирующиеся из атмосферных осадков в результате превышения многолетнего снегонакопления над таянием при отрицательной температуре на поверхности пород. Необходимым и достаточным условием формирования ледников является превышение количества осадков, выпадающих в твердом виде, над их расходом на таяние и испарение. Наиболее благоприятен для образования ледников морской полярный климат в приатлантической части Арктики, с большим количеством твердых осадков и прохладным пасмурным летом, образование ледников происходит также в горных районах с умеренным, субтропическим или тропическим климатом, но на высоте сменяющимся на прохладный и влажный. Ледники состоят из области питания и областей абляции (таяния), разделенных границей питания. Они формируются выше снеговой линии, которая является тем уровнем земной поверхности, выше которого накопление снега преобладает над таянием. Снеговая линия снижается в холодных и влажных районах и поднимается в теплых и засушливых. Так, на Арктических островах и в Антарктиде ледники могут погружаться ниже уровня моря, в горных системах экваториальной зоны они существуют на высотах 4500 м и выше. Размеры и толщина ледников увеличиваются от экватора к полюсам и от уровня моря к высоким отметкам гор: размеры от 0,1 до 1 млн км^2, толщина от нескольких десятков метров до нескольких километров. С ледниками связан комплекс процессов и явлений, которые в результате как эрозии, так и аккумуляции создают своеобразные формы рельефа и тип осадков. Роль ледников в формировании отложений уникальна вследствие огромного объема льда, который при его высокой вязкости движется по долинам или поверх орографических элементов, что помогает ему эродировать и переносить частицы фактически любого размера, не сортируя их. Ледниковая эрозия происходит в основном тремя способами: 1) удалением рыхлого материала, образовавшегося на месте в результате выветривания; 2) корразией — разрушением и выпахиванием коренных пород с помощью обломков, либо вмерзших в дно ледника, либо влекомых ледником по ложу; 3) выпахиванием, когда ледник отрывает ограниченные трещинами глыбы коренных пород и пере-

носит их вместе со льдом. Под действием ледника молодые долины с V-образной формой превращаются в U-образные с плоским дном. Отложения, транспортируемые ледником, образуют различные формы, например вытянутые на многие километры валы — *озы* и конусообразные холмы — *камы*.

Велико воздействие ледников на состояние пород их ложа, которое всегда имеет отепляющий характер по сравнению с участками, не покрытыми льдом, и зависит от среднегодовых температур льда ледника $t_л$, мощности ледника $H_л$, геотермического градиента в толще ледника $g_л$, выделения тепла в процессе движения ледника и адвекции тепла движущимся льдом и водой Чем больше скорость движения ледникового льда, тем больше выделение тепла, возрастающее от центральных частей ледниковых щитов и куполов к их периферии. В области абляции ледников оно больше в подвижных потоках и незначительно в пределах малоподвижных массивов с более низкими температурами льда Понижение $t_л$, уменьшение $H_л$ и $g_л$ обусловливают как отрицательные температуры на контакте ледниковый лед—коренное ложе, так и наличие многолетнемерзлого состояния пород под ледниками. Последние могут иметь повсеместное (при низких $t_л$, малых $H_л$) или локальное (при высоких $t_л$) распространение.

Снежники. Это неподвижные (иногда медленно оползающие) скопления снега и льда, сохраняющиеся от таивания в течение теплого времени года на участках с отрицательной температурой поверхности. Снежники на равнинах тундр сохраняются в затененных ложбинах, под крутыми уступами долин, в горах — на карнизах и уступах склонов в пределах горнотундрового пояса. Мощность снега в сезонных снежниках редко превышает 3—4 м, в многолетних 5—10 м.

Влияние снежников проявляется в формировании разнообразных процессов и отложений, объединяемых общим названием — *нивация*. При этом одна группа процессов обеспечивает подготовку (мобилизацию) вещества для транспортировки его вниз от снежника, т.е. формирует продукты выветривания Такой подготовке в значительной мере способствует 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.

14.8. Склоновые процессы и явления

Склоновые процессы и явления вызываются действием сил гравитации, которые приводят к развитию курумов, солифлюкции, быстрых сплывов, обвалов, осыпей, оползней и др.

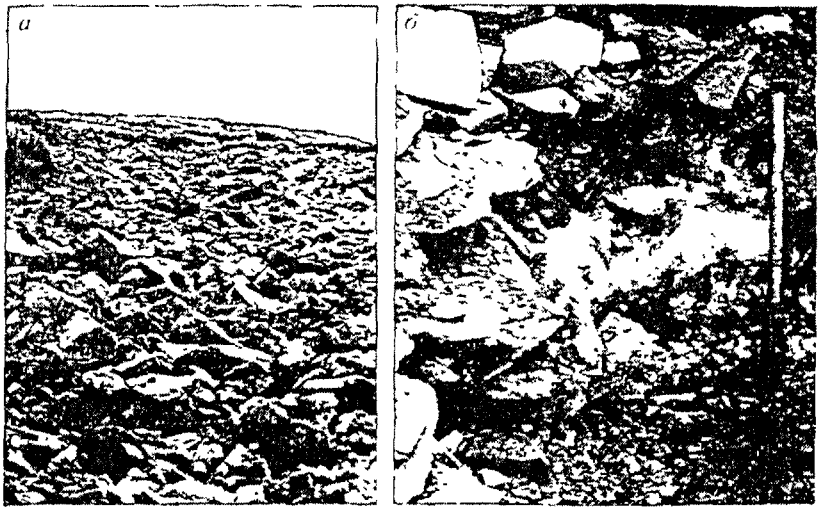


Рис 14 14 Курумное поле на юрских породах в Южной Якутии (*а*) и "гольцовый" лед в крупнообломочном основании курума в горном обрамлении Чарской впадины (*б*) (*фото А И.Тюрина*)

Курумы — весьма распространенные в области вечной мерзлоты склоновые образования, сложенные дресвяно-щебнисто-глыбовым материалом скальных и полускальных пород. Их плотность среди склоновых образований и роль в перемещении продуктов выветривания на склонах достаточно велики. Приурочены курумы к склонам крутизной от 3 до 30°. Размеры их, форма и расположение на местности многообразны. Они могут располагаться на обширных каменистых склонах, образовывать каменные потоки и нагорные террасы, заполнять узкие ложбины, слагать большие по площади каменные поля (рис. 14.14, *а*). Многообразными оказываются и процессы, приводящие к образованию грубообломочного материала, его смещению и аккумуляции в пределах водосборных 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 выта-

ивания льда. Неоднократное повторение этого циклического, процесса приводит к смещению вниз по склону курумных образований. При этом могут развиваться сопутствующие процессы: пластичновязкое течение тонкодисперсного заполнителя, сползание обломочных пород сезонноталого слоя по переувлажненному или льдистому основанию и др. Это происходит в том случае, если имеют место интенсивный процесс выпучивания обломочного материала в сезонноталом слое и суффозия мелкозема. Тогда в основании слоя остается более дисперсный материал, а в верхней части слоя — крупнообломочный, который хорошо фильтрует воду. В весенний период талые воды проникают в основание сильно охлажденных за зиму крупнообломочных пород и замерзают там, образуя так называемый «гольцовый» лед (см. рис. 14.14, *б*). В наиболее теплые или наиболее дождливые годы, когда резко увеличиваются глубины сезонного протаивания, происходит вытаивание гольцового льда, переувлажнение и вязкопластическое течение, мелкозема, подстилающего крупнообломочные породы, что и приводит в движение всю вышележащую толщу обломочного материала.

Скорость транспортировки крупнообломочного материала в курумах превышает 1 см/год. Причем в пределах курума эта скорость оказывается непостоянной не только во времени, но и в разных его частях.

Многолетние инструментальные наблюдения за динамикой смещения обломочного чехла курумов показали, что она носит циклический характер. Циклы смещения состоят из закономерно повторяющихся фаз: 1) распучивания обломочного чехла, когда преобладает перемещение обломков вверх по склону (до 5—7 мм); 2) относительного покоя, когда обломки в течение некоторого времени оказываются неподвижными и 3) их смещения вниз по склону. Продолжительность циклов 3—5 лет. Особенностью динамики курумов является асинхронность основных фаз транспортировки обломочного материала даже в близрасположенных курумах. Предполагается, что важная роль здесь принадлежит особенностям состава и строения обломочного чехла, а продолжительность фаз смещения определяется величиной внутреннего трения в обломочном чехле и степенью его распученности. В случае высокого внутреннего трения и малой распученности обломочного покрова в курумах из крупноглыбовых остроугольных обломков продолжительность фаз распучивания и относительного покоя больше, чем в мелкоглыбовых курумах с малым внутренним трением и большой распученностью обломочного материала.

Солифлюкция. Процессы вязкого и вязкопластического 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 вязкопластического (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 др. Проявлением вязкопластического смещения пород на склонах являются характерные слоистые отложения, в которых слои льдистых суглинков и супесей чередуются с торфяными и гумусовыми прослоями. Мощность этих отложений, формирующихся по сингенетическому способу, 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% общей мощности грунтового потока, но при малых скоростях может достигать 90%. Медленная солифлюкция может сопровождаться 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 (рис. 14.15), террасы, полосы и др. 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 (льдистостью) пород на различных участках склона.

В пределах криолитозоны, наряду с рассмотренной медленной солифлюкцией, широко развита также и так называемая *быстрая солифлюкция,* или вязкое течение оттаивающих дисперсных пород на склонах. Нередко этот вид склонового переноса называется еще *сплывом*. Вязкое течение развивается на склонах крутизной 15—25° при сильном переувлажнении пород слоя сезонного оттаива-

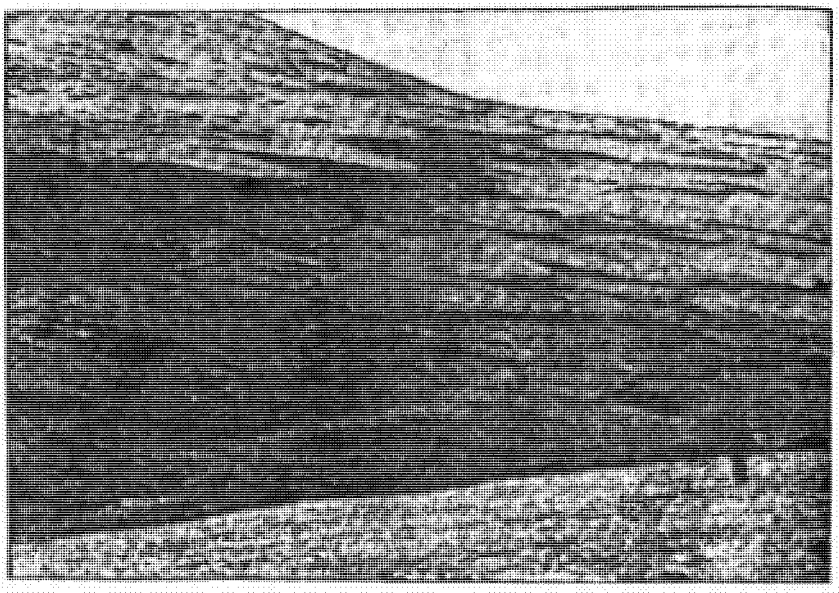


Рис 14 15. Солифлюкционные формы на склонах Чукотки (*фото Л А Жигарева*)

ния. Оно сопровождается нарушением внутренних связей грунта, а также разрывами дернового покрова (рис. 14.16). Влажность отложений превышает предел текучести. Вязкое течение развивается в периоды интенсивного таяния или при обильных осадках Часто сплывы наблюдаются по откосам выемок, при разработке которых происходит обнажение и оттаивание многолетнемерзлых

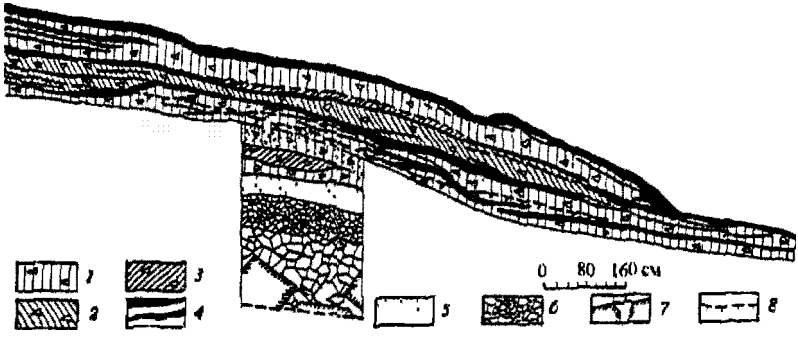


Рис 14 16 Строение солифлюкционной террасы Северо-восточные предгорья Чукотки (*по Л А Жигареву*)·

1, 2 — соответственно легкая и тяжелая супеси с обломками порфирита, *3* — тяжелый суглинок с обломками порфирита, *4* — растительно-торфяной слой и погребенные торфяные прослойки, *5* — разнозернистый песок, *6—7* — соответственно мелко- и крупнообломочный элювий порфиритов, *8* — граница многолетнемерзлых пород

льдистых пород. Скорости смещения пород при сплывах довольно велики и могут достигать нескольких метров в минуту.

Оползни, обвалы, осыпи. Наиболее очевидно силы гравитации проявляются на крутых склонах и связаны с обваливанием и осыпанием обломков и глыб каменного материала, сформированного процессом выветривания. Скорость перемещения материала при этом может быть различной, а на отдельных участках достаточно высокой.

Подготовка осадочного материала в области криолитозоны связана не только с температурным и криогидратационным выветриванием скальных пород, но и с собственно мерзлотными процессами, разбивающими мерзлые дисперсные породы на отдельности. К таким мерзлотным процессам относятся: морозобойное растрескивание, термоабразия, вытаивание текстурообразующих и повторно-жильных 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. Они широко распространены, например, в пределах горных районов Северо-Востока России 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. Локально возникающие оползни в большинстве своем характеризуются небольшой мощностью и неразрывно связаны с процессом оттаивания пород или со скольжением масс грунта по наклонно располагающимся прослоям льда. Оползание же отложений сезонноттаивающего слоя предопределяется прежде всего возникновением посткриогенной структуры и текстуры. По местам вытаявших ледяных шлиров возникают ослабленные зоны, а грунтовые агрегаты сохраняются как структурные отдельности. В результате коэффициент фильтрации сезоннопротаивающих суглинков возрастает в сотни раз. Причем в наиболее теплые годы, когда глубина сезонного оттаивания увеличивается на 10—20%, наиболее льдистая (нижняя) часть сезонноттаивающего слоя становится и наиболее активной в отношении фильтрации. Это обусловливает возможность существования надмерзлотных вод даже в тяжелых суглинках и резко повышает вероятность сплыва целых блоков грунта.

Лавины. Они состоят из рыхлого снега и формируются на склонах главным образом в верхних частях эрозионных врезов. Началь-

ный этап накопления снега возможен при сохранении равновесия между углом наклона поверхности снега и углом внутреннего трения в снеге. При превышении критической толщины снега и незначительном пределе прочности снега на сдвиг возникают зоны неустойчивого состояния снежного покрова, вызывающие развитие и сход вниз по склону снежных лавин. На склонах хребтов Черского, Алатау, например, в среднем за год лавинами сносится столько же обломочного материала, сколько обычными камнепадами.

Снеговодокаменные сели. Это кратковременные бурные потоки, состоящие из воды, снега, льда и грязекаменного материала. *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. Причем в снежном селе грубообломочные частицы, объемная масса которых значительно превосходит объемную массу самого селя, могут находиться во взвешенном состоянии.

В полярных и резко континентальных условиях широко развит также **ветровой (эоловый) перенос мелкозема**. Он осуществляется и зимой, и летом. Особенно интенсивно тонкодисперсный материал выносится сильными ветрами в зимнее время на тех участках, где нарушен или отсутствует растительный покров, а мерзлые породы за счет сублимации льда в них 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. Эоловым процессам в условиях сурового климата отводится существенная роль в формировании мощной сильнольдистой толщи отложений на арктических приморских низменностях Северо-Востока России, получившей название «ледового комплекса».

В заключение следует отметить, что общая зависимость экзогенных геологических процессов в криолитозоне от теплообмена в горных породах предопределяет многие особенности в их распространении и проявлениях. Особенно важны здесь широтная зональность и высотная поясность формирования и развития мерзлотно-геологических процессов (пучения, наледеобразования, термокарста, солифлюкции и других), обусловленные зональностью и поясностью не только среднегодовых температур пород, глубин сезонного оттаивания и промерзания, но и зональностью мощности мерзлых толщ, распространения сильнольдистых мерзлых пород и др. При этом роль региональных факторов также велика, особенно в формах проявления мерзлотно-геологических процессов.

Раздел IV

ИСТОРИЯ КРИОГЕННОГО РАЗВИТИЯ ЗЕМЛИ И ДРУГИХ ПЛАНЕТ СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЫ

ИСТОРИЯ ТЕРМИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ПЛАНЕТ СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЫ

15 ГЛАВА

15.1. Криогенез планет, их спутников и других космических тел

Вся видимая и неуклонно расширяющаяся Вселенная, как полагают космофизики, образовалась в результате Большого взрыва около 10 млрд л.н. По их представлениям, космическое вещество в пространстве вначале было распределено более или менее равномерно. Затем из-за сил тяготения оно структурируется и впоследствии образуются сверхскопления (состоящие из сотен тысяч галактик), скопления (состоящие из нескольких сотен, а возможно, и тысяч галактик, как, например, Волосы Вероники) и небольшие группы галактик. Наша галактика (Млечный путь совместно с галактикой Андромеда, Большое и Малое Магеллановые облака и другие небольшие галактики-спутники) образует так называемую Местную систему галактик. Рождающиеся внутри галактик звезды претерпевают сложную эволюцию: гравитационное сжатие облака и увеличение плотности вещества в центре вращающегося протосолнечного диска (сильный разогрев этого ядра и кратковременная вспышка светимости есть уменьшение радиуса протозвезды за счет сброса «излишков массы» в межзвездное пространство) означает начало ядерных реакций и перехода к стабильному состоянию звезды или выход ее на *главную последовательность* своего развития. В ходе такой эволюции звёзды «нарабатывают» в недрах новые химические элементы и поставляют в межзвездную среду газ и пыль. Одна из таких звезд в нашей галак-

тике послужила основой для образования Солнечной системы, как в настоящее время принято, 4,6 млрд лет назад. К этому времени Солнце уже «село» на свою главную последовательность и поэтому его светимость тогда была примерно на 20—40% ниже современного значения. В последующем развитии светимость Солнца медленно возрастала (со скоростью не более 0,5—1% в 100 млн лет), имея при этом ритмичность вариаций светимости с периодом примерно 10 млн лет (Мухин, 1987). Оценочные расчеты показывают, что «водородной пищи» Солнцу хватит еще на несколько миллиардов лет, после чего оно превратится из желтого карлика в красный гигант, а затем в угасающий белый карлик.

На периферии формировавшегося протосолнечного диска в результате конденсации газов в газово-пылевых облаках возникали плотные пылеледяные массы — планетезимали, за счет аккреции которых и образовывались планеты. Все они формировались единообразно в виде пылеледяных масс, подвергавшихся затем сжатию, расплавлению и расслаиванию на флюидные оболочки и железо-каменные ядра, с обособлением которых связывается и образование спутниковых систем планет (Маракушев, 1992). Уже сформировавшиеся планеты, непосредственно окружавшие еще малое Солнце, подвергались особо сильному его воздействию, теряли флюидные оболочки, превращаясь в железо-каменные планеты, и оказывались, как и спутники планет, в крайне напряженном состоянии.

Космическое пространство Вселенной является «царством холода» и характеризуется температурой, близкой к абсолютному нулю, а размещающиеся в нем планеты и другие твердые тела должны, естественно, приходить в тепловое равновесие с окружающей космической средой. Следовательно, равновесная температура, по крайней мере поверхностных толщ горных пород, у большинства удаленных от Солнца планет ниже 0°С. Другими словами, твердые космические тела Вселенной в большинстве должны быть криогенными, т.е. характеризоваться существованием мерзлых, морозных или переохлажденных горных пород. Поэтому существование планет криогенного типа является правилом космического пространства, а планет некриогенного («теплого») типа все же исключением.

В зависимости от равновесной температуры, конкретно сформировавшейся на каждой планете, обычно находится то или иное химическое соединение (вещество), которое окажется преобладающим в атмосфере и литосфере планеты и будет способно одновременно существовать в трех состояниях: твердом, жидком и газообразном. Твердая фаза этого вещества (лед) на планете может образовывать либо отдельные крупные скопления и мономинеральные горные породы, либо входить в виде специфической ми-

неральной компоненты в состав мерзлых пород. Таким широко распространенным и химически активным веществом на Земле, ответственным за развитие физико-химической стороны литогенетического процесса и способным находиться одновременно в трех фазах, изменяя свое агрегатное состояние в ограниченном интервале термодинамических условий, является H_2O. Процессы энерго- и массообмена, определяющие фазовые переходы вода⇆лед, пар⇆вода и лед⇆пар, составляют на нашей планете физическую сущность криолитогенного процесса водного типа. В условиях других планет и космических тел основой криолитогенного процесса кроме воды могут быть: углекислота, метан, аммиак, водород и др Так, сопоставление спектров планет-гигантов 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 последовательности (в соответствии с понижением температуры кристаллизации газов) должны формироваться и ледяные (ледниковые и ледовые) покровы на планетах. В целом в пределах Солнечной системы, по-видимому, можно различать планеты и другие твердые тела, характеризующиеся развитием криолитогенных процессов водного, углекислотно-водного, водородно-водного, водородно-аммиачного типов и др.

Криолитогенез водного типа представляет собой преобразование верхних слоев коры или всего космического тела, вызванное появлением в нем фазовых переходов вода⇆пар H_2O⇆лед H_2O. Он развит на Земле, Марсе, спутниках Юпитера (Европе, Ганимеде и Каллисто), на спутниках Сатурна (Мимасе, Энцеладе, Тефии, Дионе, Рее, Титане, Япете) и на Уране (Маэно, 1988). Продукты водного криолитогенеза на Земле характеризуются следующими чертами: пылеватостью грунтов, распространенностью мелкоземистого и песчаного материала, льдобрекчий и льдоконгломератов, характерной криогенной текстурой и структурой осадочных пород, наличием особого типоморфного комплекса минералов и пород В пределах криолитозоны наблюдается ряд специфических криогенных рельефообразующих процессов (криогенное выветривание, термоэрозия, солифлюкция, морозобойное растрескивание, пучение, термокарст и др.) Эти процессы являются, по-видимому, универсальными для многих планетных тел, где происходит водный криолитогенез. Так, на Марсе обнаружены аналоги земных криогенных форм рельефа: термоэрозионные и термокарстовые образования, полигональные и оползневые формы, каменные глетчеры, подсклоновые шлейфы с признаками водно-пластичного течения материала и др При этом характерно, что на Марсе в условиях значительно более низ-

ких отрицательных температур, чем на Земле, размеры многих аналогов земных криогенных форм на порядок крупнее (Маров, 1986). Особенности криолитогенеза водного типа на космических телах, более отдаленных от Солнца, чем Земля, практически не изучены. Для их установления необходимо физическое и математическое моделирование термобарических условий протекания криогенного литогенеза.

Криолитогенез углекислотного типа связан с переходом в твердое состояние CO_2 и развит в полярных районах Марса. Углекислотное льдообразование в сочетании с фазовыми переходами водяной пар $\leftrightarrows$ водяной лед привело к образованию обширных полярных шапок и обширных участков слоистых отложений, окружающих полярные шапки. Последние представлены переслаиванием льда H_2O, твердой углекислоты, газогидратов и пылеватого материала, преимущественно эолового происхождения (Кузьмин, 1983).

Криолитогенез аммиачного типа, представляющий собой преобразование коры космического типа в результате затвердевания NH_3, можно ожидать на спутниках Сатурна (Титане и Энцеладе) и Нептуна (Тритоне).

Криолитогенез метанового типа, связанный с переходом в твердое состояние CH_4, развит на Нептуне, Титане, Тритоне, Плутоне и его спутнике Хароне.

По условиям существования и развития мерзлых пород (дисперсных, сцементированных льдом — H_2O, CO_2, NH_3, CH_4 и других, или скальных, содержащих эти разновидности льдов) и по размещению их на твердых космических телах можно выделить ряд сообществ, классов, групп и разновидностей планет, их спутников, малых планет (астероидов) и других космических тел — комет, метеороидов, скоплений 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 (солнечная коротковолновая радиация) или от другого космического тела (поток тепла за счет длинноволнового излучения) можно выделить 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. 15.1). При этом обособляется полностью криогенное, неполно-криогенное, глубинно-криогенное, непрерывно-поверхностно-криогенное, прерывисто-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 есть). Поэтому слой суточного оттаивания—промерзания поверхностных пород для этих планет будет иметь бóльшую 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 специфика 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.

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,

Классификационная схема планет и других твердых космических тел криогенного типа

Условия развития и размещения мерзлых пород						
по характеру теплового и водного баланса				по криогенной устойчивости и наличию сезонного промерзания—оттаивания пород		
Сообщество		*Класс*	*Группа*	*Разновидность*		
$q = 0, Q \to 0$ Полностью криогенное		Симметричный $\tau_{вр} \lessapprox \tau_{обр}$	Каждый класс подразделяется на атмосферную и безатмосферную группы с учетом особенностей водного, углекислотного и других типов баланса	Каждая группа планет и космических тел подразделяется на криогенно устойчивую (при круговой орбите движения около источника тепла) и криогенно неустойчивую или периодически устойчивую (при сильно вытянутой эллиптической орбите) разновидность	Сезонное промерзание–оттаивание (нагревание–охлаждение) пород отсутствует или выражено слабо	
$q > 0, Q \to 0$ Непрерывно-поверхностно-криогенное		Симметричный $\tau_{вр} \lessapprox \tau_{обр}$				
$q = 0, Q > 0$ Неполно-криогенное		Асимметричный $\tau_{вр} = \tau_{обр}$				
		Симметричный $\tau_{вр} \lessapprox \tau_{обр}$				
$q = 0, Q > 0$ Глубинно-криогенное		Асимметричный $\tau_{вр} = \tau_{обр}$				
		Симметричный $\tau_{вр} \lessapprox \tau_{обр}$				
$q > 0, Q > 0$ Прерывно-поверхностно-криогенное		Асимметричный $\tau_{вр} = \tau_{обр}$			Каждая группа подразделяется на криогенные разновидности с наличием (при величине угла между осью вращения планеты и плоскостью ее орбиты $\alpha \neq 90°$) и отсутствием сезонного промерзания – оттаивания или охлаждения – нагревания (при $\alpha = 90°$)	
		Симметричный $\tau_{вр} \lessapprox \tau_{обр}$				
$q > 0, Q \gg 0$ Некриогенное	частично криогенное	Асимметричный $\tau_{вр} = \tau_{обр}$				
	полностью некриогенное	Симметричный $\tau_{вр} \lessapprox \tau_{обр}$				

из газообразного состояния в жидкое и твердое. Разреженная атмосфера при этом начинает формироваться в условиях уменьшения значения силы тяжести и параболической скорости планет за счет утекания в космическое пространство вначале легких, а затем и тяжелых газов. В 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 происходят развитие и формирование, соответственно, ледникового или ледового, влажного или аридного, 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 — соответственное ужесточение мерзлотных условий. Периодически устойчивый режим мерзлых пород наиболее отчетливо должен проявляться, например, на таких малых планетах (астероидах), 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 периодом обращения в сотни и тысячи лет. При чрезвычайно вытянутых эллиптических (кометы) или гиперболических (метеороиды) 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 сезоннталых) пород. Сезонное промерзание—оттаивание (или охлаждение—нагревание) поверхностных пород литосферы при этом будет отсутствовать, если угол $\alpha = 90°$ При $\alpha \neq 90°$ на планете могут периодически формиро-

Таблица 15.2

Предполагаемые примеры космических тел криогенного типа

Сообщество	*Планеты и другие космические тела*
Полностью криогенное	Кольцо Сатурна (лед H_2O I, аморфный?) Спутники Урана Миранда, Ариэль, Умбриэль, Титания, Оберон (лед H_2O), Плутон и его спутник Харон (лед CH_4), Кольца Урана (частички льда CH_4, покрытые углеродом), Спутники Марса Фобос и Деймос (морозные коренные породы и реголит), Спутники Юпитера Амальтея, Метида, Адрастея, Геба (морозные породы)
Непрерывно-поверхностно-криогенное	Спутники Нептуна — Тритон (лед CH_4, лед H_2O и лед N_2(?), Спутники Юпитера — Европа, Ганимед, Каллисто (лед H_2O), Спутники Сатурна — Мимас, Тефия, Дион, Рея, Япет (лед H_2O), Марс (лед H_2O и лед CO_2), Спутники Сатурна — Титан (лед NH_3, лед CH_4, лед H_2O), Спутник Сатурна — Энцелад (лед H_2O I, прежде аморфный?), клатратные гидраты? Спутник Юпитера — Ио (лед SO_2)
Неполно-криогенное и глубинно-криогенное	В момент нахождения в перигелии к этим криогенным сообществам можно условно относить периодически устойчивые разновидности комет и астероидов (с сильно вытянутой эллиптической орбитой) и метеороиды (близко проходящие около Солнца)
Непрерывно-поверхностно-криогенное	Земля (лед H_2O), Луна (морозные коренные породы и реголит)
Планеты некриогенного (теплого) типа Меркурий и Венера	

ваться слой сезонного оттаивания (промерзания) пород и слой годовых колебаний температуры, что характерно, например, для Земли.

В табл. 15.2 для выделенных сообществ космических тел приведены примеры предполагаемого соответствия известных в настоящее время планет и их спутников, характеризующихся наличием мерзлых горных пород и льдов различного химического состава. В целом анализ классификационной схемы планет и других твердых космических тел криогенного типа подтверждает, что среди известных космических тел преобладают тела криогенного типа, являясь наиболее широко распространенными и закономерно свойственными Вселенной. Вот почему в последнее время быстрыми темпами начинает развиваться криология Марса и Луны и происходит интенсивное накопление данных по криологии планет юпитерианской группы и др. Планета Земля при таком подходе является рядовым представителем планет холодного типа. Она относится к планетам криогенно-устойчивой разновидности водно-атмосферной группы симметричного класса прерывно-поверхностного криогенного сообщества с наличием ярко выражен-

ного процесса сезонного промерзания—протаивания (охлаждения—нагревания) горных пород

15.2. Особенности существования и развития мерзлых пород на планетах Солнечной системы

Все планеты Солнечной системы обычно подразделяют на планеты земной группы (Меркурий, Венера, Земля, Марс) и юпитерианской группы (*Юпитер, Сатурн, Уран, Нептун, Плутон*)

Меркурии и Венера — самые близкие к Солнцу планеты, поэтому самые теплые Так, на Меркурии в дневные часы температура поднимается до 420°С, а на Венере — до 500°С Поэтому говорить об этих телах как о планетах криогенного типа, видимо, не приходится Третья от Солнца планета — Земля, изучению развития и распространения мерзлоты на которой посвящена настоящая глава Поэтому, очевидно, следует подробно остановиться лишь на последней планете земной группы — Марсе с его спутниками Фобосом и Деймосом, а также на спутнике Земли — Луне

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 земных суток, поверхность Луны, не защищенная атмосферой, нагревается до +110°С Затем наступает такая же длинная ночь, во время которой температура падает до −120°С Рельеф Луны также существенно отличается от земного Большую часть ее поверхности (до 40%) занимают равнинные территории («лунные моря») с малым числом крупных кратеров Остальная (более светлая на космических снимках поверхность) покрыта многочисленными кратерами, кольцевыми хребтами и бороздами Их образование, с одной стороны, связывается с вулканической, с другой — с метеоритной деятельностью

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)

На стадии переноса осадочного материала основная роль, очевидно, принадлежит процессам гравитационного смещения и кри-

пу; 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 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) (Черкасов, Шварев, 1975).

Диагенетические преобразования осадочного материала на Луне, по-видимому, отличаются относительной примитивностью в сравнении с Землей Здесь преобладает физико-механический тип образования Причем гравитационное уплотнение осадочных преобразований (по мере перекрытия их новыми порциями осадка) будет проявляться в шесть 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/см^2, а на глубине 3—4 м она увеличивается до 1 г/см^2 (Черкасов, Шварев, 1975). Значительную роль в формировании осадочного материала на Луне в прошлом, 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. В результате этого 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.

В целом строение верхнего слоя поверхности Луны представляется следующим: поверхностный — наиболее тонкодисперсный и переработанный слой породы (реголит); средний — состоящий из крупных обломков, песка, пыли и спекшихся брекчий, и нижний — разборная скала, подстилаемая коренными породами, незатронутыми процессом физического выветривания. Самые верхние слои осадочной породы характеризуются при этом дефицитом глинистых частиц и преобладанием песчаной и пылеватой фракций.

Марс, характеризующийся разреженной атмосферой, по уровню развития и особенностям криолитогенеза, очевидно, стоит на грани перехода от планет земного типа к юпитерианским. Он представляет собой планету переходного типа от непрерывно-поверх-

ностного 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 слабо отличаются от земных, поэтому смена времен года на Марсе происходит почти так же, как и на Земле, только продолжительность их 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, находясь в 1,5 раза дальше от Солнца, чем Земля, получает в 2,25 раза меньше солнечной энергии, что обусловливает более низкие температуры. Вычисленные ранее теоретические значения среднегодовых температур поверхности Марса, дополненные прямыми измерениями, показали, что они изменяются от −29°С на экваторе до −93°С на Северном полюсе и до −88°С на Южном. Минимальная температура поверхности планеты в зимний период достигает −130°С, а максимальная +15°С (причем только вблизи экватора) (Кузьмин, 1983). Ввиду весьма низкой теплопроводности грунта на Марсе и суточные и годовые колебания температур не проникают глубоко (соответственно 0,5—1 и 6—12 м), а слой сезонного оттаивания, по-видимому, развитый в основном вблизи экватора, сравнительно маломощен (первые десятки сантиметров).

По данным теплофизических расчетов Р.О.Кузьмина (1983), предельные мощности многолетнего промерзания на Марсе в среднем колеблются от 1,5 км на экваторе до 5 км на полюсах. По сведениям, приводимым Р.Смолуховским (1984), мощность криолитосферы на экваторе составляет 3,5 км, а в полярных регионах увеличивается почти до 8 км. Л.Россбахер и Ш.Джадсон (1981) оценивают мощность криолитосферы Марса на экваторе в 1,1 км, на Северном полюсе в 3,0 и на Южном в 2,6 км.

Диапазон отрицательных температур на поверхности и в верхней части коры Марса позволяет существовать углекислоте в трех состояниях, а также твердому продукту взаимодействия воды и углекислоты — газогидрату. Можно предполагать, что в экваториальной области Марса и в средних широтах мерзлота представлена водным льдом, глубже сменяется газогидратом, жидкой углекислотой и снова газогидратом. В полярных областях верхняя часть состоит из твердой углекислоты (сухого льда), а ниже сменяется жидкой углекислотой и газогидратом, т.е. многолетнемерзлые породы Марса имеют сплошное распространение и трехслойное строение (рис. 15.1).

Сублимация льда в широтном поясе 50° с.ш. — 50° ю.ш. привела к формированию здесь поверхностного слоя морозных пород, ниже

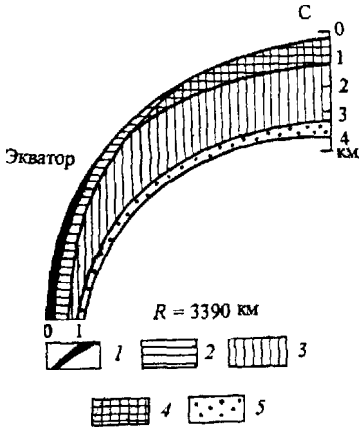


Рис. 15.1 Схематический разрез (Северный полюс—экватор) криолитосферы Марса (*по Р.О.Кузьмину*):

1 — лед H_2O, *2* — лед H_2O и газогидрат, *3* — лед H_2O и жидкость CO_2, *4* — лед CO_2, *5* — переохлажденная вода и газогидрат

которого залегает толща мерзлых пород. Верхняя граница мерзлых пород на Марсе, как и на Земле, меняется в зависимости от широты. Для региональных оценок глубины ее залегания был предложен оригинальный «кратерный метод», в основу которого положены наблюдаемые геологические и геоморфологические эффекты проявления мерзлоты в марсианском рельефе (Рускол, 1986). Установлено, что граница раздела между морозными и мерзлыми породами в экваториальной зоне находится на глубинах около 350 м, а в направлении к полюсам постепенно поднимается, достигая на широтах 50° глубины около 100 м. Слой сухих морозных пород на Марсе имеет четкую тенденцию к выклиниванию в направлении от экватора к высоким широтам, где резко возрастает вероятность выхода на поверхность мерзлых пород.

Средняя мощность осадочного вещества на Марсе колеблется от десятков — сотен метров на экваторе до 1 км в приполярных областях, а в отдельных районах — до нескольких километров. По-видимому, эти отложения являются синкриогенными. 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 (рис.15.2).

Предполагается также, что в истории планеты были ледниковые эпохи и влажные периоды с интенсивным проявлением водно-эрозионной деятельности. Подтверждением этому служат крупные (длиной до сотен километров и шириной до десятков километров) извилистые сухие «русла», напоминающие крупнейшие речные долины и простирающиеся от приэкваториальной зоны к обширным северным низменным равнинам. 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 боль-

Рис. 15.2. Лишенная кратеров местность на поверхности Марса:

а — в левой части снимка «слоистое» плато размером 40×20 км, *б* — переслаивающиеся гляциообразования (мощность отдельных слоев от 50 до 100 м) в овальном «слоистом» плато

шинстве 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 слоях пород, 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.

В результате интерпретации снимков поверхности Марса, выполненной Р.О.Кузьминым (1983), Л. Россбахер, Ш.Джадсоном (1981) и другими исследователями, были выявлены специфические формы рельефа, морфология которых указывает на присутствие льда в марсианских породах. Пространственное распределение и морфологический облик этих образований имеют свои особенности в зависимости от географической широты местности.

Мерзлота в рельефе Марса проявляется в виде постоянных полярных шапок, лопастных форм выбросов из метеоритных кратеров, возникших в результате кратковременной флюидизации многолетнемерзлых пород, подсклоновых шельфов с признаками вязкопластичного течения материала, провально-просадочных образований (неправильной формы изолированных депрессий), оползневых форм, термоэрозионных образований, полигональных форм рельефа и криволинейных форм с чередующимися по-

ложительными и отрицательными формами рельефа Кратеры с валами концентрической формы, русловые системы и каналы истечения, дюнные поля и другие свидетельствуют о присутствии в прошлом на поверхности Марса грунтового льда или воды и следов ветровой деятельности.

Многочисленные «останцовые возвышенности» Марса приурочены к древним кратерированным участкам планеты. Сложены они, по-видимому, древним реголитом мощностью 0,5—1,0 км (Кузьмин, 1983). Следовательно, на поверхности Марса широко развиты отложения, сформированные в результате метеоритной деятельности, что характерно также для Луны и других безатмосферных планет.

Три типа марсианских форм рельефа: покровы обломочного материала лопастной формы, морфологически схожие с земными каменными глетчерами, концентрической формы аккумулятивные образования в пределах кратеров и местности, рельеф которых имеет сглаженные, смягченные очертания, указывают, по мнению С.Сквайреса и М.Карра (1986), на процесс крипа поверхностного материала.

Бесспорным доказательством развития криогенных процессов на поверхности Марса являются полярные шапки. Различают постоянные или остаточные полярные шапки, сохраняющиеся в течение летнего периода, и сезонные полярные покровы из льда CO_2, вымерзающего из атмосферы Марса (около 30% атмосферного CO_2 концентрируется, образуя сезонную шапку в течение зимнего периода). Предполагают, что южная остаточная полярная шапка состоит из чистого льда CO_2 (возможно, из смеси CO_2 и H_2O льдов), тогда как остаточная северная полярная шапка сложена сильно запыленным льдом H_2O, мощность которого изменяется от 1 м до 1 км. Полярные шапки, возможно, содержат в 10 тыс. раз больше воды, чем современная марсианская атмосфера. Температура поверхности северной остаточной шапки, зарегистрированная космическими аппаратами «Викинг», в течение северного лета не опускалась ниже −70°С, что исключает возможность образования покрова твердого CO_2. Остаточные полярные шапки окружены мощной толщей льдонасыщенных слоистых отложений, несогласно залегающих на древней сильно кратерированной местности в южном полушарии и на слабо кратерированных равнинах северного полушария. Эти отложения представляют собой результат длительного накопления летучих веществ (в форме льда) и минерального субстрата (пыли), а их мощность составляет несколько километров.

Спутники Марса — Фобос и Деймос — лишены атмосферы. Они являются либо конечным продуктом аккреции, либо, более вероятно, захваченными на более поздней стадии астероидами. Видимо, поверхности спутников покрыты слоем пыли вследствие

интенсивной метеоритной бомбардировки, и поверхностный слой напоминает лунный реголит. Лед и вода в их недрах, вероятно, отсутствуют, а горные породы являются морозными.

Весьма интересным объектом исследования являются малые планеты. Они невидимы простым глазом и по внешнему виду не отличимы от звезд, почему их иногда называют астероидами, т.е. звездоподобными. Большинство этих планет имеет диаметр 20—30 км, но встречаются и еще более мелкие порядка 0,5 км. Число открытых малых планет с определенными орбитами превышает 1600. Все они обладают атмосферой. Большинство из них располагается между орбитами Марса и Юпитера (так называемый «пояс астероидов»), но есть и такие, которые выходят за эти пределы, имея вытянутые эллиптические орбиты (Гидальго, Эрот, Адонис, Дедал, Икар, Аполлон, Гермес и др.). Последние, очевидно, должны характеризоваться периодически устойчивым режимом развития на них мерзлых пород. Наибольшими из малых планет по размерам являются Церера (786 км), Паллада (483 км), Веста (385 км) и Юнона (193 км). Плотность таких астероидов, как, например, Церера и Веста, составляет 2,5 и 3,4 г/см^3. Поверхность малых планет имеет очень низкую теплопроводность (что говорит, вероятно, о наличии реголита) и весьма малые значения альбедо 0,03—0,16. Все это позволяет предполагать существование у них в основном морозных пород.

Планеты-гиганты Юпитер и Сатурн скрыты мощной атмосферой, поэтому говорить о характере их поверхности сложно. Однако о строении поверхности Юпитера, по мнению многих исследователей, можно судить по соотношению в его атмосфере содержания водорода и гелия (1 атом гелия — 20 атомов водорода), которое допускает наличие у планеты довольно крупного ядра, состоящего из тяжелой и ледяной компонент. Согласно этой гипотезе, в оболочке Юпитера существует вода ($1{,}8 \cdot 10^{29}$ г, что соответствует примерно 30 массам Земли), относительная величина ядра предположительно составляет 20—25% общей массы планеты.

Некоторые исследователи предполагают существование ледяной оболочки и на Сатурне. Значительная часть внутренних областей Сатурна (но в меньшей степени, чем у Юпитера), вероятно, сложена металлическим водородом.

Спутники Юпитера Европа, Ганимед, Каллисто, а также спутник Сатурна Титан представляют собой космические тела, содержащие много льда H_2O (Маэно, 1988). Фотоснимки, переданные «Вояджерами», показали, что на Ио продолжается самая интенсивная из известных в Солнечной системе вулканическая деятельность, которая служит основной причиной, уничтожающей следы метеоритных ударов на этом спутнике.

С точки зрения развития мерзлоты в Солнечной системе наибольший интерес представляют Европа, Ганимед и Каллисто. Как

полагают, они покрыты ледяной корой, толщина которой на Европе достигает 70 км, а на Ганимеде 100 км. На поверхности Европы прослеживаются сложным образом переплетенные длинные трещины и разломы, простирающиеся на тысячи километров. Трещины различаются по морфологии и возрасту.

Поверхность Европы практически лишена ударных кратеров. Стирание кратеров на твердой ледяной поверхности возможно за счет смещения ледяных плит относительно друг друга, поэтому предполагается, что ледяная кора Европы подстилается слоем «шуги» с примесью силикатов (мощность около 100 км), который составляет основную массу Европы. На Европе не обнаружено гор. Разница в абсолютных отметках поверхности не превышает нескольких сотен метров (Маэно, 1988).

Ганимед среди Галилеевых спутников самый большой. Но его средняя плотность всего 1,93 г/см^3, поэтому считается, что он наполовину состоит из воды (H_2O). Согласно расчетам, толщина ледяной коры Ганимеда может достигать приблизительно 100 км, а под ней находится состоящая из воды мантия толщиной 400—800 км. На полученных фотоснимках видна сеть многочисленных трещин глубиной в несколько сотен метров и шириной 5—15 км. На Каллисто еще более низкая плотность — 1,70 г/см^3, значит, можно считать, что на этом спутнике Юпитера воды еще больше. Альбедо Каллисто меньше, чем у Европы и Ганимеда.

На ледяных спутниках Юпитера разница в отметках рельефа не превышает 1 км. По сравнению с земным и марсианским рельефами рассматриваемые ледяные спутники можно назвать небесными телами с гладкой поверхностью. Объемное содержание льда возрастает от Европы к Каллисто, однако количество льда на поверхности меняется в обратном направлении.

Атмосферы на Европе, Ганимеде и Каллисто практически нет, поэтому температура поверхности спутников низкая. По данным наблюдения спектров в инфракрасной области она примерно равна −120°С. Скорость пластического течения льда под действием силы тяжести оказывается небольшой, тем не менее она в 10 тыс. раз превосходит скорость течения остальных твердых пород. Поэтому можно утверждать, что как бы сложно ни изменился рельеф в результате удара метеорита, спустя относительно непродолжительное время поверхность опять будет выравниваться.

Космические аппараты показали, что кольца есть и у Юпитера, но у Сатурна они гораздо более внушительные. Ширина системы колец достигает 270 тыс. км, а толщина не превышает 10 км, поэтому они выглядят как одна чрезвычайно тонкая кольцеобразная пластина. Среди обломков, формирующих кольца (вероятно, это частицы льда H_2O с примесью скальных пород), много таких, диаметр которых превышает 1 м, причем частицы вращаются вокруг

Сатурна с очень большой скоростью, примерно 20 км/с (Маэно, 1988). Наличие на снимках бесчисленных полос свидетельствует скорее всего о сильно меняющейся от участка к участку концентрации частиц.

Среди спутников Сатурна по меньшей мере шесть — Мимас, Тефия, Диона, Рея, Эвцелад и Япет — покрыты толстым слоем льда H_2O (Маэно, 1988). На поверхности этих ледяных спутников, так же как и на спутниках Юпитера Ганимеде и Каллисто, видны многочисленные кратеры. Значения альбедо поверхности перечисленных выше шести спутников довольно высоки. Геология Титана — самого крупного спутника Сатурна — неизвестна, так как облачная атмосфера непрозрачна в видимом спектре. По-видимому, он должен обладать ледяной корой, которая подвергалась воздействию бомбардировки, тектоники и вулканизма. Возможно, на Титане существует океан (этано-метановый), создающий потенциальную возможность развития флювиальных и даже плювиальных процессов.

Особенности атмосферы Урана и Нептуна обусловлены еще более низкими эффективными температурами и уже упоминавшимися значительно большими концентрациями метана. По мнению многих исследователей, синий цвет планеты Нептун объясняется наличием метана в его атмосфере, состоящей главным образом из водорода и гелия. При этом отмечается большая активность атмосферы: ветры скоростью до 650 км/ч взвихривают перистые облака замерзшего метана при температуре −220°С. Что касается самих планет Урана и Нептуна, то астрономы полагают, что у них очень простое внутреннее строение. Как и у Урана, у Нептуна каменное ядро, имеющее в диаметре примерно 16 тыс. км, окруженное грязевой оболочкой. Последняя, по-видимому, состоит из воды и жидкого метана. Атмосфера Нептуна представлена водородом, гелием, метаном и этаном. Поверхности спутников Урана (Миранда, Ариэль, Титания и др.) характеризуются низким альбедо (исключая Миранду — 0,5) и состоят из водного льда. Низкие альбедо объясняются наличием примеси темного материала, возможно, богатого углеродом. Причем Миранда имеет, вероятно, водно-ледяную поверхность, подобную поверхности ярких спутников Сатурна (Маров, 1986).

Анализируя полученные «Вояджером-2» материалы, профессор Джеймс Хэд из Брауновского университета (США) сделал вывод, что поверхность Тритона, самого большого спутника Нептуна, состоит из жидкого азота и нескольких твердых островов из замороженного метана. Тритон имеет атмосферу и магнитное поле, т.е. не исключено, что этот спутник Нептуна являлся какой-то планетой Солнечной системы Существует гипотеза, что Тритон подвергался неоднократному замерзанию и оттаиванию. На его

поверхности имеются следы ледяного вулканизма, яркие гладкие равнины, рельеф, возникший в результате землетрясений, кратеры. На белой, как бы заиндевелой поверхности Тритона с розовыми или голубыми пятнами ученые наблюдали скалы, впадины, глетчерообразные участки с вкраплениями кратеров. Некоторые участки Тритона покрыты розовым льдом. Глубокие озера темной густой жидкости и обширные океаны жидкой грязи привели американских ученых к мысли о вулканической активности Тритона при парадоксальной температуре −240°С. Фотометрические исследования дают основание говорить о наличии метанового льда на Плутоне, что меняет существовавшие до недавнего времени представления о его поверхности, образованной скальными породами, в сторону более реальных предположений о покрывающем ее протяженном ледяном слое (Маров, 1986).

Спутник Плутона — Харон — был открыт в 1978 г. Дж.Кристи и Р.Харрингтоном на снимке, полученном в Морской обсерватории. Его изображение не отделено от изображения планеты. Наземные наблюдения с использованием телескопа позволили сделать предположения, что альбедо Харона равно 0,2, полная масса системы составляет 0,0024 массы Земли, плотность Плутона и Харона — 0,4 г/см^3. Такую низкую плотность, предположительно, может иметь лишь метановый лед.

Кометы (которые образно определяют как космические фонтаны, бьющие из запачканных грязью снежных «комьев») являются космическими телами типично криогенного типа. Они имеют вытянутые эллиптические орбиты с периодом обращения от 76 лет (комета Галлея) до сотен и тысяч лет (кометы № 1181 1, 1843 1 и др.). Ядро кометы, как правило, имеет диаметр, равный нескольким километрам. Например, комета Галлея имеет размеры 14×7,5×7,5 км (Маэно, 1988). Можно предполагать, что ядро кометы с температурой порядка −130°С состоит в основном из льда H_2O и CO_2 (в центральной части — газогидрат CO_2, заключенный в ледяную оболочку из H_2O) и представляет собой «космический айсберг». По-видимому, в ядре могут содержаться силикатные частицы, а возможно, и обломки скальных пород, сцементированные льдом. Поверхность ядра покрыта тончайшим черным тугоплавким пористым слоем, возможно, того же состава, что и метеориты. Во время прохождения кометы близко от Солнца этот черный слой нагревается (почти до 50°С) и под ним происходит возгонка льда. Образовавшиеся при этом пары воды (а возможно, и углекислого газа) и пыль извергаются в космическое пространство подобно струе фонтана. По наблюдениям автоматической станции «Вега-1», такие выбросы газа составляли примерно 40 т/с. Этот поток газов и пыли, освещенный Солнцем, мы и видим в виде «головы» кометы размером до миллиона километров и в ее хвосте размером в несколько десятков и даже сотен миллионов километров.

16.1. История термического развития Земли

Криогенное развитие Земли, сформировавшейся в пределах Солнечной системы 4,5 млрд л.н. в виде железо-каменной планеты, происходило на фоне ее геотермического и структурно-тектонического развития. Так, в раннеархейский ледниково-криогенный период глобальная температура поверхности Земли могла составлять около −33°С при условии, что альбедо планеты, лишенной атмосферы, по аналогии с Меркурием и Луной составляло 0,1 (Мухин, 1987). Постепенно за счет дегазации недр началось формирование атмосферы. При этом отношение массы воды к выделившемуся из мантии углекислому газу составляло от 4:1 до 10:1. По мере выделения из мантии летучих компонентов углекислый газ накапливался в атмосфере, а пары воды замерзали в виде сверкающего слоя снега и льда, поэтому альбедо планеты росло, в связи с чем глобальная температура поверхности снижалась, но не ниже −56°С (т.е. не ниже температуры затвердевания CO_2). Таким образом, впервые на Земле в интервале 4,4—3,3 млрд л.н. сформировалась криосфера планеты, включающая поверхностную ледяную оболочку (сплошное покровное оледенение) и толщу мерзлых (или морозных) горных пород (рис. 16.1).

Дальнейшее выделение из мантии CO_2 и накопление его в атмосфере привело к повышению температуры поверхности Земли за счет парникового эффекта и к таянию поверхностных льдов и снега. Ориентировочные расчеты В.М.Мороза (1967) показывают, что такой процесс начался около 4 млрд л.н., когда наименьшее давление углекислого газа составило $3 \cdot 10^4$ Па.

Окончательное формирование бескислородной атмосферы Земли (но с изобилием углекислого газа), по-видимому, завершилось на рубеже 3,5 млрд л.н. и полностью растаявший снежно-ледяной покров сформировал гидросферу нашей планеты. К этому времени уже обособилась расплавленная внешняя оболочка ядра Земли, а протоконтинентальная (еще пластичная) кора выступала над поверхностью мелководного протоокеана отдельными островами. Возможно, эти острова и служили ядрами будущих материков. К этому же времени относятся первые сведения о начале попадания кислорода в атмосферу и о зарождении биосферы.

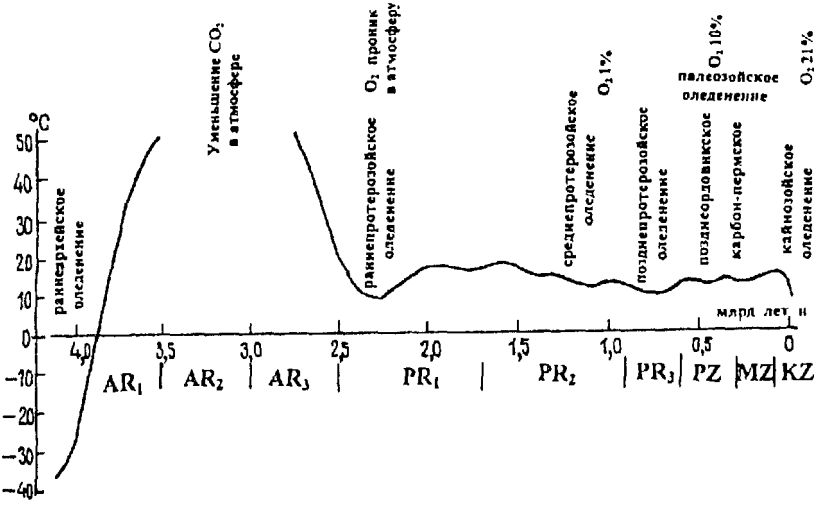


Рис. 16.1. Изменение глобальной температуры Земли в процессе ее развития

Таким образом, в интервале 4,0—3,5 млрд л.н. глобальная температура Земли возросла (возможно, до 40—60°С) как за счет накопления CO_2 в атмосфере, так и за счет резкого уменьшения альбедо Земли, поскольку отражательная способность водной поверхности значительно меньше, чем у снега и льда.

Неуклонное повышение температуры поверхности продолжалось до 3,0—2,8 млрд л.н. в связи с возрастанием глубинной гравитационной дифференциации, т.е. с выделением тепла от перераспределения вещества Земли по плотности при его химических и фазовых превращениях. По В.Е.Хаину (1995), начало этой дифференциации относится ко времени завершения аккреции, т.е. аккреационный разогрев Земли сменяется дифференцированным. По современным представлениям, наиболее интенсивно дифференциация протекала в раннем докембрии и в архее до рубежа 2,8—2,5 млрд л.н , затем ее интенсивность снизилась и продолжала снижаться вплоть до современной эпохи.

На основании сказанного можно предположить, что в интервале 3,5—3,0 млрд л.н. температура поверхности повысилась еще на нсколько десятков градусов (возможно, до 70—80°С), но не была выше 100°С, так как *не могла превышать* температуру воды в океанах. Причиной этого служили два мощных механизма саморегуляции температуры на поверхности планеты. Во-первых, с повышением температуры возрастало испарение с поверхности суши и океанов, приводящее к понижению температуры поверхности за счет теплоты фазового превращения воды в пар ($Q_ф^{п\ п}$=587 кал/г). Во-вторых, с повышением температуры усилились процессы вы-

ветривания пород на континентах и выноса кальция в океаны, где происходило химическое осаждение карбонатов, связывающее углекислый газ и уменьшающее его содержание в атмосфере Эти процессы приводили к охлаждению поверхности в результате уменьшения действия *«парникового эффекта»*. Кроме того, в термической истории Земли тепловой поток из недр начиная с позднего архея уменьшился в 3—4 раза Такое уменьшение теплопотока начиная с 3,0 млрд л н. связано со снижением энергии глубинной гравитационной диффузии.

Совместно эти причины привели к понижению глобальной температуры поверхности Земли, которая на рубеже архея и протерозоя (2,5 млрд л н) могла составлять 20—30°С. К этому времени относится начало формирования раннепротерозойских мерзлых толщ и покровных оледенения Таким образом, на протяжении послеархейской истории Земли глобальная температура поверхности устойчиво поддерживалась в диапазоне 10—25°С. За этот же период среднетермические условия в земной коре почти не претерпели существенных изменений, следовательно, специфика развития Земли заключается в том, что начиная с 2,5—2,0 млрд л.н. термический режим ее поверхности определялся *оптимальным расстоянием Земли от Солнца* С этим связано значение средней глобальной температуры поверхности Земли около +15°С, что обеспечивало на планете в свою очередь стабильное существование гидросферы и атмосферы.

К началу протерозоя (2,5 млрд л.н.) уже сформировалась зрелая (жесткая и хрупкая) континентальная кора, которая составляла не менее 70% площади от современной К концу раннего докембрия в основном завершилось *разделение твердой Земли на оболочки.* Считается, что ядро состоит в основном из железа с примесью никеля. Нижняя мантия сложена силикатами простого состава и окислами, а верхняя — более сложного состава (пироксены, гранаты) Наиболее сложным составом обладает земная кора Сначала (до 4,0 млрд л.н.) сформировалась базальтовая кора, а в интервале 4,0—3,0 млрд л.н она стала замещаться протоконтинентальной гранитно-гнеисовой корой («серые гнейсы») К 2,5—2,0 млрд л н она заместилась уже зрелой континентальной корой, разделившейся на верхний (гранито-гнейсовый) и нижний (гранулито-базальтовый) слои

В истории Земли действие плитной тектоники неоднократно претворялось в виде слияния и распада гигантских суперконтинентов К концу архея (2,7—2,5 млрд л н) возникли значительные площади континентальной коры, которая в интервале 2,5—2,2 млрд л.н. спаялась в единый суперконтинент — эпиархейскую Пангею (Пангею I) К этому же времени (2,4—2,0 млрд л.н) относят наиболее древнюю раннепротерозойскую ледниковую эру в истории

Земли (см. рис. 16.1). Распад Пангеи I завершился около 2,0 млрд л.н., однако к концу раннего протерозоя (около 1,8 млрд л.н.) континенты вновь слились в единый суперконтинент. Его частичный распад и восстановление могли происходить также в интервале 1,4—1,2 млрд л.н. В середине протерозойского периода начался процесс развития *ледниково-криогенной эры*. Максимальное время существования оледенения оценивается примерно в 1,2 млрд лет, а температура поверхности Земли в 10—15°С.

В интервале 1,0-0,6 млрд л.н. снова собрался воедино суперконтинент Пангея II, распад которого в дальнейшем привел к различию в эволюции северной и южной его частей. В северной части деструктивные процессы существовали на протяжении всего позднего протерозоя и раннего палеозоя, и только в позднем ордовике—силуре произошло объединение Северной Америки и Восточной Европы в единый крупный континент Лавруссию. В южной полусфере уже к началу палеозоя (0,6 млрд л.н.) южная группа материков объединилась в суперконтинент Гондвану. В интервале 1,0—0,6 млрд л.н. уже документируются следы позднепротерозойских оледенений (см. рис. 16.1). Температура поверхности Земли в этот период составляла 10°С. При этом на рубеже среднего и позднего протерозоя (около 1,0 млрд л.н.) содержание кислорода в атмосфере оценивается в 1% от современного уровня (точка Пастера), а в ордовике — в 10% (точка Беркнера—Маршалла), что уже обеспечивало создание озонового экрана, защищающего вышедших на сушу позвоночных от гибельных ультрафиолетовых лучей Солнца.

В интервале 0,47—0,42 млрд л.н. фиксируется позднеордовикский период палеозойской ледниково-криогенной эры. Нарастающие деформации сжатия резко усилились в середине карбона, что привело в северной полусфере к объединению Лавруссии с Сибирью и образованию Лавразии, а затем в перми—триассе к смыканию Лавразии с Гондваной и возникновению нового суперконтинента — Вегенеровской Пангеи (Пангея III). Ее развитие не было спокойным. В конце карбона — начале перми (0,32—0,22 млрд л.н.) в ее Гондванской части произошло мощное покровное пермо-карбоновое оледенение, вызвавшее резкое эвстатическое понижение уровня Мирового океана.

Распад Пангеи III начался в конце средней юры (около 160 млн л.н. и продолжается до наших дней. При этом на рубеже эоцена—олигоцена (около 38 млн л.н.) завершилось формирование главных черт современных структур и рельефа Земли и началось образование большинства современных горных сооружений, таких как Центральноазиатский горный пояс (за счет столкновения Индии с Евразией), Кордильеры (сомкнутые Центральноамериканская и Антильская вулканические дуги) и другие, многие из

которых явились возрождением более древних, палеозойских. На рубеже олигоцена и миоцена (около 20—25 млн л.н.) нарушилась связь между Южной Америкой и Антарктидой, что коррелируется с резким направленным похолоданием на планете, которое проявилось в покровном оледенении Антарктиды и в образовании покровных льдов в Арктике. С этого времени начинается исчисление последней (кайнозойской) ледниково-криогенной эры.

16.2. Причины становления ледниково-криогенных периодов в истории Земли

Планета Земля на протяжении последних 2,5 млрд лет неоднократно переживала глобальные похолодания, приводящие к покровным оледенениям и промерзанию верхних горизонтов литосферы. Всего за этот отрезок времени достоверно установлены три (не считая кайнозойской) ледниково-криогенные эры: две в протерозое и одна в палеозое (см. рис. 16.1). Следы первой относят к интервалам 2,5—2,3 и 2,2—2,0 млрд л.н.; второй — 900—630; третьей — 460—230 млн л.н. Проблематично выделение ледниково-криогенной эры и в среднем протерозое (около 1,2 млрд л.н.).

Существует концепция, согласно которой становление ледниково-криогенных периодов в истории Земли было вызвано внешними космическими причинами (Монин, 1972; и др.). На современном уровне развития науки еще не окончательно установлены механизмы воздействия космических факторов на климатическую систему Земли. Следовательно, внешние космические воздействия можно характеризовать пока только в их «земном преломлении» путем эмпирических обобщений имеющихся данных естественно-исторических наук и прежде всего геологических данных.

В настоящее время в различных естественно-исторических науках накоплен большой фактический материал, свидетельствующий о разнообразных проявлениях природных ритмов различных по длительности периодов и интенсивности.

Гигациклы (T_1=4370±500 и T_2=1500±100 млн лет) выделены как отечественными, так и зарубежными учеными: Г.Штилле (1924, 1950); В.В.Меннером, Н.А.Штрейсом (1971); Дж.Саттоном (1971); Ч.Б.Ворукаевым (1990); С.Л.Афанасьевым (1978, 1991) и др.

Цикл T_1 соответствует следующим этапам эволюции Галактики:

15 млрд л.н. — возникновение Вселенной;

9,0—9,5(9,6) млрд л.н. — важнейший качественный рубеж (в частности, начало «гелиоспирала»);

4,5 (4,6) млрд л.н. — образование Солнечной системы (Афанасьев, 1991). По В.Е.Хаину (1995), длительность этого цикла со-

ставляет 4370 млн лет; учитывая большую размытость временных рубежей, ее можно принять равной 4370±500 млн лет.

Цикл T_2 длительностью 1500±100 млн лет соответствует этапам формирования оболочек земной коры, связанным с пульсацией радиуса планеты вследствие смещения фазовой границы мантии и ядра под влиянием космических воздействий (Афанасьев, 1991)

Мегациклы с периодами 500±50, 230±30, 65±10 и 30±5 млн лет удовлетворительно коррелируют с эпохами орогенеза и рифтогенеза, перемещениями литосферных плит, планетарными трансгрессиями и регрессиями океана, периодами резких климатических изменений, крупнейшими биологическими катастрофами. Они отмечены мощными геохимическими аномалиями в осадочных толщах и находят подтверждение в повторяемости последовательности сланцевой, флишевой и молассовой формаций, островодужного вулканизма, гранитообразования и регионального метаморфизма (Бертран, 1894; Штилле, 1950; Билсон, 1966; Фролов, 1995; и др). Согласно современным представлениям (Хаин, 1992), эти крупнейшие тектоно-магматические циклы знаменуются чередованием геологических обстановок двух типов: биполярного (Пангея—Панталасса) и плюриполярного (континенты — океаны), обусловленных, по-видимому, перестройкой конвективных течений в мантии. С этими циклами связывают обычно наиболее долгопериодные изменения глобального климата.

Как показано в разд. 16.1, ледниково-криогенные эры совпадали во времени с эпохами орогенеза и существования (преимущественно в высоких и умеренных широтах) суперконтинентов — Пангей. В такой планетарной обстановке, когда значительная часть суши находилась в высоких широтах или(и) была поднята в холодные слои атмосферы, средняя глобальная температура поверхности должка была значительно понижаться, что и могло вызвать развитие криолитозоны и покровных оледенений. Двум указанным типам тектонических обстановок соответствуют два типа климатического режима планеты: «ледниковый» и «оранжерейный» (или «термогалинный») (Зубаков, 1990).

При ледниковом режиме климата увеличивается площадь суши, часть ее обычно совпадает с одним из полюсов. В океане формируется зона холодных тяжелых природных вод, вследствие чего океанические воды обогащаются CO_2. Содержание CO_2 в атмосфере уменьшается, а излучение тепла планетой увеличивается Формируется криосфера Земли, что ведет к дальнейшему охлаждению поверхности планеты за счет увеличения ее альбедо. Средняя *глобальная температура поверхности суши* при таком типе климата, по расчетам М И.Будыко, составляла примерно 8-10°С (для сравнения· современная увеличилась до 14,8—15°С).

При теплом («оранжерейном») режиме климата широкое развитие имеют эпиконтинентальные окраинные моря, где формируются теплые соленые донные воды, что в итоге приводит к повышению температуры океана, уменьшению содержания в океанических водах углекислого газа и увеличению его содержания в атмосфере При этом усиливается парниковый эффект, значительная часть земного тепла удерживается атмосферой, криосфера Земли деградирует Среднеглобальная температура поверхности повышается в этом случае до 20—25°С (рис 16 2)

Очевидно также, что перемещение материков и горообразование существенно преобразовывали пути океанической и атмосферной циркуляций, что также приводило к перераспределению тепла на планете, в итоге определяя очаги развития (и деградации) криосферы Исследования последнего десятилетия дают возможность предполагать *космическую* природу мегациклов

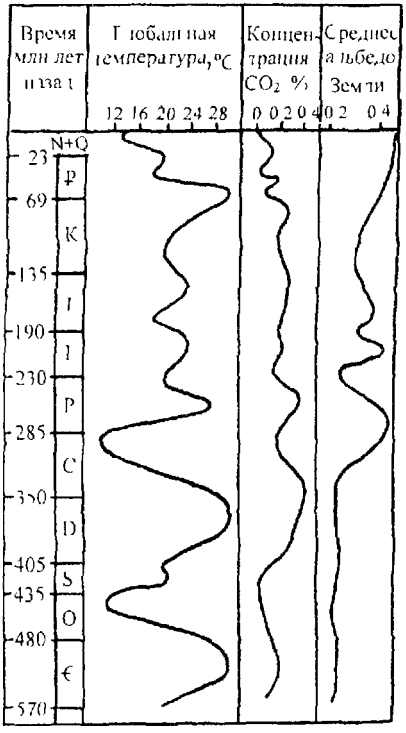


Рис 16 2 Средняя глобальная температура приземного слоя воздуха концентрация CO_2 и альбедо поверхности в фанерозое (*по Н А Ясаманов), 1991*)

Согласно последним галактическим моделям (Баренбаум, 1987, 1991), Солнечная система движется в космическом пространстве по незамкнутой орбите, близкой к эллипсоидной При своем орбитальном движении она периодически пересекает один из двух потоков струйного вещества, главным образом газопылевых облаков и комет Его воздействие на Солнечную систему является причиной крупных геологических и климатических изменений на Земле (Баренбаум, Ясаманов, 1999) На рис 16 3 приведены результаты расчетов времени пересечения Солнцем струйных потоков Галактики, которые показывают, что этим моментам длительностью 1—2,5 млн лет соответствуют точки, обозначенные цифрами от 1 до 10 Интервалы между этими моментами не остаются постоянными, а изменяются с периодичностью 250 млн лет, т е равной галактическому году Последний соответствует периоду обращения Солнца вокруг центра Галактики, который устанавливается

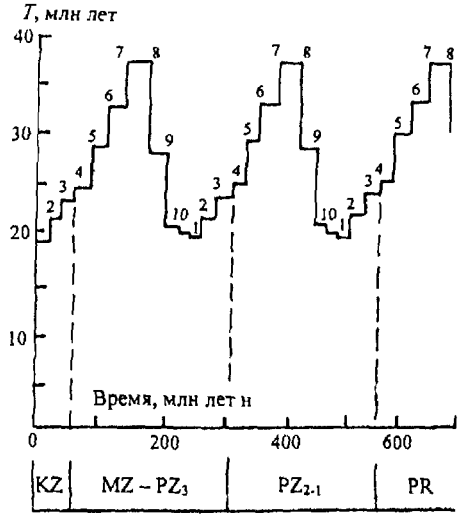


Рис 16 3 Интервалы времени между последовательными попаданиями Солнечной системы в струйные потоки Галактики за последние 700 млн лет (по Баренбауму, Ясаманову, 1999)

по одному видимому обороту Солнца относительно неподвижных звезд. Длительность галактического года медленно возрастает от 200 млн лет в архее до 250 млн лет в кайнозое. Время существования суперконтинентов ограничивается одним галактическим годом — около 215—250 млн лет. От начала распада до новой консолидации континентальной коры проходит два полных галактических года, т.е. цикл 400—500 млн лет (Хаин, Ясаманов, 1993).

Внутри галактического года отмечается цикличность с периодом от 30 до 55—70 млн лет. В литературе она упоминается как «сезоны» галактического года (Заколдаев, 1992; Ясаманов, 1992). Действительно, длительность интервалов между последовательными попаданиями Солнечной системы в струйные потоки Галактики составляет в среднем 30 млн лет, изменяясь по «сезонам» — от 19 до 37 млн. Отрезки времени с укороченными интервалами («холодные сезоны» — пермь, ордовик) и с максимально длинными интервалами («теплые сезоны» — юра, силур-девон) составляют в среднем 60—70 млн лет (см. рис 16.2)

С циклами 250, 65 и 30 млн лет хорошо коррелирует хронология ледниковых событий Так, по Н.М.Чумакову (1987, 1995), длительность гляциоэр оценивается в среднем в 150—300 млн лет Время формирования гляциогоризонтов в известных ледниковых разрезах Австралии, Африки и Америки — гляциопериоды — соответствуют временным интервалам 20—30 и 40—66 млн лет

К галактическим следует отнести, по-видимому, и цикл с периодом около 11 млн лет, выделенный Н.А.Ясамановым (1991) и В А.Зубаковым (1990). Похолодания этого цикла по длительности сопоставимы со временем прохождения Солнцем струйных потоков Галактики, составляющим (с учетом «остаточных явлений») 3—5 млн лет (Ясаманов, Баренбаум, 1999). Цикличность такого порядка обнаруживается в древних ледниковых разрезах в последовательности залегания пачек ледниковых слоев, отлагавшихся в гляциоэпохи длительностью в среднем 3 млн лет (Чумаков, 1993)

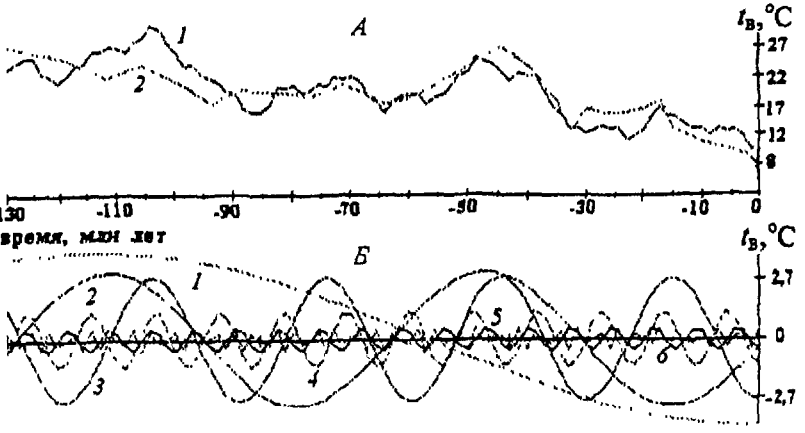


Рис. 16.4. Структура климатических изменений в кайнозое:

А — расчетная (суммарная) кривая изменения температуры воздуха (1) и исходная палеотемпературная кривая (2) (по А А Величко, 1999), Б — элементарные гармоники с периодами природных ритмов, млн лет. 1 — 230; 2 — 65; 3 — 30, 4 — 11, 5 — 2,5, 6 — 1,2

Изменение средней глобальной температуры поверхности Земли в протерозое-фанерозое контролируется рассмотренными выше циклами 4370±500, 1500±500, 230±30, 65±10, 30±5 и 11±1 млн лет. Об этом свидетельствует гармонический анализ палеотемпературных кривых (см. рис. 16.2 и рис. 16.4): кривой средних глобальных температур приземного слоя воздуха в фанерозое Н.А.Ясаманова и температурной кривой мезозоя—кайнозоя для южной половины Русской равнины, составленной А.А.Величко и Н.А.Ясамановым. Эти палеотемпературные кривые вполне удовлетворительно аппроксимируются сложением гармоник с периодами: первая — 4370, 1500, 500, 230, 65 и 30 млн лет; вторая — 230, 65, 30 и 11 млн лет и с амплитудами от 1,5—2,0 до 3,5—4,0°С, (табл. 16.1).

На этой основе можно получить ход изменения температуры поверхности в околополюсных областях планеты, где в течение

Таблица 16.1

Расчетные характеристики элементарных гармоник

T, тыс. л.н.	*A*, °С	φ, тыс. л.н.
4 370 000	2,0	3 277 500
1 500 000	3,0—3,5	2 035 000
500 000	2,0—2,5	675 000
230 000	4,0	192 500—172 500
65 000	3,0—3,5	63 750—56 250
30 000	2,5—3,0	26 500—22 500
11 000	1,5	8 250

Расчетные значения элементарных гармоник

Регион исследования, географическая широта, публикация	Временной интервал, тыс. лет	Характеристики элементарных гармоник			Точность определения температуры σ °С
		период T, тыс. лет	амплитуда A,°С	фаза φ тыс. лет	
Колымская низменность 70° с.ш. (Зубаков 1987)	1700 -0	2400	3.5	-1839	3.09
		1157.52	2.0	748	
		415	2.5	-23	
		197	2.97	-153.82	
		93.19	1.5	-35.44	
		41.67	3.52	-48.25	
		19.22	1.5	-12.18	
Малык-Сисская впадина 65° с.ш. (Зубаков 1987)	600 - 0	1100	4.22	875	2.5
		380	1.99	-15	
		200	3.32	-180	
		95	2.62	-23.75	
		41	3.61	38.25	
		19	3.37	11.25	
Пенжинская губа 63 -65° с.ш. (Борисова 1985)	140 - 0	200	3.47	-192.72	0.72
		95	2.0	-42.75	
		40.5	2.45	48.12	
		20	1.9	-12.75	
Пенжинская губа 63 -65° с.ш. (Стефанович 1985, Никольская 1989)	8.0 - 0	42	2.0	37.46	0.49
		19.8	1.0	15.11	
		11.4	0.5	-11.41	
		1.5	0.66	14.65	
		0.97	0.48	0.26	
Хайпудырская губа 67° с.ш. (Болиховская 1988)	8.0 - 0	40.7	2.98	-46.66	0.61
		19	2.0	-10.4	
		9	1.12	-9.75	
		2	0.66	-11.92	
		1	0.45	-10.26	
		0.5	0.4	-5.12	
Большеземельская тундра 65—67° с.ш. (Климов 1988)	3.0 - 0	2.22	0.45	-1.85	0.46
		1.06	0.40	-1.56	
		0.58	0.35	-0.65	
		0.26	0.45	-0.39	
		0.1	0.3	-0.13	
		0.04	0.25	0.08	

протерозоя—фанерозоя она неоднократно опускалась ниже 0°С. Для этого использовалась специально разработанная методика, позволяющая по точечным палеотемпературным датировкам рассчитать общий ход палеотемпературной кривой для различных отрезков геологического времени (Ершов и др., 1996). Точечные палеотемпературные датировки для основных климатических эпох фанерозоя назначались в соответствии с палеоконструкциями климатической зональности фанерозоя с учетом перемещения литосферных плит (Ушаков, Ясаманов, 1984). В качестве примера на

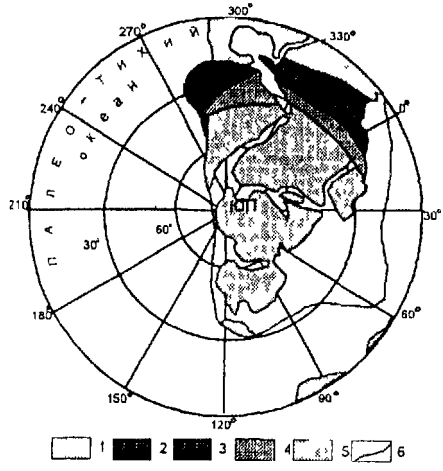


Рис 16 5 Палеоклиматическая поясность позднего карбона и начала перми для Южного полушария (*по С А.Ушакову, Н А Ясаманову, 1984*)

Климатические пояса *1* — экваториальный, *2* — аридный тропический, *3* — субтропический, *4* — умеренный, *5* — холодный, *6* — границы палеоконтинентов

рис. 16.5 приведена палеоклиматическая реконструкция для Южного полушария в позднем карбоне — начале перми.

На основе этих данных путем суммирования перечисленных выше гармоник (рис. 16 6, *А*) была получена расчетная кривая для Южного полушария (60° ю ш) Кривая математически обоснована в интервале времени 1,0—0 млрд л.н.; не обеспеченная должной точностью часть расчетной кривой соответствует интервалу времени 2,5—1,0 млрд л.н.

Как показано на рис. 16.6, *Б*, количество и время похолоданий, вызвавших оледенения, на полученной расчетной кривой хорошо увязываются с известной по геологическим данным датировкой ледниково-криогенных периодов. Периоды похолоданий на кривой (2,35—2,25, 1,20—1,16 млрд л н., 960—830, 780—670, 660—630, 470—450, 280—260 млн л н и современный) соответствуют раннепротерозойскому (2,5—2,0 млрд л.н), конголезскому (950—800 млн л.н.), стертскому (780—720), лапландскому (670—630), позднеордовикскому-раннесилурийскому (460—420), карбон-пермскому (250—230) и кайнозойскому (30 млн л.н. — современность) ледниково-криогенным периодам. Существуют некоторые данные о проявлении покровных оледенений в среднем рифее (1,2—1,1 млрд л н).

Полученная расчетная кривая была использована в качестве верхнего граничного условия при моделировании развития криолитозоны в протерозое-фанерозое. Принималось, что область исследования представляет собой однородную среду с физическими и теплофизическими характеристиками, типичными для гранитоидов. На нижней границе расчетной области — на глубине 1,5 км задавался геотермический градиент, меняющийся во времени по линейному закону и соответствующий изменению теплового потока из недр Земли от величины $2{,}5 \cdot 10^{-6}$ до $1{,}0 \cdot 10^{-6}$ кал/см^2·с.

Как видно из рис.16.6, *В*, наиболее длительные и многократные оледенения в истории Земли относятся к верхнему рифею и венду. В пределах Пангеи в это время криолитозона существовала

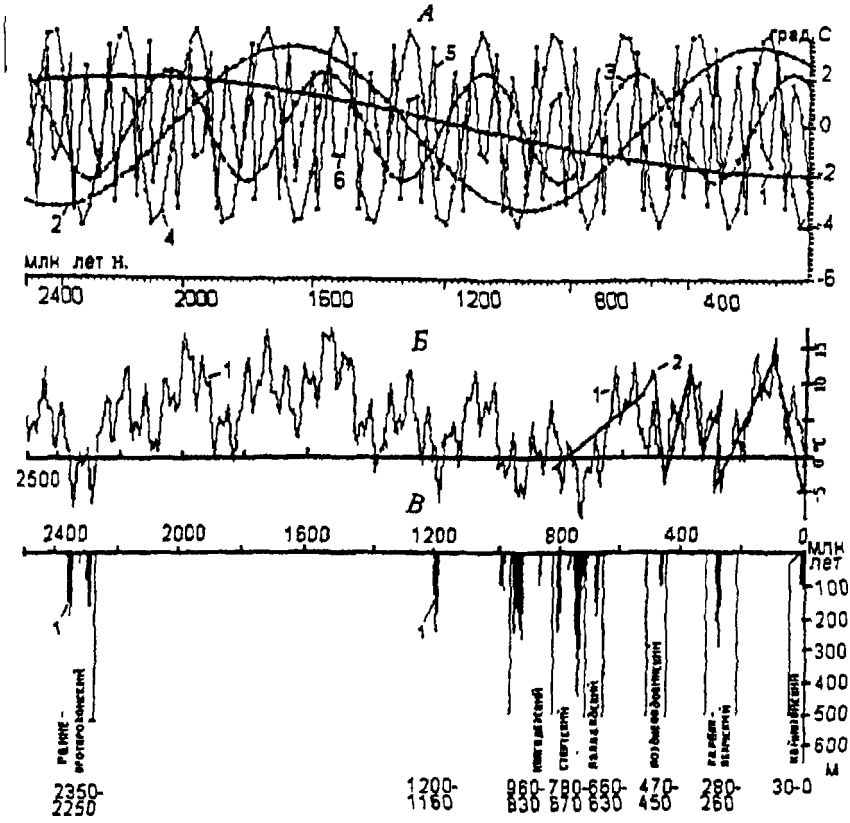


Рис. 16.6. Цикличность развития криолитозоны Земли в ледниково-криогенные периоды протерозоя—фанерозоя:

А. Элементарные гармоники, соответствующие природным ритмам с периодами, млн лет: *1* — 4370; *2* — 1500; *3* — 500; *4* — 230; *5* — 65; *6* — 30.

Б. Суммарная расчетная кривая изменения температур воздуха (*1*) и исходная палеотемпературная кривая (*2*) для перигляциальной зоны палеоконтинентов Южного полушария Земли (60—65°С)

В Эволюция криолитозоны: *1* — во времени и по глубине

непрерывно (с точностью до 500 тыс. лет) на протяжении 100 млн лет и имела мощность, максимальную за всю предшествующую историю развития Земли.

Длительность ордовикского ледниково-криогенного периода составляла около 20—30 млн лет. Максимальная фаза карбон-пермского ледниково-криогенного периода длилась 50—70 млн лет; криолитозона могла непрерывно существовать около 25—20 млн лет. В этот период ледниковые покровы и криолитозона охватывали почти всю сушу Гондваны, а мощность многолетнемерзлых

толщ горных пород могла быть в два раза больше, чем в ордовикский ледниково-криогенный период.

Изложенный материал дает основание полагать, что развитие криолитозоны в протерозое—фанерозое подчинялось общим законам природной цикличности.

16.3. Распространение ледниковых покровов и мерзлых пород в ледниково-криогенные периоды Земли

Прямые признаки распознавания многолетнемерзлых горных пород, существовавших в докайнозойское время, на сегодняшний день практически отсутствуют. Существуют лишь немногочисленные описания ископаемых форм, сходных с криогенными плейстоценовыми. К таким формам относятся полигонально-жильные структуры (аналогичные псевдоморфозам по жильным льдам, грунтовым и первично-песчаным жилам), криотурбации и инволюции в докайнозойских породах и др. Полигональные структуры и клинья песчаников с субвертикальной слоистостью обнаружены в докембрийских, ордовикских, пермо-карбоновых породах на разных континентах.

Для палеомерзлотных реконструкций используются в основном косвенные признаки. Так, известно, что необходимым условием для формирования многолетнемерзлых пород является холодный климат и выявлены различные его индикаторы (литологические, геоморфологические, минералогические, биологические и др.).

Одним из основных доказательств существования на Земле холодного климата в определенные периоды фанерозоя и докембрия являются *следы древних покровных оледенений* (*тиллиты* и *экзарационные формы*). Наличие крупных континентальных оледенений свидетельствует о возможности былого существования многолетнемерзлых пород, площадь распространения которых могла значительно превышать площадь ледниковых покровов. Из анализа особенностей распространения оледенений и многолетнемерзлых пород в четвертичном периоде следует вывод, что крайняя широтная граница (южная в Северном полушарии и северная в Южном полушарии) возможного распространения многолетнемерзлых горных пород на континентах располагается на широте окончания ледников в приокеанических районах. Можно полагать, что в Северном полушарии южная широтная граница распространения мерзлых пород проходила не севернее южного окончания ледника в приокеаническом районе.

Анализ материалов по географическому распространению древних ледниковых покровов на Земле с учетом мобилистского по-

ложения палеоконтинентов и полюсов, площади и мощности ледников позволил воссоздать примерную палеомерзлотную обстановку в древние ледниково-криогенные периоды (Ершов, Лисицына, 1993). Опираясь на достоверные абсолютные датировки тиллитов, выделены следующие ледниково-криогенные эры: раннепротерозойская, позднепротерозойская, палеозойская и кайнозойская. В пределах ледниковых эр выделены и охарактеризованы девять ледниково-криогенных периодов.

Раннепротерозойская ледниково-криогенная эра (2,5—2,0 млрд л.н). Предполагается, что в конце архея образовался суперконтинент Пангея. Отдельные протоокеаны стали сливаться в единый Мировой океан, понизилась температура земной поверхности. Во второй половине раннего протерозоя суперконтинент распался на ряд малых литосферных плит, а затем в конце раннего протерозоя произошло воссоздание Пангеи, которая продолжала существовать в первую половину среднего протерозоя (Хаин, 1994).

Восстановление палеогеографических условий в протерозое вызывает значительные затруднения, так как неизвестно точное расположение континентов, а причины изменения климата могли иметь свою специфику, отличную от фанерозойской истории. Поэтому для эпохи протерозоя можно указать лишь отдельные места распространения многолетнемерзлых пород, основываясь на данных об оледенениях, не давая их площадного положения на палеоконтинентах.

Для этой эры выделяют оледенения в периоды 2,5—2,3 и 2,2—2,0 млрд л.н. Тиллиты первого раннепротерозойского оледенения лучше всего изучены в области северо-американских Великих озер, где они формируют три ледниковых горизонта: Гауганда, Брюс и Рамзай-Лейк. Каждый из них имеет значительную мощность отложений (0,2—3,0 км) и может соответствовать самостоятельному ледниковому периоду (Чумаков, 1978). Вероятные аналоги этих ледниковых пород отмечены и в других районах Канады и США. Предполагаемые континентальные оледенения наступали неоднократно и занимали огромные территории эпиархейской суши Канадско-Гренландского щита, спускаясь в окружающие ее прогибы, занятые морями.

В это же время происходило оледенение на Балтийском щите, где ледник скорее всего двигался на запад от Кольского массива. Редкие палеомагнитные данные для Балтийского и Канадского щитов показывают, что широты распространения ледников (50—60°) подобны таковым больших плейстоценовых оледенений. Следы такого же по возрасту оледенения обнаружены в Южной Африке и Индии и связаны, по-видимому, с оледенением горного или предгорного типа.

Следы второго раннепротерозойского оледенения (2,2—2,0 млрд л.н.) известны в Южной Африке, в Европе на Балтийском щите, предположительно на Украинском, а также Бразильском щите Южной Америки и в Австралии.

Позднепротерозойская ледниково-криогенная эра (900—630 млн л.н). Поздний докембрий характеризуется завершением раскола Пангеи за счет формирования океана Прототетиса между Африкой и Северной Америкой с Европой, в результате чего образовались два континента — Гондвана и Лавразия В пределах позднепротерозойской эры выделено три периода: конголезский, стертский и лапландский.

Оледенение *конголезского периода* (900—800 млн л. н.) выделено по тиллитам, изученным как на древних кратонах Африканской, Австралийской, Южно-Американской и Северо-Американской платформ, так и на массивах, расположенных внутри складчатых областей. Тиллиты этого периода наиболее распространены в Экваториальной Африке.

Породы *стертского ледниково-криогенного периода* (780—720 млн л.н.) распространены в Экваториальной и Юго-Западной Африке, в Австралии и, возможно, в Китае.

Для позднерифейского, как и для более раннего времени до сих пор не существует моделей расположения палеоконтинентов относительно полюсов Поэтому пока затруднительно делать выводы о возможной площади распространения многолетнемерзлых пород того времени.

Лапландский ледниково-криогенный период (670—630 млн л.н.) является наиболее изученным, так как одноименный ледниковый горизонт венчает разрез пород верхнего протерозоя (венда) и широко среди них распространен. В наиболее полных разрезах лапландский горизонт состоит из двух ледниковых толщ, которые, вероятно, отвечают двум ледниково-криогенным эпохам.

Тиллиты этого горизонта обнаружены в Европе (в древних впадинах Восточно-Европейской платформы и краевых частях каледонской и уральской складчатых зон, в Северной Норвегии, в Швеции, в Южнои Норвегии, в Шотландии и Ирландии, на Шпицбергене и, возможно, в Нормандии), Азии (Казахстане, Средней Азии, Китае), Западной Африке, Гренландии, Австралии и, возможно, Южной Америке.

На основе реконструкции палеоконтинентов (Хаин, Ясаманов, 1987) можно сделать выводы о площадном распространении в их пределах ледниковых покровов и мерзлых пород. Ледниковые покровы в Восточной Европе и Западной Африке сравнимы между собой: их возможные минимальные размеры достигали 4—7 млн км^2, центры оледенения находились на окраине континентов примерно на 65 параллели При такой площади средняя толщина ледни-

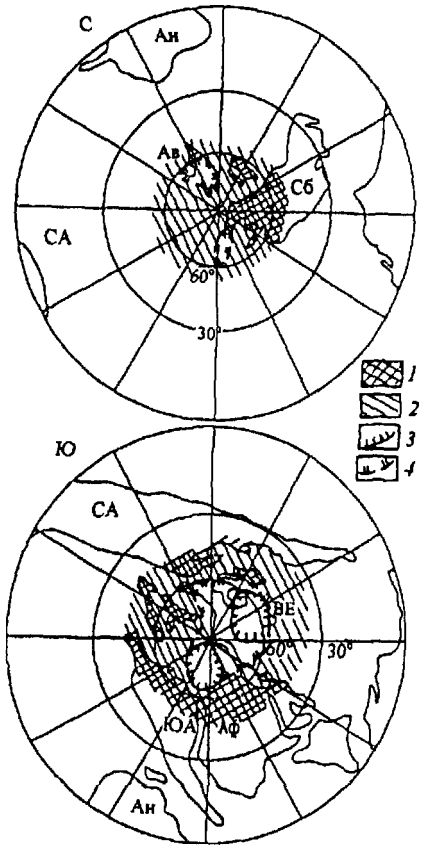


Рис 16.7 Распространение ледниковых покровов, мерзлых пород (*1*) и морских льдов (*2*) в лапландском ледниково-криогенном периоде:

3 — районы покровного оледенения (*по Н М Чумакову, 1978*), *4* — область максимального распространения ледниковых покровов Современные континенты и их части Ав — Австралия, Аф — Африка, СА — Северная Америка, ЮА — Южная Америка, Ан — Антарктида, Сб — Сибирь, ВЕ — Восточная Европа Положение материков (*по В Е Хаину, Н А Ясаманову, 1987*) дано в циркумполярной проекции

ковых покровов могла достигать 2—2,5 км. Возможно, временами Европейский и Африканский ледниковые покровы сливались, и в высоких широтах (южнее 60—65° ю.ш.) существовал единый ледниковый покров (рис.16.7). В любом варианте горные породы находились в мерзлом состоянии на континентах, расположенных южнее 60° ю.ш., т.е. на всей Восточно-Европейской платформе и на северо-западе Африки. В континентальной части Гондваны перигляциальная зона могла формироваться за фронтом ледника — в Африке до бассейна р.Конго и на северо-востоке Бразилии.

В Северном полушарии мерзлые породы могли возникнуть на большей части Австралии, а также в Казахстане и Тянь-Шане.

Палеозойская ледниково-криогенная эра (460—230 млн л.н.). К началу этой эры произошло слияние гондванских глыб в массив и полное разобщение лавразийских континентов. Дрейф Гондваны к Южному полюсу и более высокий гипсометрический уровень Гондваны способствовал понижению глобальной температуры Земли во второй половине ордовика. В конце карбона—ранней перми произошло общее воздымание Гондваны и начался рифтогенез, затронувший главным образом южную половину Африки и Индостан. В Лавразии происходит агломерация отдельных континентов в единый суперконтинент Пангею II. Палеозойскую ледниково-криогенную эру можно подразделить на три ледниково-криогенных периода: позднеордовикский—раннесилурийский, позднедевонский и карбон-пермский.

В позднеордовикском—раннесилурийском периоде (460—420 млн л. н.) выделяется три ледниково-криогенные эпохи. Последовательная смена этих эпох могла быть связана с постепенным перемещением в высокие широты с позднего ордовика до раннего силура соответствующих областей Гондваны. Этот период совпадает с таконской эпохой каледонского орогенеза и с регрессией океана.

Одна из причин возникновения этого ледниково-криогенного периода — в полярном положении Гондваны. Общее направление перемещения ледниковых покровов следует пути миграции Южного полюса, точнее движению Гондваны относительно полюса — с севера Африки в южную часть Южной Америки.

Континентальное оледенение началось в позднем ордовике на севере Африки и распространялось к северу Гондваны, достигая Западной Европы. В максимальную фазу развития ледниковый покров (или, возможно, несколько слившихся покровов) занимал весь север Африки, северную часть Аравийского полуострова и север Южной Америки. Позднее (в раннем силуре) оледенение формировалось в восточной и центральной частях Южной Америки, захватывая южную и юго-западную части Африки.

В позднем ордовике оледенение распространялось, вероятно, в основном до 60 параллели, заходя в умеренные широты (примерно до 40° южной палеошироты) лишь на северо-востоке Африки и в Аравии. Область развития оледенения была приурочена к океанической части Гондваны, где существовали оптимальные условия для питания континентальных ледниковых покровов, и ее площадь составляла около 24 млн км^2. Самый крупный Сахарский ледниковый щит при площади 6—8 млн км^2 имел толщину около 3 км.

Раннесилурийское оледенение было приурочено к 70—40° южной палеошироты и к приокеанической части Гондваны, его площадь составляла около 14 млн км^2 (рис. 16.8).

Логично предположить, что на территории Центральной и Восточной Африки, расположенной в континентальной части Гондваны, где отсутствовали ледниковые покровы, могли формироваться многолетнемерзлые породы. Промерзание горных пород началось, вероятно, в Центральной Африке в позднем ордовике, позднее (в раннем силуре) промерзали породы и на востоке Африки. Кроме того, многолетнемерзлые породы были, по-видимому, распространены и на северо-западе Южной Америки. Под сахарским ледниковым покровом в отдельных частях могли существовать талые породы.

Позднедевонский ледниково-криогенный период (около 370—355 млн л.н.) примерно совпадает с акадской эпохой тектогенеза. Южный полюс в позднем девоне находился в центре Гондваны в Центральной Африке. Доказательства оледенения (тиллиты) ус-

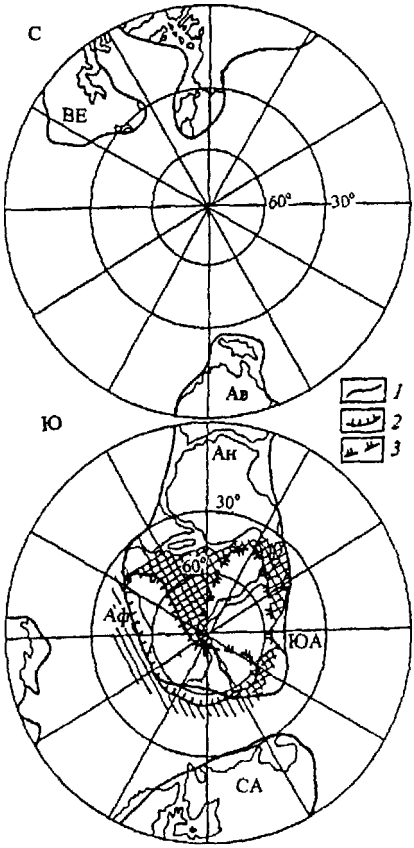


Рис 16 8 Распространение ледниковых покровов, мерзлых пород и морских льдов в позднеордовикском— раннесилурийском периоде

1 — границы палеоконтинентов (*по С А Ушакову, Н А Ясаманову, 1984*), *2—3* — границы максимально возможного распространения ледниковых покровов в позднем ордовике — начале раннего силура (*2*) и в конце раннего силура (*3*) Положение материков (*по П Морелю, Э Ирвингу, 1978*) дано в циркумполярной проекции

тановлены в Бразилии, его следы существуют и в Африке. Ледниковые области протягиваются от границы Перу с Бразилией к северу Нигера, диаметр района более 3500—5000 км. Мерзлые породы повсеместно развивались в Африке и могли существовать даже в северо-западной части Южной Америки

Карбон-пермский ледниково-криогенный период (350—230 млн л н) начался в раннем карбоне в Южной Америке и Африке, оледенение продолжалось до казанского века поздней перми. Изменение положения материков Гондваны относительно Южного полюса привело к различию начала и конца оледенения на разных материках С этим связана обширность территории, охваченная карбон-пермским оледенением (рис. 16.9), что является результатом наложения нескольких разновозрастных ледниковых покровов меньшего размера Со второй половины карбона начинается регрессия океана В течение карбона происходило постепенное похолодание климата, достигшее кульминации около 300 млн л.н Глобальному похолоданию способствовали сосредоточение большой площади суши (Пангея) в Южном полушарии, образование крупных горных цепей в результате герцинской складчатости, изменение океанических течений

В Южном полушарии в конце карбона — ранней перми произошло общее воздымание Гондваны, и покровное оледенение распространилось на большую часть этого суперконтинента Огромная территория Гондваны подверглась оледенению не одновременно, а по мере перемещения ее отдельных частей в высокие

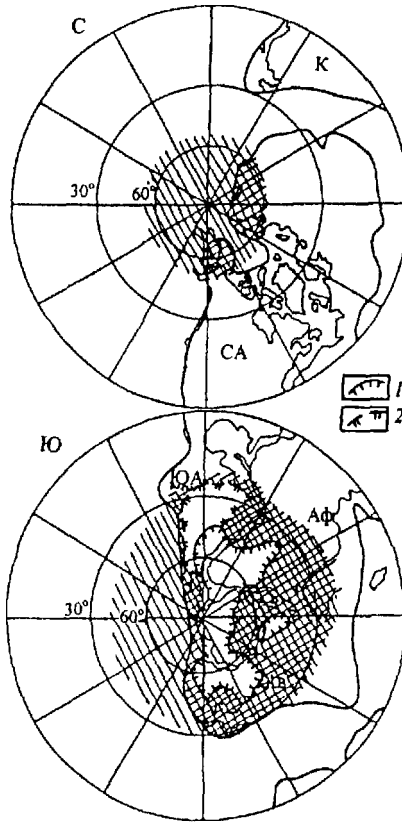


Рис. 16.9. Распространение ледниковых покровов, мерзлых пород и морских льдов в карбон-пермском ледниково-криогенном периоде

1—2 — границы возможного распространения ледниковых покровов в позднем карбоне — ранней перми (*1*) и в раннем — позднем карбоне (*2*). Континенты и их части: К — Китай

широты. Оледенение началось на западе Южной Америки в турнее (конец раннего карбона). В начале среднего карбона Южный полюс находился в пограничном районе Антарктиды, Африки, Южной Америки. В позднем карбоне в южной полярной и субполярной областях оказались Антарктида, юг Африки и Южной Америки, Мадагаскар, Индия и юг Австралии. Район наиболее широкого воздействия оледенения — Южная Африка (карбон—пермь). Пик ледникового периода, когда ледниковые покровы распространялись далеко к северу (до 30—35° ю.ш.), длился около 40 млн лет (310—270 млн л.н.). Центральные части области оледенения Гондваны были заняты мощными ледниковыми покровами, которые, возможно, во время главного оледенения сливались. Центры оледенения находились в наиболее приподнятой части суперконтинента, занимавшей Южную Африку и Восточную Антарктиду. В периферийных областях (на юго-востоке Австралии, на севере Индии, в горах Южной Америки) существовали самостоятельные ледниковые покровы с выводными и предгорными ледниками, спускавшимися на соседние равнины. Время и место окончания позднепалеозойского оледенения хорошо известно — в Австралии в ранний казанский век (начало поздней перми). Когда в Австралии было похолодание, на западе Гондваны началось потепление.

По расчетам, в карбоне—перми ледниковые покровы занимали площадь не менее 35 млн км^2 (а возможно, и 50 млн км^2). Удаленность от источников влаги и высокая степень альбедо поверхности привели к сильному выхолаживанию континентальной части Гондваны и снижению температур в низких широтах. За

пределами ледниковых покровов в континентальной части Гондваны перигляциальная зона могла простираться до 20° ю.ш., и ее ширина достигала 2—3,8 тыс. км. Таким образом, ледниковые покровы и криолитозона охватывали почти всю карбон-пермскую сушу Гондваны площадью около 60 млн км^2. Мощность ледниковых покровов составляла более 3 км. При такой толщине льда на большой территории под ледником существовали субгляциальные талые породы.

В Северном полушарии верхнепалеозойские ледниково-морские отложения обнаружены на северо-востоке России: в верхнем течении Колымы и Омолона, на Юдоме и Мае и от западного Верхоянья до бассейна Пенжины. Основным центром оледенения являлся район Охотского моря, который находился около Северного полюса. Таким образом, в позднем палеозое северо-восточная часть России (Ангарида) являлась северной полярной областью Земли. В древней Ангариде — в Якутии (от Лены до Колымы) и на западе Чукотки, расположенных в перми в высоких широтах (севернее 60° с.ш.), вероятно, существовали многолетнемерзлые породы.

ГЛАВА 17 ИСТОРИЯ КРИОГЕННОГО РАЗВИТИЯ ЗЕМЛИ В ПОЗДНЕМ КАЙНОЗОЕ

17.1. История криогенного развития Земли в неогене

Кайнозойская эра, как установлено исследователями, характеризовалась постепенным похолоданием вплоть до развития максимального оледенения в плейстоцене. Изменения климата для Северного полушария, отражающие в основном тренды и колебания общего глобального характера в кайнозое, рассмотрены А.А.Величко (1999) на примере температурной кривой для Восточно-Европейской равнины (рис. 17.1). Отмечается высокий термический уровень в начале кайнозоя (палеоцен, первая половина эоцена). На конец этого интервала (конец раннего — начало среднего эоцена) приходится главный термический оптимум кайнозоя. Он явился рубежом, после которого наметился отчетливый общий тренд к понижению теплообеспеченности, а с конца эоцена начался ледниковый этап в кайнозойской истории Земли.

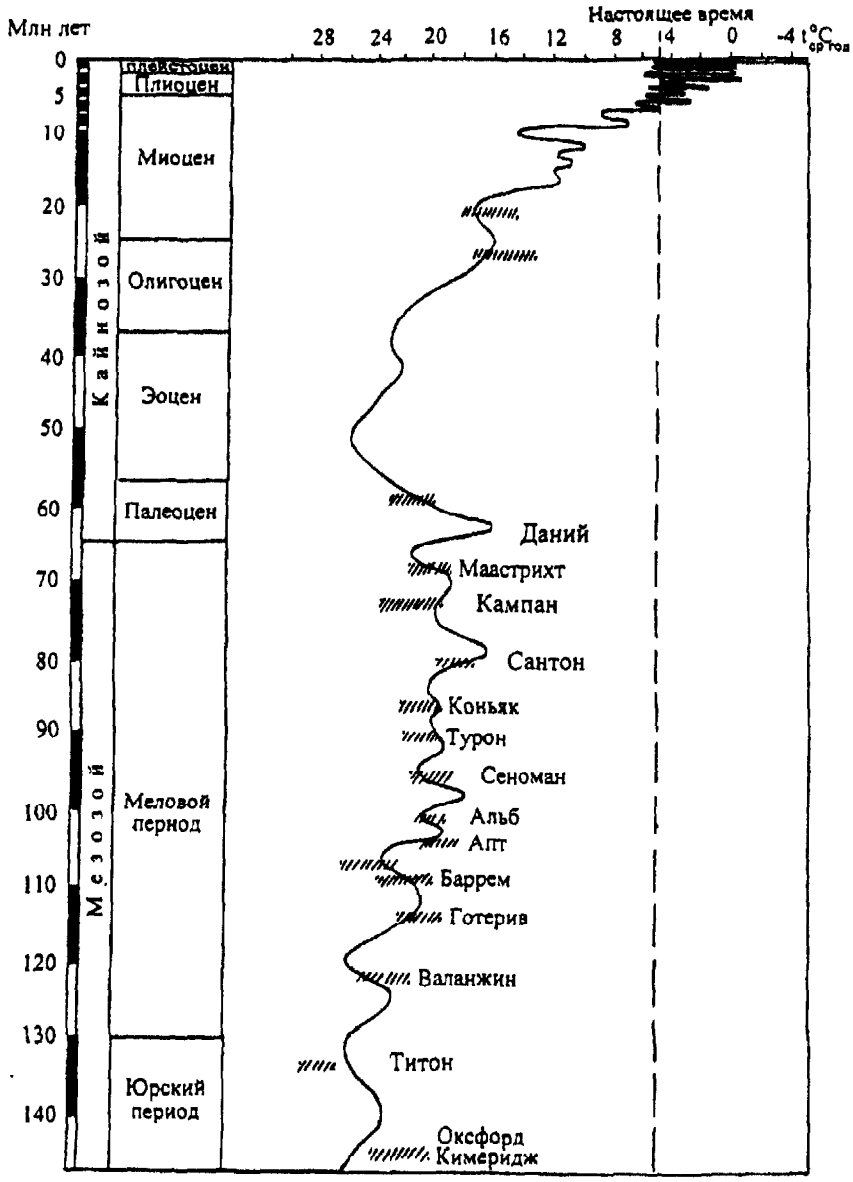


Рис. 17.1. Изменение температуры воздуха в кайнозое для Восточно-Европейской равнины (*по А.А.Величко, Н А Ясаманову, 1999*)

На фоне общего понижения температуры основными событиями, влиявшими на климат Земли, были открытие и формирование Северной Атлантики в ее современных очертаниях и новое оледенение Антарктиды. Кроме этого, немаловажное значение для

климата в неогене имели отделение Австралии от Антарктиды и окончательное формирование Антарктического циркумполярного течения, закрытие океана Тетис и возникновение Средиземного моря, прекращение сообщения между Атлантическим и Тихим океанами в результате поднятия Панамского перешейка. Наконец, после появления ледников и морских льдов в Северном полушарии в конце кайнозоя наступило полное господство криосферы с формированием мощной криолитозоны и развитием наземного оледенения.

Во второй половине третичного времени на рубеже эоцена—олигоцена (около 38 млн л.н.) завершилось формирование главных черт современных структур в рельефе Земли и началось глобальное похолодание климата. В Северном полушарии похолоданию способствовали увеличение площади материков в высоких широтах и альпийский орогенез, поднявший огромные массы суши в высокие слои атмосферы, что усилило различие природных ландшафтно-климатических зон. В Южном полушарии с меньшей площадью суши и значительной ее равнинностью климат низких широт оказался более теплым, чем на соответствующих широтах Северного полушария. В высоких широтах Южного полушария под влиянием ледникового покрова Антарктиды климат был более холодным, и в целом эта разница в настоящее время составляет 2,2°С (Котляков, 1997).

Наиболее благоприятные условия для промерзания пород в конце неогена создались в Северном полушарии, где большие материки Евразии и Северной Америки расположились в холодных высоких широтах, а внутренние районы Азии высоко поднялись над уровнем моря. Материки Южного полушария, располагаясь в низких и средних широтах, имели менее благоприятные условия для многолетнего промерзания (кроме высокогорных хребтов Антарктиды). Направленное похолодание климата, которое привело к образованию, развитию и существованию современных криогенных условий Земли, началось еще в миоцене.

Миоцен (26,4—5,5 (7) млн л.н.) в целом — это время планетарного поднятия суши и опускания океанического дна. Уровень Мирового океана к концу миоцена понизился по сравнению с палеогеном на сотни метров.

Одновременно происходило увеличение площади и высоты континентов, вследствие чего глобальная температура Земли уменьшилась минимум на 2—3°С, а в *средних широтах* среднегодовая температура стала ниже на 5—7°С и даже более.

В миоцене (25—20 млн л.н.) началось формирование современного покровного оледенения Антарктиды, включая шельфовые ледники (в частности, ледник в море Росса). Горное оледенение Антарктиды началось еще в конце эоцена—начале олигоцена

Ко второй половине олигоцена горное оледенение перешло в покровное (Величко, 1999). Возможность разрастания горных ледников и превращение их в покровные связана с окончательной изоляцией Антарктиды от остальных материков. Этому способствует разрушение перешейка между Антарктидой и Южной Америкой и образование пролива Дрейка. В результате циркумантарктическое течение практически полностью отгораживает Южный океан и материк от влияния теплых водных и воздушных масс умеренных широт. В сочетании с постоянно действующим над Антарктидой антициклоном это приводит к ее интенсивному выхолаживанию.

В Арктике и Субарктике в миоцене происходит кардинальная перестройка структурно-тектонического плана континентальных окраин. Возникает циркумполярная морфоструктура арктического шельфа. Северный Полярный океан оказывается в «ловушке» окружающих его материков, связи со смежными океанами существенно сокращаются, чем также обусловлено начало процесса его интенсивного выхолаживания.

По-видимому, средний миоцен явился главным этапом создания ледникового покрова Антарктиды. Имеются данные, что максимальные размеры (в 1,8 раза превышающие современные) он приобрел в конце миоцена, возможно, начале плиоцена, когда была отложена литифицированная морена «сириус» мощностью до 80 м. Она залегает на больших абсолютных отметках на выходящих из-подо льда вершинах трансантарктического хребта и прослеживается на расстоянии более 1300 км от Земли Виктории до горы Королевы Мод. Возраст морены оценивается между 4—7 млн лет, так как она прорвана вулканическими конусами возрастом 4 млн лет, а подстилается магматическими породами палагонитовой формации возрастом 7 млн лет.

Во второй половине миоцена в Северном полушарии, по-видимому, уже существовали криогенные обстановки осадконакопления: на о. Миддлтон, расположенном в 100 км от тихоокеанского побережья Аляски, развиты толщи (мощностью до 1181 м) ледово- или даже ледниково-морских отложений, абсолютный возраст которых 13,6—12,7 млн лет (Данилов, Шило, 1998) Близкий возраст (12—10 млн лет) у наиболее древних ледниковых отложений в горах Аляски (Данилов, 2000) Для позднего миоцена имеются многочисленные данные о накоплении ледниковых отложений. Например, в южных горах Аляски установлены морены, переслаивающиеся с лавами, возраст которых надежно датирован калий-аргоновым методом. Ледниковые события отвечают интервалам времени 9—8 и 7—5 млн л.н.

В приатлантическом секторе Северного Ледовитого океана (Норвежско-Гренландский бассейн) материал ледового разноса обна-

ружен в донных отложениях, причем первый максимум концентрации этого материала датируется 9,5—7 млн л.н. Ко времени около 9 млн л.н. относят возможное развитие горного оледенения Гренландии (Величко, 1999), которое связывают с раскрытием пролива Фрама, и возникновение холодного Восточно-Гренландского течения. В это же время предполагается установление постоянной связи между Северной Атлантикой и Норвежско-Гренландским бассейном, откуда в первую очередь началось поступление холодных глубинных вод.

На рубеже миоцена и плиоцена (около 6,0—5,5 млн л.н.) фиксируется так называемый мессинский кризис в истории мирового океана, когда произошло максимальное за весь кайнозой эвстатическое понижение его уровня на 350—500 м. Это привело к осушению арктического шельфа, резкому увеличению степени изоляции центральной глубоководной части Полярного бассейна и его выхолаживанию.

В плиоцене (7,0—1,8 млн л.н.) началось формирование мерзлых толщ значительной мощности. Нижняя граница плиоцена в современных стратиграфических схемах проводится на рубеже от 5,5 до 7 млн л.н. В плиоцене продолжал развиваться ледниковый покров Гренландии, а также, по-видимому, образовались ледниковые шапки Канадского Арктического архипелага, Шпицбергена, Земли Франца-Иосифа и некоторых других арктических островов. В прилегающих к наземным ледникам областях получали развитие тундровые ландшафты на многолетнемерзлых горных породах.

На побережьях арктических морей в раннем плиоцене уже были распространены толщи постоянно мерзлых пород. Подтверждением является наличие грунтовых псевдоморфоз по полигонально-жильным льдам в нижнеплиоценовых аллювиальных галечниках, выполняющих древние, ныне погребенные долины на побережье Чукотского моря (Данилов, 1980, 1985). Галечники содержат крупные стволы лиственниц, а также мелкие обломки древесины ели и ивы прекрасной сохранности практически без следов гниения.

Этот факт является показателем того, что древесные остатки сразу же после захоронения переходили в мерзлое состояние и в нем сохранялись перманентно. Таким образам, уже в раннем плиоцене на приморских равнинах Северной Чукотки существовали вечномерзлые толщи, которые затем уже не оттаивали в течение всего плейстоцена (Данилов, 1998). Второй половине плиоцена (2,5—2,7 млн л.н.) соответствует отчетливый климатический пессимум, предположительно сопровождающийся формированием покровного оледенения в Скандинавии на северо-западе субконтинента и развитием области многолетней мерзлоты на его северо-востоке (Величко, 1999).

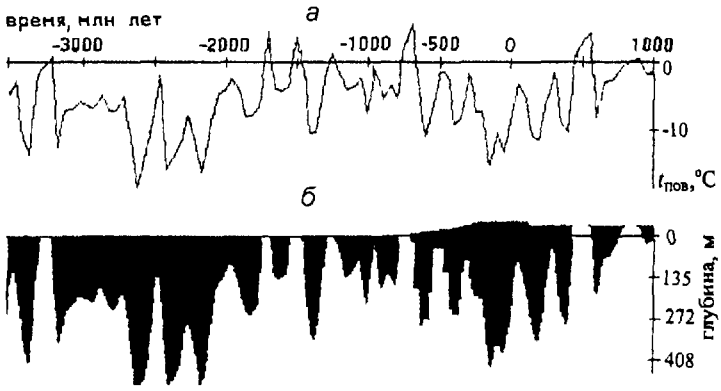


Рис. 17.2. Динамика мерзлых толщ в плиоцене—плейстоцене для Арктических низменностей Северо-Востока России:

а — ход температуры на поверхности пород, *б* — изменение мощности мерзлых толщ

В северо-восточной части Евразии наиболее древними, относимыми к позднему плиоцену, являются следы мерзлоты в виде псевдоморфоз по ледяным жилам в отложениях Валькарайской низменности Чукотки (Архангелов и др., 1985). В бассейне среднего течения Лены, на северной широте порядка 60°, в отложениях стоянки древнего человека на р. Дюринг-Юрях, ниже культурного слоя описаны системы полигональных песчаных жил высотой 2—5 и шириной 1—3 м с вертикальной слоистостью, что рассматривается как признак сингенеза. Возраст отложений стоянки по археологическим данным, определенный Ю.А.Молчановым, составляет около 1,8 млн лет.

Палеогеокриологические реконструкции для Арктических низменностей (68—70° с.ш.) для второй половины плиоцена—начала плейстоцена показаны на рис.17.2. Наиболее суровые условия, согласно расчетным данным, могли существовать в плиоцене в интервале 2,7—2,4 млн л.н. и в конце плейстоцена (200—20 тыс. л.н.), когда мощность мерзлых толщ достигала 400 м и более. В эоплейстоцене и раннем плейстоцене (интервалы времени 1,7—1,5 млн л.н. и 750—700 тыс. л.н.) мерзлые толщи оттаивали, однако в более суровых условиях на севере Чукотки они могли сохраниться.

В Северной Америке начало многолетнего промерзания на Аляске также связывается с плиоценом—началом раннего плейстоцена (T.Pewe, 1965), что выявлено при изучении псевдоморфоз по ледяным жилам. Таким образом, в плиоцене, т.е. ранее 2 млн л.н., многолетнемерзлые породы на Земле были распространены достаточно широко. В азиатском секторе Евразии их южная граница опускалась почти до 60° с.ш.. Время существования плиоценовой криолитозоны не ясно, мощность ее местами превышала 200 м и

более, температура пород могла достигать −3 ..−5°С и ниже. Не исключено, что локально она полностью не протаивала вплоть до современности.

17.2. История криогенного развития Земли в плейстоцене

Эоплейстоцен (1,8—0,7 млн л.н.) и ранний плейстоцен (0,7—0,4 млн л.н.) в целом характеризуются расширением площади криолитозоны и наращиванием ее мощности, на фоне которых в соответствии с колебаниями климата происходило частичное или полное смягчение мерзлотной обстановки. В начале плейстоцена еще существовала связь Арктического бассейна с Атлантическим и Тихим океанами, поэтому Скандинавский, Лаврентийский, Кордильерский и Гренландский ледниковые покровы достигали наибольших размеров. Скандинавский ледниковый щит достигал мощности 2,5 тыс. м, в Восточной Европе он опускался до широты 50° и покрывал северное побережье Германии и Польши. Температура на Скандинавском щите опускалась ниже −30°С. Оледенением были охвачены Британские острова и горы Южной Европы с абс. отм. 2—2,5 тыс. м (Марков, 1986; и др.).

Палеогеографические данные для Центра Русской равнины (Марков, 1977; и др.) также позволяют провести геокриологические реконструкции начиная с эоплейстоцена. Так, для Центра Русской равнины (56—60° с ш.) максимально суровые условия, по расчетным данным, соответствуют среднему плейстоцену — эпохе днепровского оледенения. Существуют представления о двух или даже трех (включая московскую) стадиях этого оледенения. Его важнейшим феноменом стало развитие подземного оледенения — мощных мерзлых толщ. Палеокриогенный анализ многочисленных псевдоморфоз по повторно-жильным льдам позволяет считать, что существовала многолетняя мерзлота с температурами грунтов до −2...−3°С (Величко,1999; и др.). По-видимому, мощность мерзлых толщ при таких условиях в перигляциальной зоне могла достигать порядка 200 м (рис. 17.3).

Наиболее древние многолетнемерзлые породы, сохранность которых со времени промерзания до современности подтверждается их криогенным строением, описаны на Чукотке (Архангелов, Шапошникова, 1974). Они представлены мерзлым аллювием, сохранившим черты сингенетического промерзания. По ископаемым фауне и флоре разрез датирован ранним плейстоценом, ландшафтная обстановка определена как тундра или лесотундра со среднегодовой температурой пород не выше −3...−4°С. В разрезе имеются также псевдоморфозы по сингенетическим ледяным жилам, вытаявшим в результате миграции русла р. Чукочья Грун-

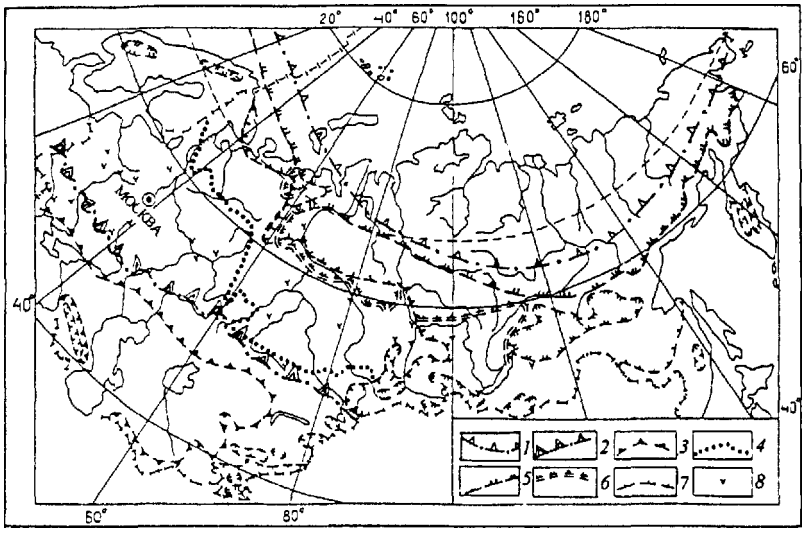


Рис 17 3 Схема возможного распространения криолитозоны к концу различных периодов позднего кайнозоя (*по К А Кондратьевой*)·

1 — поздний плиоцен, *2* — средний плейстоцен, *3* — поздний плейстоцен, *4* — ранний голоцен (*PB*), *5* — климатический оптимум голоцена, *6* — поздний голоцен (реликтовая мерзлота на глубине 70—200 м от поверхности), *7* — современное распространение криолитозоны, *8* — распространение псевдоморфоз по повторно-жильным льдам за пределами современной криолитозоны

товые жилы и псевдоморфозы по жильным льдам изучены на Северо-Востоке России в бассейне Колымы в бегуновской свите, в нижней пачке олерской свиты и в слоях кутуях, относимых А.В.Шером, Т.Н.Каплиной, А.А.Архангеловым и другими к плиоцену—раннему плейстоцену.

К промерзающим в раннем плейстоцене могут быть отнесены синкриогенные отложения с ледяными жилами мощностью 10—20 м, слагающие террасы Лены и ее притоков к северу от 62° с.ш. Следы многолетнего промерзания пород в отложениях раннего плейстоцена обнаружены в Западной Сибири (Каплянская, Тарноградский, 1974) в бассейне Иртыша в виде псевдоморфоз по жильным льдам На Алтае обнаружены разрезы с мерзлотными нарушениями в отложениях, датируемых в 600 тыс. л.н. (Величко, Фаустова, 1987) В Северной Монголии описаны криотурбации и посткриогенные текстуры в районе оз. Хангай (47—50° с.ш.), относящиеся к началу плейстоцена или эоплейстоцена (по схеме, принятой для юга азиатской части России) По аналогии с современными природными условиями можно предполагать, что в Сибирском секторе Евразии граница криолитозоны в раннем плейстоцене проходила по 60° с.ш., уходила в Западную Сибирь, где

растительность носила перигляциальный характер (Волкова, 1977) и, возможно, захватывала северо-восточную часть Европы. Кроме наличия псевдоморфоз по ледяным жилам надежным доказательством существования криолитозоны в плиоцен-раннеплейстоценовых осадках на обширных территориях северных равнин и горных массивов является мощность многолетнемерзлой толщи. Так, можно предполагать, что граница сплошной криолитозоны в раннем плейстоцене могла совпадать с современной границей сплошного распространения мерзлых толщ мощностью 300—500 м и более (Геокриологическая карта СССР, 1997).

Широкое распространение и большая мощность криолитозоны позволяют предполагать, что на арктических и субарктических равнинах криолитозона Северо-Востока Азии могла существовать постоянно с раннего плейстоцена. В палеозонах несплошного ее распространения она могла подвергаться частичной и даже полной деградации или сохраняться на некоторой глубине от поверхности. Следы былого многолетнего промерзания в осадках раннего плейстоцена в виде псевдоморфоз по вытаявшим повторножильнымл ьдам прослеживаются во всех районах Центральной Европы, включая Англию.

Среднечетвертичная эпоха продолжительностью более 600 тыс. лет (750—110 тыс. л.н.) считается исследователями наиболее холодной для позднего кайнозоя, когда одновременно развивались наземное оледенение и морская трансгрессия (Розенбаум, Шполянская, 1999; и др.). Нарастающее похолодание климата в этот период способствовало наращиванию Скандинавского, Лаврентийского, Кордильерского и Гренландского ледниковых покровов в Северном полушарии и Антарктического в Южном. Максимум мощности для Гренландского ледника, по данным абсолютного возраста, определен в 250 тыс. лет (Brigham, 1983). Максимальных размеров трансгрессия достигала на Европейских и Западно-Сибирских равнинах Арктики, что доказывается широким распространением морских среднеплейстоценовых осадков, формировавшихся при глубине моря в 100—150 м (Попов, 1959; Баулин, 1985).

Абсолютный возраст морских отложений этого периода в 200 тыс. лет определен на Аляске, накопление которых шло при глубине моря 40 м. О синхронности трансгрессии и оледенения свидетельствуют одновозрастные ледниково- и ледовоморские отложения на п-ове Съюард в западной части Северной Америки, на Европейском Севере России и в Западной Сибири Евразийского материка. В Азиатской части последнего на Арктических Приморских низменностях трансгрессия была выражена слабо, береговая линия мало отличалась от современной (Селиванов, 1996)

В горных районах от начала к концу плейстоцена отмечается ускорение тектонических поднятий поверхности и аридизация

климата, а следовательно, ослабление оледенения и усиление многолетнего промерзания. Максимальное развитие оледенения относят к среднему плейстоцену, а максимальное промерзание — к позднему плейстоцену (Марков, 1986; Величко и др., 1998, 1999).

В Европе горное оледенение, охватившее Альпы еще в раннем плейстоцене, усилилось и распространилось в горах Англии, на Пиренеях, Апеннинах, Карпатах и других высоких хребтах. В Альпах снеговая линия располагалась на 1200—1400 м ниже современной; нижняя граница криолитозоны опускалась ниже снеговой линии на 2500 м и более. В Северной и Средней Европе в максимум оледенения горная криолитозона сливалась с равнинной. На Пиренеях и Апеннинах следы криолитозоны прослеживаются до высот 1300—1500 м (Баулин, Данилова, 1998).

Следы многолетнего промерзания пород прослеживаются во всех районах Центральной Европы, включая Англию. Они представлены псевдоморфозами по ледяным жилам, обнаруживаются уже в аллювиальных осадках раннего плейстоцена и более широко представлены в среднем плейстоцене.

В пределах низменных равнин Западной Европы и Западной Сибири во второй половине среднего плейстоцена (200 тыс. л.н. и позже) многолетнемерзлые породы мощностью 200—400 м активно оттаивали в результате трансгрессии моря глубиной 100—150 м и менее. В мерзлом состоянии с поверхности сохранились лишь участки, не залитые морем.

Наибольшее распространение по территории среднеплейстоценовая криолитозона имела на северо-востоке Азии, где наземное оледенение из-за недостатка влаги было развито слабо, а глубокому промерзанию пород способствовал Сибирский антициклон, возникший вследствие равнинности Сибирского плоскогорья, закрытого от влияния Атлантического и Тихого океанов в результате воздымания горных хребтов по краям древней Сибирской платформы. Резко континентальный климат, сохранившийся до настоящего времени, в среднем плейстоцене способствовал формированию низкотемпературной (порядка −17...−22°С) криолитозоны, а ее мощность достигала почти 2000 м. Подтверждением этому служит современная мощность криолитозоны на Сибирской платформе, достигающая в тектонически опущенных блоках 1300—1700 м (Мельников, 1963; и др.)

Мощность среднеплейстоценовой криолитозоны в других регионах Евразии достигала максимальных глубин в современной Северной геокриологической зоне Так, в первой половине среднего плейстоцена на северо-востоке европейской части России породы промерзали до 400—600 м (Суходольский, 1982; Оберман, 1974, 1981), в Западной Сибири в низовьях Енисея — до 600—800 м (Баулин, 1985; и др.), в горах Верхоянья — 1500 м (Некрасов, 1976).

В Американском секторе Арктики в среднем плейстоцене наряду с дальнейшим нарастанием Гренландского ледникового покрова оледенению подвергались и острова Канадского Арктического архипелага. При этом оно сильнее развивалось на восточных островах, омываемых незамерзающими морями Атлантического океана, где и в настоящее время температура пород на низменных участках вне ледников составляет −7 . −9°С. В западной группе островов влажность воздуха была существенно меньше, а температура пород опускалась на низменных участках суши до −22...−25°С и ниже, что лишь на 5—7°С ниже современной. Такая суровость температурных условий была связана с образованием в этой части Северного Ледовитого океана мощного многолетнего ледового покрова, препятствующего поступлению влаги к западной группе островов. Такая обстановка возникла в результате поднятия Берингийской суши и обнажившегося Чукотско-Аляскинского перешейка, препятствующих поступлению теплых Тихоокеанских вод в Арктику. Мощность многолетнемерзлых пород на свободных от ледников низменных островах могла достигать 800—1000 м и более, при современной мощности криолитозоны 500—700 м (Циркумарктическая карта..., 1997). Промерзанию до глубины 90 м подвергался осушенный вокруг Аляски шельф моря Бофорта.

На равнинных территориях Северной Америки господствовала криолитозона сплошного распространения с температурами пород ниже −3...−5°С; зоны прерывистого и островного распространения мерзлых пород были еще более узкими, чем на Евразиатском материке (Баулин, Данилова, 1998). Горная криолитозона в среднем плейстоцене наращивала глубину промерзания пород, а граница ее распространения в рельефе в континентальных районах снижались ниже снеговой линии. В современных условиях разница составляет 1000—1500 м (Горбунов, 1986). В районах океанического влияния граница промерзания пород находилась на уровне снеговой линии (Баулин, Данилова, 1998).

Начало **позднего плейстоцена (150—110 тыс. л.н.)** связывают с наступлением крупного межледниковья: Микулинского в Европе, Казанцевского в Азии, Сангамонского в Северной Америке (Розенбаум, Шполянская, 1999). Межледниковье достигло максимума около 125—135 тыс. л. н. В эту эпоху продолжалась трансгрессия Арктического бассейна как на северо-западе Евразии, так и на севере Аляски. Температура воздуха в максимум межледниковья на севере Европы и в Западной Сибири превышала современную на 3°С и на 2°С и менее — на севере Азии. В этих же регионах климат начала позднего плеистоцена оставался холодным, о чем можно судить по анализу пыльцы, свидетельствующей о лесотундровой растительности. Тем не менее считается (Баулин, Данилова, 1981), что в Арктике мерзлота частично деградировала, свиде-

тельством чего являются псевдоморфозы по ледяным жилам в отложениях раннего этапа позднего плейстоцена. На Европейском Севере мерзлые породы повсеместно отсутствовали, за исключением Арктических островов на шельфе Баренцева и Карского морей, а также Урала и Пай-Хоя, где температура пород составляла −3...−6°С, а мощность мерзлой толщи достигала 400 м и более. На суше Евразийского и Американского континентов мерзлые породы к северу от 60 параллели существенно не протаивали, увеличивалась лишь глубина сезонного оттаивания и повышалась температура пород (часто в пределах отрицательных значений). Тем не менее на участках близкого залегания к поверхности льда активизировались процессы термокарста, стали формироваться аласы, под которыми происходило существенное уменьшение мощности мерзлых толщ.

Следующий основной и весьма длительный этап позднего плейстоцена (125—110 тыс. л.н.) является наиболее теплым и в литературе получил название «последнего ледникового максимума» (Величко, 1989). По данным А.А.Величко (1999), этот период представлен двумя ледниковыми эпохами, называемыми эпохой небольшого потепления: в Европе — это вюрм (валдай), ранний и поздний; по Сибирской шкале — зырянская, каргинская и сартанская эпохи; в Америке — это висконсин (ранний, средний и поздний).

Ранний висконсин, ранний вюрм (валдай) и зырянье (около 65 тыс. л.н.) — это ледниковая эпоха, в которую в зависимости от увлажненности климата в высоких и средних широтах европейской и азиатской частей Евразии и Американского Севера формировались ледниковые покровы, а за их пределами — мощная низкотемпературная криолитозона. Начало холодной эпохи позднего плейстоцена характеризовалось высоким увлажнением, благоприятствующим развитию и усилению оледенения. С большой скоростью происходило нарастание крупных ледниковых покровов Арктики — Скандинавского, Гренландского, Лаврентийского и рост более мелких горно-вершинных, горно-долинных ледников. Нарастание оледенения сопровождалось регрессией Арктического бассейна. В пределах Европейского Севера уровень моря был на 30—50 м ниже современного (Полякова, 1997), в Западной Сибири он слегка превышал современный (Лазуков, 1989), на севере Америки был выше на 5—6 м (Хопкинс, 1976), на севере Азии совпадал с современной береговой линией. Ослабленное влияние Гольфстрима (Павлидис, 1998) способствовало уменьшению осадков и приводило к ограничению оледенения в Европе.

Максимум похолодания прослеживается около 70 тыс. л.н. (Emiliani, 1970; Allen et al, 1988). Температура воздуха в это время в умеренных и приполярных широтах была на 5—6°С (Emiliani,

1970) и 7—8°С (Brigham, 1983) ниже современной и могла составлять в пределах Северной Америки −19...−24°, Европы −12...−13° и Азии −15...−19°С. Вне ледниковых покровов в это время на севере Азии и Северной Америки существовали благоприятные условия для активного роста сингенетических полигональных ледяных жил. Небольшие эпигенетические жилы формировались в образовавшихся в начале позднего плейстоцена аласных котловинах и покровных отложениях, перекрывающих непротаявшие льдонасыщенные толщи. Сингенетические полигонально-жильные льды достигали больших размеров в отложениях преимущественно континентальных генетических типов: аллювиальных, мелководно-озерных, эоловых и др.

Некоторое потепление климата в плейстоцене (каргинская эпоха, средний висконсин и средний валдай) охватывает интервал 65—35 тыс л.н. (Brigham, 1983; Allen et al, 1988). По мнению исследователей, климат при потеплении был холоднее современного и являлся промежуточным между ледниковым и межледниковым. Потепление сопровождалось небольшой трансгрессией Полярного бассейна, наиболее длительной в Европе — от 55—50 до 25 тыс. л.н. (Павлидис, 1998); в Северной Америке максимум трансгрессии приходился на 27 тыс. л.н. при превышении уровня моря на 5—6 м (Хопкинс, 1976) и повышении температуры выше современных значений. В это время происходило частичное вытаивание полигонально-жильных льдов и образование по ним псевдоморфоз.

Последующее поздневалдайско-сартанско-поздневисконсинское прогрессирующее похолодание и иссушение климата достигло максимума 15—27 тыс. л.н., когда температура воздуха понизилась на 7—8° на Азиатском и Американском Севере и на 10°С в Европе (Величко, 1989). Этому способствовали обширная регрессия Арктического бассейна более чем на 100 м (до 140 м и более на северо-востоке Европы) и сокращение в связи с этим привноса в Арктику циклонических воздушных масс (Величко, 1989; Херман, 1983; Павлидис, 1998). Значительная часть арктического шельфа была осушена, что вызвало сокращение горного оледенения азиатской части Арктики и перемещение его в сторону Атлантики, где возобновился рост Скандинавского и Лаврентийского ледового покрова. На северных островах (Шпицберген, Земля Франца-Иосифа, Северная Земля) в очень холодных засушливых условиях ледники частично разрушались, становились многокупольными, занимая меньшие площади, чем в настоящее время.

Освобожденные от оледенения участки промерзали, криолитозона разрасталась по площади и в глубину, достигая максимального распространения 18—20 тыс. л.н. (см. рис. 17 3). Большинство исследователей считают, что в это время на огромных простран-

ствах выхоложенной суши природные условия были однотипными, зональные и секториальные различия ослаблены. Однако большая протяженность охлажденной суши с севера на юг все же приводила к некоторому различию в зональном изменении температур воздуха и пород, достигающему 5—7°С на равнинах Европейского Северо-Востока и в Западной Сибири и 3—5°С на равнинах и низменностях Анабарского и Американского Севера (Розенбаум, Шполянская, 1999).

Резкое похолодание климата этой эпохи позднего плейстоцена и незначительное влияние на температуру воздуха наземных покровов привели к формированию низких среднегодовых температур, увеличению мощности мерзлых толщ и промерзанию таликов под реками и озерами. Произошло разрастание систем мощных полигонально-жильных льдов, достигающих к концу позднего плейстоцена протяженности по вертикали более 30—50 м и ширины 6—8 м. На севере Восточной Сибири, в пределах современных Арктических приморских низменностей, верхнеплейстоценовые осадки с мощными системами полигонально-жильных льдов образовали особый комплекс четвертичных отложений, который в голоцене получил название «ледовый комплекс», или по облику поверхности, изъеденной частичным оттаиванием жил, «едомная свита». Последняя с большим количеством мощных ледяных жил зырянско-сартанского возраста содержит отложения термокарстовых озер и аласов. Мощность мерзлых толщ на Арктических приморских низменностях Азиатского Севера достигала 600—900 м, температуры пород составляли −17...−20°С, в горах температура понижалась до −23°С и ниже, мощность увеличивалась до 2000 м и более (Розенбаум, Шполянская, 1999).

Завершением плейстоценовой истории является рубеж между позднеледниковьем и голоценом, характеризующийся нестабильной климатической обстановкой в интервале времени 14—10 тыс. л.н. На сроке выраженного тренда потепления климата фиксируются быстрые (200—500 лет) и резкие (2—4°С) потепления и похолодания.

17.3. История криогенного развития Земли в голоцене

Голоценовый этап развития криолитозоны наступил около 10 тыс. л.н. и продолжается в настоящее время. Его начало связывают с крупной трансгрессией, сформировавшей современный шельф, и резким увеличением роли лесной растительности (лиственничники, березняки, ерники), сменившей степные и тундростепные ландшафты позднеледниковья. Схема климатических и в целом природных условий на основании многочисленных радиоуглеродных датировок сапропелей и торфов происходила в

интервале 10,3—9 тыс л.н. в разных регионах Евразийского и Северо-Американского континентов.

В целом для голоцена характерны активизация циклонов и ослабление Азиатского и Гренландского антициклонов, ранее препятствующих потеплению климата. В голоцене общее повышение температуры воздуха составило 1°С по сравнению с современной (Величко, 1989), в результате чего на Земле происходило ослабление процесса многолетнего промерзания пород. Это привело к деградации (оттаиванию) мерзлых толщ, когда площадь распространения последних сократилась более чем вдвое по сравнению с плейстоценом.

Наибольшие амплитуды колебания температуры воздуха были характерны для умеренных широт Северного полушария, где миграция географических зон составляла 5—10° широты. В высоких и низких широтах, особенно околополюсных, климатические изменения были более слабыми. Это видно, например, по относительно стабильному состоянию Гренландского ледникового щита и ледникового покрова Антарктиды. В высоких широтах Северного полушария отмечается периодическое увеличение атмосферных осадков, поддерживающих оледенение на Арктических островах и смягчающих мерзлотную обстановку. В голоцене, как и в более ранние эпохи, происходили колебания температур воздуха и осадков с амплитудами от тысяч лет до десятилетий. Особенно глубокой деградация была в районах океанического влияния и в южных районах распространения мерзлых толщ, в высокоширотных и высокогорных районах низких широт она проходила менее активно. Потепление в аллерёде и похолодание в позднем дриасе были глобальными, о чем свидетельствуют данные по Канаде (Mott et al., 1986), Центральной и Южной Америке.

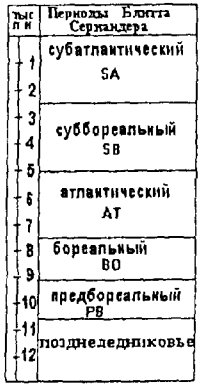


Рис. 17.4. Схема периодизации голоцена

Еще в конце XIX в. норвежским ботаником Акселем Блиттом (1876) и позднее шведским ученым Рутгером Сернандером (1910) на основе изучения стратиграфии болот и состава ископаемой флоры севера Европы были сделаны попытки разделения послеледникового времени по характеру климатических изменений Эта периодизация получила широкую известность как схема Блитта—Сернандера (рис. 17.4), согласно которой все поздне- и послеледниковье разделялось на периоды (от раннего к позднему): прохладный и влажный субарктический, или предбореальный (PB), сухой бореальный (BO), теплый и влажный атлантический (AT), сухой суббореальный (SB) и влажный субатлантический (SA). Проведенные в дальнейшем исследования в Северном

полушарии по голоценовой эволюции растительности, почв, торфов подтвердили особенности схемы, являющиеся общими для климата Земли в целом Они показали наличие быстрого потепления на последних стадиях оледенения в предбореальный период, затем продолжительный теплый интервал, получивший название «климатического оптимума голоцена», а после него некоторое похолодание

Климатический оптимум голоцена, когда мерзлые толщи подверглись максимальной деградации, выделяется как важнейший этап развития криолитозоны Земли Начало этого периода, по А А Величко (1991), так же как и его продолжительность, по-видимому, на разных континентах и широтах проявлялись растянуто во времени в зависимости от специфики атмосферно-циркуляционного, ландшафтного, тектонического, орографического, мерзлотного и гляциологического факторов В общем голоценовый оптимум охватывает период от 8,5—5,5 тыс л н в Азиатской Арктике до 8—5 тыс л н в Европеиской и Американской Арктике

На Северо-Американском континенте в субарктических районах деградация продолжалась с конца висконсина (18—20 тыс л н) до 7 тыс л н , а в Арктике она закончилась в голоценовом оптимуме (4—3,5 тыс л н), когда последние остатки континентального висконсинского оледенения во впадине Гудзонова залива исчезли 3,5—3 тыс л н Потепление климата в Северной Америке сопровождалось морской трансгрессией (Хопкинс, 1976), вследствие которой к началу голоцена (11,8 тыс л н) уровень моря поднялся с 30-метровой изобаты до 38-метровой, около 10 тыс л н он был на 20 м ниже современного, а в климатическом оптимуме уже несколько превышал современный Потепление климата и трансгрессия сказались на характере криолитозоны восстановилась широтная зональность и секториальность в ее пространственном изменении

Наиболее значительные изменения в ландшафтной обстановке произошли в конце атлантического времени (около 5 тыс л н) Среднегодовая температура воздуха повышалась в позднеатлантическое время на севере Европы более чем на 3°С На Европейском Севере России широколиственные леса распространились до Белого моря, лесные ценозы — до побережья Баренцева моря В Западной Сибири южнотаежные формации продвигались до 65° с ш , арктическая тундра Ямала сменилась лесотундрой К северу от широты 60° отличия июльских температур воздуха от современных достигали 4°С, на 75° с ш (Новая Земля) отклонения составляли 6—7°С (Волкова, 1999) Зимние температуры воздуха были выше современных на 1—2° С

Отклонения среднегодовых температур воздуха также имеют почти широтное положение, а наибольшее их повышение проис-

ходило в полярной области. В Центральной Якутии оно составило 2—3°С, степные ценозы сменились лесными (Андреев, Климанов, 1999). На севере Якутии повышение температуры по сравнению с современной составило 3—4°С, место тундростепи заняла северная тайга. Изменение среднегодовой суммы осадков имело более сложный характер, но в среднем составляло 25—50 мм. В полярной области севернее 70° с.ш. количество осадков увеличивалось более чем на 100 мм. Наземное и горное оледенение ко времени 6,2—5,3 тыс. л н. в Северном полушарии было минимальным, а уровень моря наиболее высоким за весь голоцен (Борзенкова, 1992) и превышал современный на 120—180 м.

В результате улучшения климатических и ландшафтных условий на равнинах Европы мерзлые толщи исчезли полностью. На Европейском Северо-Востоке граница сплошного развития криолитозоны переместилась на север до 68° с ш., в Западной Сибири — примерно до широты Полярного круга, в Средней Сибири — до 65° с.ш. (см. рис. 17.3). Южнее произошло протаивание мерзлых толщ с поверхности до глубины 50—150 м, что повлекло образование заглубленного горизонта криолитозоны, который выклинивался на Европейском Северо-Востоке на широте 63° с.ш., в Западной Сибири — на 58—55° с.ш., в Средней Сибири — на 60—63° с.ш. и в Прибалтике на 55° с ш. (Баулин, Данилова, 1988).

Динамика протаивания мерзлых толщ сверху и снизу в Большеземельской тундре и образование горизонта реликтовой мерзлоты показано на рис. 17.5. В конце атлантического периода верхнеплейстоценовые озерно-аллювиальные и аллювиальные отложения различного состава на Европейском Севере России протаяли на глубину 40—75 м.

На территориях, где к началу голоцена мерзлые толщи имели небольшую мощность, в голоценовый оптимум произошло полное оттаивание мерзлых пород. Например, на юго-востоке Чукотки (62—64° с.ш.) начало потепления около 7 тыс. л.н. привело к оттаиванию озерно-аллювиальных и аллювиальных многолетнемерзлых отложений. В середине атлантического периода мог суще-

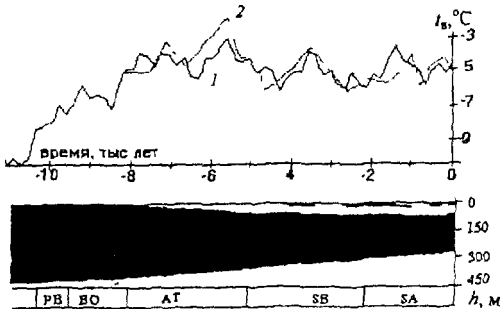


Рис. 17.5. Динамика мерзлых толщ в голоцене для Русской платформы

вверху — ход расчетной температуры на поверхности пород (*1*) и исходной палеотемпературы (*2*), внизу — изменение мощности мерзлых пород

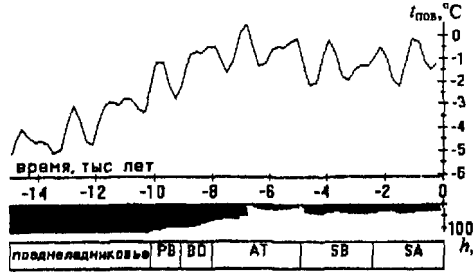


Рис. 17.6. Динамика мерзлых толщ в голоцене во впадинах южной части Пенжино-Анадырского прогиба (63—64° с.ш.) (*условные обозначения см. рис. 17.2*)

ствовать горизонт мощностью до первых десятков метров, который, вероятнее всего, оттаял к концу атлантического времени (рис. 17.6).

В районах развития синкриогенных плейстоценовых высокольдистых отложений оттаивание верхнего горизонта пород в голоценовый оптимум привело к *экологической катастрофе.* В результате вытаивания мощных (высотой 20—40 м и более) ледяных жил и вмещающих их льдистых отложений на Арктических низменностях Северо-Востока образовались огромные термокарстовые котловины — аласы, развивались значительные неравномерные осадки поверхности, возникали заозеренные и заболоченные тундры.

Геокриологическая реконструкция климатического оптимума голоцена для Арктических низменностей Северо-Востока России проводилась Т.Н.Каплиной (1987) при утверждении, что термокарстовые ландшафты являются свидетельством перехода среднегодовых температур пород от отрицательных к положительным значениям. Расчеты по методике В.П.Чернядьева показали, что температуры воздуха, при которых такой переход был возможен, были значительно выше современных (−3...−6°С). Такое потепление приводило к увеличению прерывистости мерзлых толщ в приповерхностных горизонтах пород и к смене ландшафтов от тундростепей к лесотундре.

Голоценовые отложения климатического оптимума на Арктических низменностях Северо-Востока России (Каплина, 1987) представлены преимущественно озерными и болотными фациями, а отложения последующего похолодания — аласными фациями. Существенный импульс преобразования синкриогенных толщ, накапливающихся со среднего плейстоцена и сохранившихся в благоприятных условиях до наших дней, произошел в климатическом оптимуме голоцена. В результате вытаивания мощных (высотой 20—80 м) ледяных жил и вмещающих их льдистых отложений синкриогенная плейстоценовая толща была существенно уменьшена и даже уничтожена на больших площадях.

Иная картина палеогеокриологической обстановки в период голоценового оптимума складывалась в низких широтах Северно-

го полушария, к югу от 40—35° с.ш. Находки псевдоморфоз и других следов криогенных образований, сокращение площадей оледенения и поднятие в горах снеговой границы — все это свидетельствовало о широкой зоне деградации мерзлых толщ. С другой стороны, горная криолитозона Земли, так же как и равнинная, в период климатического оптимума голоцена подвергалась многолетнему протаиванию. Поскольку горные районы, как правило, имели большие значения теплопотока из недр и слагались плотноцементированными коренными породами с малой тепловой инерцией, то горная криолитозона должна была быстро реагировать на изменения климата. Очевидно, это не относится к высочайшим горным вершинам, где высокие слои атмосферы Земли остаются постоянно холодными.

Сокращение площадей мерзлых пород в горных районах реконструируется в основном по косвенным данным, т.е. по сокращению оледенения, поднятию в горы снеговой линии и наличию ледников на склонах. Районам океанического влияния свойственна более глубокая и обширная деградация горной криолитозоны. Во внутриматериковых районах мерзлые толщи более стационарны.

Поздний голоцен оказал большое влияние на состояние современных мерзлых толщ. В целом он характеризовался *аградационным* развитием мерзлоты, когда основные изменения мерзлотных обстановок наблюдались в северных и умеренных широтах Северного полушария и в районах океанического влияния климата. Особенно четко они проявились в положении южной границы распространения мерзлых пород — в отступании ее к северу и уменьшении прерывистости мерзлоты в южной части криолитозоны.

В наиболее хорошо изученных районах выделяется несколько фаз похолодании и потеплений, однако повышение фоновых температур обычно не превышало 1,5—2°С. В начале и конце суббореального периода отмечаются похолодание и уменьшение увлажненности, с которыми во многих районах связано частичное промерзание оттаявших в атлантический период мерзлых пород. На Европейском Северо-Востоке и в Западной Сибири в максимум похолодания южная граница распространения мерзлых пород смещалась на юг на 2—5° ю.ш. по сравнению с климатическим оптимумом. В Азии, на меридиане 100° в.д., смещение южной границы составляло уже около 15° ю.ш. Мощность слоя многолетнего промерзания в этот период в умеренных широтах в рыхлых влажных отложениях достигала 30—50 м, в коренных скальных породах — 300 м.

В результате промерзания сверху произошло формирование своеобразного регионально выдержанного феномена — двухслойных по разрезу разновозрастных мерзлых толщ, характерных для Ев-

ропейского Северо-Востока и Западной Сибири (см. рис. 17.5). В Средней Сибири в вертикальном разрезе на огромных пространствах мерзлые толщи сомкнулись при промерзании и не разделяются талым слоем, так как сложены преимущественно породами с высокой теплопроводностью.

В Европе к северу от Полярного круга, а в Азии от 60—55° с.ш. на поймах рек и особенно в торфяниках на заболоченных поверхностях интенсивно происходили морозобойное растрескивание, рост повторно-жильных льдов и формирование крупных бугров пучения — булгунняхов. В связи с похолоданием в суббореальный период во многих районах возобновилось накопление синкриогенных отложений, существенно протаявших в оптимум.

Следующее похолодание, известное как «малый ледниковый период», наблюдалось в конце субатлантического времени (800—900 л.н.). Среднегодовая температура воздуха понизилась на 1—2°С в Северо-Атлантическом секторе (Монин, Шишков, 1979), на европейской территории России и Западной Сибири (Андреев, Климанов, 1999; Волкова, 1999). Кульминацию этого похолодания относят к XVII—XIX вв.

Последнее смягчение климатических условий и деградационное развитие мерзлых толщ устанавливается уже инструментальными исследованиями на метеостанциях. Оно началось в конце XIX в., достигло максимума в 30—50-е гг. XX в. и наиболее четко проявилось в Европе и Западной Сибири, где повышение температур составило 1—2°С. Непрерывное потепление с конца XIX в. отмечается и в Антарктиде; при этом температуры воздуха повысились на 3°С (Мягков, 1989). В конце двадцатого столетия наблюдалось аградационное развитие мерзлых толщ, четко проявляющееся в зоне лесотундры Западной Сибири, в тундре и лесотундре Европейского Северо-Востока и вдоль южной границы мерзлых толщ в Азии. На рубеже XX и XXI вв. наблюдается прогнозируемое ранее потепление, усиленное в значительной степени техногенным факторами, такими как увеличение в атмосфере CO_2 и парниковых газов, задымленность атмосферы за счет вулканов и сжигания производственных отходов, выпадение кислотных дождей и других природных и антропогенных факторов.

17.4. Цикличность криогенного развития Земли в позднем кайнозое

Исследования климата кайнозоя показывают, что его изменения можно представить как временные ритмы разного масштаба, выражающиеся в чередовании климатически противоположных фаз — потеплений (термохронов) и похолоданий (криохронов), происходящих на фоне отрицательного температурного тренда (Зубаков, 1990). От длительности криохрона и амплитуды похоло-

Таблица 17.1

Иерархия и периодичность климатических событий позднего кайнозоя

Природные ритмы с периодами T (тыс. лет)	Ранг	Наименование	Продолжительность (тыс. лет)	Современная фаза	Максимальный возраст существования мерзлых толщ (тыс. лет)
Галактические T_1=11 10^3	1	гляциоэпоха	(3—5) 10^3	экстремум криохрона	3 10^3
Орбитальные T_2=(2—3) 10^3	2	мегакриохрон	(1—1,5) 10^3	экстремум криохрона	600
T_3=(1,2) 10^3	3	гиперкриохрон	400—800 (в среднем 600)	экстремум криохрона	350—450
T_4=400 T_5=200	4	суперкриохрон	200—300	вторая половина криохрона	200
T_6=100 T_7=40 T_8=20	5	ортокриохрон криохрон макроцикла (по А А Величко)	30—70	термохрон	около 100
Планетарные T_9=8—11	6	криохрон макроцикла	4—5	окончание криохрона	4
T_{10}=2—2,7 T_{11}=1,5—1,8	7	криохрон мезоцикла	более 0,5	окончание криохрона	0,5
T_{12}=1,0—1,2 T_{13}=0,6—0,5 T_{14}=0,2—0,3 T_{15}=0,08—0,1	8 9	криохроны микроциклов	менее 0,5	термохрон	0,04—0,2

дания зависят размах развития криолитозоны и глубина промерзания верхних горизонтов литосферы.

В кайнозое выделяется широкий спектр криохронов. Их ранжирование в зависимости от длительности похолодания приведено в сводной таблице (табл. 17.1), составленной по результатам исследования палеогеографов различных школ (Чумаков, 1993; Зубаков, 1990; Величко, 1987; и др.). Разномасштабность изменений климата кайнозоя ученые связывают с проявлением известных космоастрономических и планетарных ритмов. Для изучения эволюции криолитозоны в кайнозое непосредственный интерес представляют криохроны девяти рангов длительностью от десятка миллионов лет до сотни лет.

Похолодание галактических ритмов связано с проявлением мегациклов, рассмотренных в разд. 16.2.

Криохрон 1-го ранга — гляциоэпоха (по Чумакову, 1987, 1993, 1995), начавшаяся в плиоцене около 3—5 млн л.н. и продолжающаяся в настоящее время, — связан с 11-миллионным мегациклом. Есть основания полагать, что мерзлые толщи этого криохрона, с возрастом порядка 3 млн лет, могли сохраниться на крайних северо-восточных оконечностях побережий Арктических

низменностей и архипелагов Северного Ледовитого океана в особо суровых температурных условиях (Алексеев, Архангелов и др., 1991).

Похолодания орбитальных ритмов. Криохроны 2—5-го рангов связаны с орбитальными ритмами, известными как ритмы Миланковича, названные по имени сербского ученого, объяснившего длительные потепления и похолодания климата Земли изменениями приходящей солнечной радиации вследствие вариаций характеристик земной орбиты: эксцентриситета орбиты, наклона земной оси к плоскости орбиты и прецессии земной оси. Изменения эксцентриситета вызывают небольшие колебания глобальной инсоляции, а изменения наклона земной оси к плоскости орбиты и прецессии влияют на распределение инсоляции по широтам и сезонам года. Чем больше наклон оси к плоскости орбиты, тем больше амплитуда сезонных колебаний температуры, континентальнее климат. От изменений прецессии и эксцентриситета зависит время прохождения Землей перигелия, т.е. длительность периодического приближения нашей планеты к Солнцу. Температурный эффект всех этих изменений невелик. Предполагается (Зубаков, 1990), что они играют роль «спусковых механизмов», включающих обратные связи в климатической системе Земли. Примером подобных связей может быть эффект понижения летних температур воздуха в высоких широтах, что замедляет таяние морских льдов и снега, вследствие чего увеличивается альбедо поверхности и происходит дальнейшее понижение температуры (Кови, 1984).

Теория Миланковича была предложена в 20-х годах и получила подтверждение в 50—70-х годах XX в. в результате изотопно-кислородных измерений в колонках глубоководных морских осадков (Ч.Эмилиани, Дж.Дейс, Д.Имбри, Н.Шеклтон и др.), выявивших предсказанные периодические изменения климата.

В настоящее время известны орбинальные ритмы с периодами 2,5 и 1,2 млн лет, 400, 200, 100, 40 и около 20 тыс. лет. С ними связаны глубокие похолодания внутри плиоцен-плейстоценовой ледниково-криогенной эпохи, вызывавшие многократные покровные оледенения и длительные (до 1—2 млн лет) периоды широкого развития криолитозоны в Северном полушарии.

Как уже указывалось ранее (см. разд. 17.2), самые ранние обнаруженные следы многолетнего промерзания пород на северо-востоке Евразийского континента относят к позднему плиоцену. Изменения климата в этом регионе за последние 3 млн лет характеризуются *сводной палеотемпературной кривой* В.А.Зубакова (1986). Она обоснована палеогеографическим материалом в интервалах 1,7—1,5 млн лет и от 600 тыс. лет до настоящего времени. Полная кривая, представленная на рис. 17.7, получена путем экстраполяции в прошлое в интервале 1,7—3 млн л.н. и интерполяции на отрезке 1,5—0,6 млн л.н. на основе гармонического анализа исходной кривой (Ершов и др., 1998).

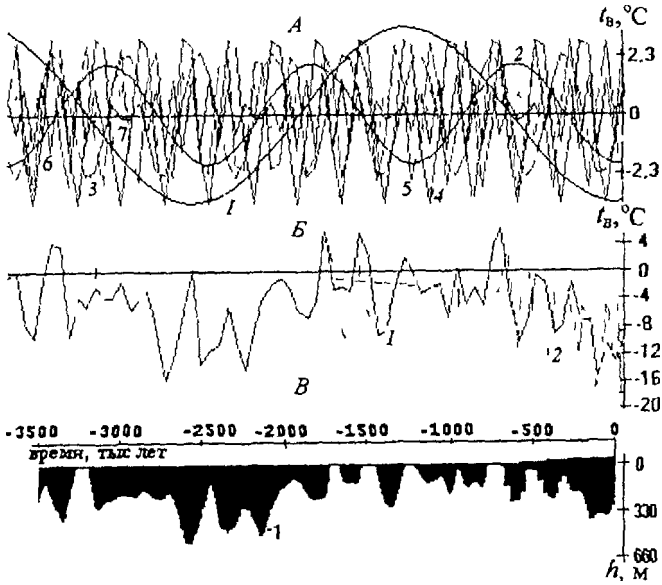


Рис 17 7 Структура изменений климата в плиоцен-плейстоцене и динамика мерзлых толщ Колымской низменности

А — элементарные гармоники с периодами природных ритмов, тыс лет *1* — 2400 *2* — 1157, *3* — 415, *4* — 197, *5* — 94, *6* — 41, *7* — 19

Б — расчетная (суммарная) кривая изменения температуры воздуха (*1*) и исходная палеотемпературная кривая (*2*) (*по В А Зубакову, 1986*)

В — динамика мерзлых толщ в позднем плиоцене—плейстоцене *1* — изменение мощности мерзлых толщ

Палеотемпературная кривая В А Зубакова удовлетворительно аппроксимируется гармониками с периодами порядка 2,4 и 1,2 млн лет, 400, 200, 100 и 40 тыс лет с амплитудами от 1,5 до 3,5—4,0°С (табл 17 2) Основными климатическими событиями за рассматриваемые 3 млн лет были два криохрона 2-го ранга в позднем плиоцене (3,0—1,6 млн лет) и в плейстоцене (от 700 тыс лет до современности), связанные с 2,5-миллионнолетним ритмом (рис. 17.7)

Математическое моделирование промерзания горных пород в криохроны этого ранга подтверждает возможность длительного (до 1,5 млн лет) существования криолитозоны в позднем плиоцене на северо-востоке Евразииского континента. Моделирование проводилось для разреза рыхлых кайнозоиских отложений Колымской низменности Как показано на рис 17 7, в теплые интервалы эоплейстоцена и первой половины раннего плейстоцена мерзлые толщи оттаивали, что, вероятнее всего, имело место на значительной части Арктических Приморских низменностей, где возраст мерзлых толщ на древних аккумулятивных поверхностях рав-

Таблица 17.2

Расчетные характеристики элементарных гармоник

T, тыс. лет	*A*, °С	φ, тыс. л.н.
1100	1,5	8250
2400	3,5	1839
1100—1200	2.0—4.0	875—748
400	2.0—2.5	23—15
200	3.0—3.5	180—154
95—100	2.5—3.0	3[illegible]—24
40—42	3.0—3.5 (67—70° с.ш.)	7—5.5
	2.0—2.5 (63—65° с.ш.)	
19—21	1.0—2.0	15—10
	3.0—3.5	
	(при резко	
	континентальном климате)	
9—11	0.5—1.0	0—1
2.0—2.5	0.5—0.7	2.0—1.8
1.5	0.7	1.0—1.2
1.0—1.1	0.4—0.5	0.6—0.3
0.5—0.6	0.4	0.12—0.07
0.25—0,3	0.4—0.5	0.13
0.1	0,3	0,03 (Европейский Север)

нин составляет около 600 тыс. лет, а мощность криолитозоны около 500 м.

Анализ палеотемпературной кривой В.А. Зубакова на более короткий временной интервал (1000 лет — см. рис. 17.7), где она в большей степени обоснована фактическим палеогеографическим материалом, позволяет выявить криохроны более низких рангов и проследить эволюцию криолитозоны в плейстоцене с большей детальностью, чем на рис. 17.8.

Ход палеотемпературной кривой показывает, что очередной этап углубления похолодания в плейстоцене — криохрон 3-го ранга — начался около 400—450 тыс. л.н. и был связан с ходом второго орбитального ритма ($T \approx 2$ млн лет). Мерзлые толщи этого криохрона начали формироваться, по-видимому, в последние похолодания раннего плейстоцена (Фрадкина, Алексеев и др., 1999). Их современная мощность, например в Центральной Якутии, составляет 300—500 м.

Приведенный материал позволяет предполагать, что зарождение современной криолитозоны на Евразиатском континенте происходило в позднем плиоцене и раннем плейстоцене в криохроны 2—3-го рангов, связанных с наиболее крупными орбитальными ритмами (ритмы изменения эксцентриситета с периодами порядка 2,4 и 1,2 млн лет).

Последующие этапы развития криолитозоны связаны с криохронами орбитальных ритмов более низких рангов (см. табл. 17.2). Анализ палеотемпературных кривых плейстоцена (Марков и др., 1977; Зубаков, 1986, Свиточ, 1987; Борисова, 1985, и др.), пост-

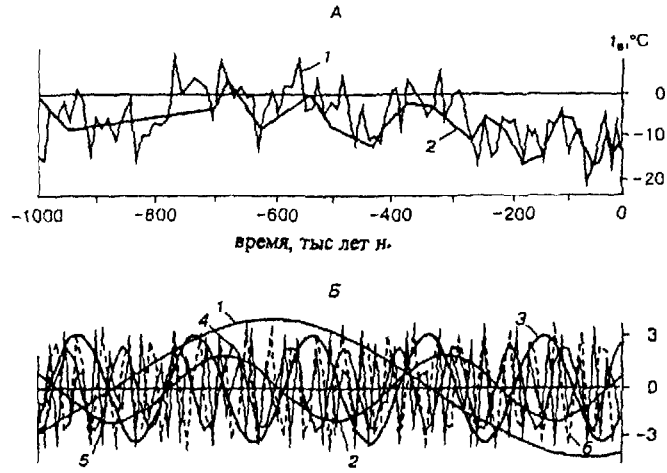


Рис 17 8 Структура изменений климата в плейстоцене·

А — расчетная кривая изменений температуры воздуха (*1*) и исходная палеотемпературная кривая (*2*) (*по В А Зубакову, 1986*), *Б* — элементарные гармоники с периодами, тыс лет *1* — *1100*, *2* — *380*, *3* — *200*, *4* — *95*, *5* — *41*, *6* — *19*

роенных для различных районов Европейского Севера, Сибири и Северо-Востока России, показывает, что за рассматриваемый 700—800-тысячелетний отрезок времени криохроны 4-го ранга длительностью первые сотни лет появлялись дважды· во второй половине раннего плейстоцена и со второй половины среднего плейстоцена до голоцена К указанным интервалам относятся этапы крупнейших оледенений, повторяющихся попарно, в соответствии с ходом 400- и 200-тысячелетних ритмов. На Русской равнине, например, это донское и окское (Q_1) и днепровское и валдайское (Q_2 и Q_3) оледенения

Длительность плейстоценовых оледенений изменялась от 35—45 до 70 тыс лет и контролировалась криохронами 5-го ранга, относящимися к орбитальным ритмам 100-, 40- и 20 (19—23)-тысячелетним (Зубаков, 1990; Чумаков, 1993)

В похолодания этих рангов криолитозона расширялась за счет продвижения границы из высоких широт в умеренные и от внутриконтинентальных районов Сибири на запад и восток в области океанического влияния. Сказанное подтверждается результатами палеогеокриологических реконструкций для равнин и межгорных впадин водораздела Ледовитого и Тихого океанов (Малык-Сиенская впадина Колымского нагорья, рис 17.9; и Пенжинская впадина Тихоокеанского побережья, рис 17.10). По строению геологического разреза (мощная толща кайнозойских отложений) и величине теплового потока из недр впадины близки рассмотрен-

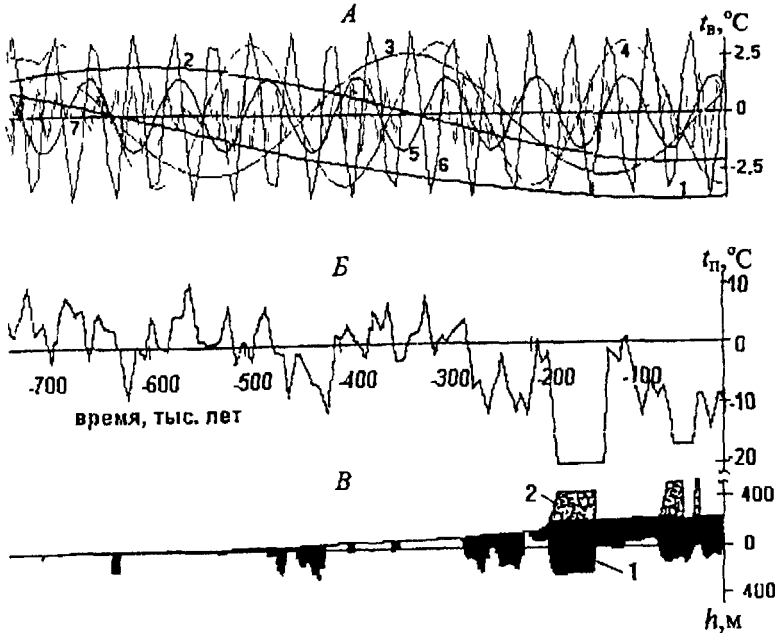


Рис 17 9 Структура изменений климата в плейстоцене и динамика мерзлых толщ Малык-Сиенской впадины

А — элементарные гармоники с периодами, тыс лет *1* — 1157, *2* — 415, *3* — 197, *4* — 93, *5* — 41,7, *6* — 19 *Б* — изменение температуры на поверхности пород *В* — динамика мерзлых толщ *1* — многолетнемерзлые породы *2* — лед

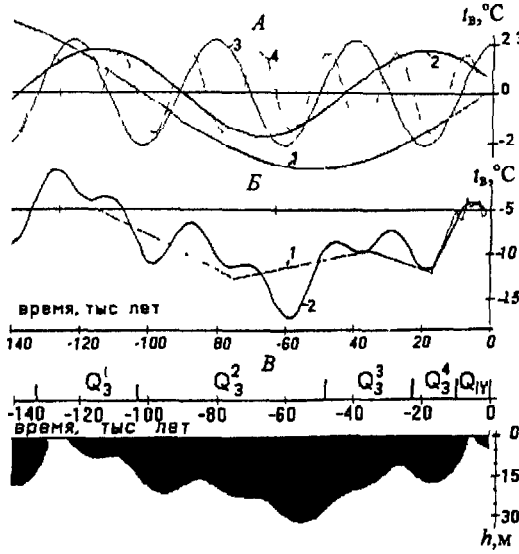


Рис 17 10 Структура изменении климата в позднем плейстоцене и динамика мерзлых толщ в Пенжинской впадине

А — элементарные гармоники с периодами, тыс лет *1* — 200, *2* — 95, *3* — 41, *4* — 20 *Б* — расчетная (суммарная) кривая изменения температуры воздуха (*2*) и исходная кривая (*1*) (*по З К Борисовой, 1985*) *В* — динамика мерзлых то ищ

ной ранее Колымской впадине Арктических низменностей. Различия криогенной истории этих впадин и мощности мерзлой толщи определяются их принадлежностью к различным криохронам, определившим разную длительность промерзания горных пород. Наиболее древние мерзлые толщи Малык-Сиенской впадины в области горного оледенения связаны с криохроном 4-го ранга. Они образовались в похолодания конца среднего плейстоцена и на участках с повышенной льдистостью отложений не оттаивали полностью вплоть до современности (Ершов и др., 1998). Их современная мощность — 200—250 м

В горных впадинах Северного Приохотья в более мягких климатических условиях длительность существования мерзлых толщ — порядка 100 тыс. лет (см. рис. 17.10). На исследованном временном интервале они промерзали и протаивали в криохроны и термохроны 5-го ранга, к которым относятся последнее плейстоценовое оледенение и межледниковье настоящего времени. Как показано на рис. 17.10, окончание ледниковой эпохи и последующее потепление климата связаны с восходящими ветвями 40- и 20-тысячелетнего ритма, а мегатермал голоцена (9—5 тыс. л.н.) приходится на температурный максимум последнего.

Позднеплейстоценовая криолитозона, южная граница которой в пик похолодания достигала в Северном полушарии 40—35° с. ш., в настоящее время на обширных площадях Евразии и Северной Америки полностью оттаяла либо находится в стадии деградации, ход которой контролируется климатическими колебаниями более низких (6—8-го) рангов.

Похолодания планетарных ритмов. Криохроны низших (6—8-го) рангов относятся к макро-, мезо- и микроциклам, деятельность которых изменяется от первых десятков тысяч лет до сотни лет (Величко, 1987). Их связывают с воздействием изменений солнечной активности (радиационной и корпускулярной) на геофизические поля и экзосферу Земли и относят к планетарным в отличие от рассмотренных ранее космоастрономических ритмов. Солнечно-земные связи проявляются прежде всего в изменениях геомагнитного поля Земли, а также атмосферной и океанической циркуляции (Зубаков, 1990; Дроздов и др., 1988). В последнем случае имеет значение и гравитационное влияние Луны. Так, один из наиболее известных ритмов этого класса, ритм Петтерсона—Шнитникова, с периодом около 1,5—1,8 тыс. лет, имеет, по-видимому, приливную природу (Шнитников, 1952). Ритмичность низких рангов установлена при исследовании озерно-ледниковых ленточных глин и ленточных эвапоритов по колебаниям положения края позднеплейстоценовых и современных ледников, ледовитости Северной Атлантики, по определениям содержания CO_2 в ледниковых кернах, по результатам изучения колец роста кораллов и

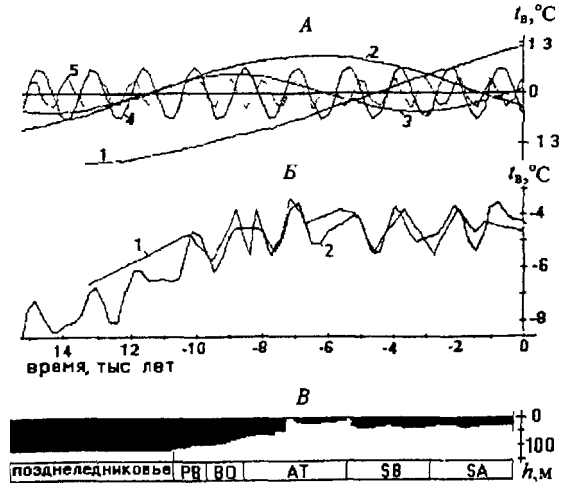


Рис 17 11 Структура изменений климата в голоцене и динамика мерзлых толщ в Пенжинской впадине

А — элементарные гармоники с периодами, тыс лет *1* — 42, *2* — 20, *3* — 11 *4* — 1,5, *5* — 0,97 *Б* — расчетная кривая изменения температуры воздуха (*1*) и исходная палеотемпературная кривая (*2*) (*по Е И Стефановичу, 1985*) *В* — динамика мерзлых толщ

дендрохронологическим методом К этому классу относятся ритмы с периодами 8—11, 2—2,7, 1,5—1,8 тыс лет, 600—500, 250—300 лет, а также вековой — 80—100 лет и внутривековые ритмы Последние относятся к флуктуациям климата (Дроздов и др , 1988) и влияют в основном на динамику сезонного промерзания и протаивания почв и грунтов.

Анализ палеотемпературных кривых для Европейского Севера России, Сибири и Тихоокеанского побережья показывает (рис 17.11), что пик голоценового оптимума и последующее похолодание климата в позднем голоцене приходятся соответственно на термохрон и криохрон ритма с периодом 8—11 тыс лет (Уиллет, 1958) Они имеют длительность около 4—5 тыс лет и относятся к климатическим событиям 6-го ранга

С криохроном 6-го ранга связано длительное (в течение нескольких тысяч лет) промерзание горных пород во второй половине голоцена, после климатического оптимума Вновь образовавшиеся многолетнемерзлые породы, максимальная мощность которых обычно не превышает 70—100 м (см рис. 17 11), начали занимать территорию, до голоценового оптимума занятую древними (плейстоценовыми) мерзлыми породами Там, где последние не успели оттаять полностью, образовалась двухслойная мерзлая толща с нижним плейстоценовым и верхам голоценовым горизонтами. Двухслойные мерзлые толщи широко распространены на Европейском Севере, в Западной Сибири, а также отмечены в горных впадинах юга Восточной Сибири и Забаикалья В наиболее суровых температурных условиях в этих районах позднеголоценовое промерзание уже достигло кровли древнего горизонта, и образовалась единая голоцен-плейстоценовая мерзлая толща мощностью около 150—200 м

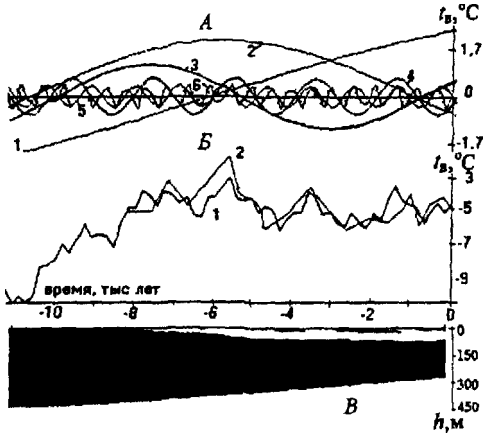


Рис 17 12 Структура изменений климата в голоцене и динамика многолетнемерзлых пород в Большеземельской тундре:

А — элементарные гармоники с периодами ритмов, тыс лет *1* — 40,7, *2* — 19, *3* — 9, *4* — 2, *5* — 1, *6* — 0,5 *Б* — расчетная (суммарная) кривая изменения температуры воздуха (*1*) и исходная палеотемпературная кривая (*2*) (*по Н С Болиховской и др , 1988*) *В* — динамика мерзлых толщ в голоцене

К криохрону 7-го ранга относятся похолодания ритмов Петтерсона—Шнитникова и Дансгора с периодами 1,5—1,8 и 2,0—2,7 тыс. лет. С криохронами и термохронами этого ранга связана динамика многолетнего промерзания пород в позднем голоцене. На этом отрезке времени отмечались три криохрона 7-го ранга длительностью до 1000 лет в раннесуббореальное и раннесубатлантическое время (около 5,0—4,5 и 2,5 тыс. л.н.) и в середине II тысячелетия нашей эры («малая ледниковая эпоха») Многолетнемерзлые породы мощностью в первые десятки метров, образовавшиеся в эти криохроны, оттаивали в потепления этого ранга в среднем суббореале (около 3,4 тыс. л.н.) и в первом тысячелетии нашей эры (рис. 17 12).

Временна́я структура криохронов 7-го ранга, особенностью которой является многофазность похолодания, определяется помимо соотношения фаз двух ведущих ритмов (1,5—1,8 и 2,0—2,7 тыс. л.) ходом микроциклических изменений климата с периодами около 1000 лет и 500—600 лет. Похолодания этих ритмов — криохроны 8-го ранга — определили две фазы «малой ледниковой эпохи»: первая волна похолодания имела экстремум в конце XIV—начале XV в., вторая — на рубеже XVIII—XIX вв. (рис. 17.13). С криохронами этого ранга связываются фазы прогрессирующего развития многолетнемерзлых пород на Европейском Севере, Западной Сибири и в других районах (Баулин и др., 1981). Так, в Западной Сибири к фазам похолодания «малой ледниковой эпохи» относится широкое промерзание термокарстовых озер, которое в ряде случаев сопровождалось образованием многолетних бугров пучения. У южных границ криолитозоны шло интенсивное новообразование многолетнемерзлых пород на заболоченных участках речных террас, в верховьях рек и т.д. Длительность их существования — десятки и первые сотни лет.

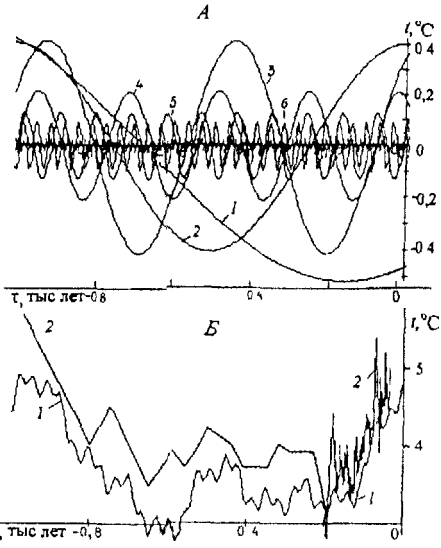


Рис 17 13 Структура изменении климата во II тысячелетии на Русской равнине

А — элементарные гармоники с периодами, тыс лет *1* - 2100, *2* — 1000, *3* — 480, *4* — 230, *5* — 90 *6* — 35, *7* — 11 *Б* — кривые изменения температуры воздуха в историческое время *1* — расчетная, *2* — восстановленная по историческим материалам (*по Н С Тихову 1995*)

Следы проявления криохрона 9-го ранга в виде маломощных линз мерзлоты отмечены геокриологами в середине XX в в Забайкалье (Лахтина, Суходольская, 1981), Западной Сибири (Белопухова, 1970, Кришук, 1972) и в районах юга криолитозоны

В настоящее время многолетнемерзлые породы 8—9-го рангов находятся в стадии деградации, о чем свидетельствуют безградиентные температурные кривые, характерные для разрезов многолетнемерзлых пород этого типа (Баулин и др , 1981, Лещиков, 1989) Такое состояние многолетнемерзлых пород можно связать с потеплениями климата в первой половине и в конце XX в , на которые приходились максимум 300-летнего ритма и два максимума вековых климатических ритмов (последний — на рубеже XX и XXI вв)

Как показано выше, климатическим циклам определенного ранга соответствуют циклы промерзания—оттаивания горных пород — криолитоциклы (сокращенно — криоциклы) В зависимости от особенностей теплообмена горных пород с атмосферой и величины среднегодовой температуры пород в одном районе могут развиваться мерзлые толщи разных криоциклов Их современное состояние (фаза деградации или прогрессивного развития) можно характеризовать в результате анализа фаз соответствующих криохронов (см табл 7 1)

Раздел V

ОСОБЕННОСТИ КРИОЛИТОЗОНЫ ЗЕМЛИ НА СОВРЕМЕННОМ ЭТАПЕ ЕЕ РАЗВИТИЯ

ОСОБЕННОСТИ ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ НА СОВРЕМЕННОМ ЭТАПЕ РАЗВИТИЯ ЗЕМЛИ

18 ГЛАВА

18.1. Континентальные и региональные факторы формирования криолитозоны Земли

Зонально-региональные факторы. Существование криолитозоны Земли обусловлено динамикой тепло-влагообмена между атмосферой и литосферой: многолетней криолитозоны — многолетней динамикой, связанной с длиннопериодными колебаниями климата, сезонной — его сезонными колебаниями (на современном этапе развития).

Современное распространение многолетнемерзлых пород мощностью в сотни метров связано с развитием планетарного климата и ландшафтных обстановок Земли в неогене, плейстоцене и голоцене, а среднегодовые температуры пород на глубине 10—20 м являются продуктом современного климата.

Основой формирования геокриологической зональности служит широтная климатическая зональность, которая обусловлена широтно-зональным поступлением лучистой энергии Солнца на дневную поверхность и преимущественно зональной циркуляцией атмосферы, отражающей теплообмен между полярными и тропическими областями Земли.

Широтно-зональные закономерности в распределении солнечной радиации и общей циркуляции атмосферы определяют широтную дифференциацию радиационного и теплового баланса Земли, среднегодовой температуры воздуха и других элементов

климата, а также ландшафтов Формирование температурного режима пород опосредованно связано с перечисленными факторами. Поэтому наиболее общей закономерностью, т.е. закономерностью планетарного порядка, является широтно-зональное распределение температуры пород Именно поэтому криолитозона в условиях равнин приурочена исключительно к высоким широтам. Геокриологическая зональность проявляется в понижении с юга на север среднегодовых температур воздуха и пород, в увеличении сплошности распространения мерзлых пород, залегающих с поверхности; в сокращении количества и размера таликов и изменении их генезиса; в тенденции к сокращению глубин сезонного оттаивания и увеличению глубин сезонного промерзания пород; в изменении типов и масштаба проявления мерзлотно-геологических процессов и образований.

Выраженность зональных изменений в распространении многолетнемерзлых пород и их среднегодовых температурах возрастает в северном направлении. Это связано с повышением альбедо к северу в связи с увеличением времени существования снежного покрова и возрастанием затрат тепла на таяние снега и льда.

Климатическая секториальность видоизменяет широтную геокриологическую зональность. Ее проявление связано с циркуляцией возуха, которая в свою очередь определяется тремя причинами: 1) преобладанием в верхней тропосфере почти для всей планеты западных ветров; 2) неоднородностью в распределении на поверхности Земли океанов и континентов; 3) существованием высоких горных хребтов, являющихся преградой на пути воздушных потоков.

Западный перенос в тропосфере обусловлен разницей температур между экватором и полярными областями Эта разница определяет наклон изобарических поверхностей (поверхностей равного давления) от экватора к полюсам, поскольку холодный воздух тяжелее теплого. А в силу вращения Земли вокруг своей оси барические градиенты меняют меридиональное направление на широтное. Поэтому в верхней тропосфере над всей планетой, кроме экваториальной области, господствуют западные ветры.

В нижней тропосфере планетарная циркуляция воздуха, имея в общем зональный характер, осложнена влиянием поверхности Земли и в первую очередь чередованием океанов и материков. Океаны являются основным аккумулятором тепла и влаги на Земле. В условиях господства в нижней тропосфере умеренных широт западных ветров океанические воздушные потоки несут тепло и влагу на прилегающую с востока сушу. Океаническое влияние не ограничивается прибрежными районами. Так, воздействие атлантических воздушных масс сказывается не только на Западной Европе, но и распространяется до Восточной Сибири. На этом длинном пути они постепенно теряют тепло и влагу Со степенью уда-

ленности от океана связан характер климата — степень его океаничности или континентальности.

Со степенью континентальности (океаничности) климата тесно связано формирование и распространение многолетнемерзлых пород, их температурный режим и другие мерзлотные характеристики.

Океаническому климату свойственны мягкая снежная зима и прохладное дождливое лето, небольшие годовые и суточные амплитуды температур воздуха. Большая повторяемость облачности снижает прямую и суммарную радиацию, что отрицательно сказывается на величине радиационного баланса. Доминирует рассеянная радиация, что нивелирует экспозиционные различия в поступающей на поверхность склонов суммарной радиации. В условиях высокой ветренности снежный покров интенсивно перераспределяется, отличается большой плотностью из-за нередких оттепелей.

Континентальный климат характеризуется холодной малоснежной зимой, жарким сухим летом и в соответствии с этим большими годовыми и суточными амплитудами температур воздуха. Преобладание прямой радиации определяет существенные различия (особенно в низких широтах) в получении солнечной энергии склонами разной экспозиции. Снежный покров на равнинах маломощный, с низкой плотностью. Перераспределение снега характерно для тундр на побережье арктических морей и в горах.

Влияние континентальности (океаничности) климата наиболее ярко проявляется в Евразии. Влияние Атлантического океана так велико, что среднегодовые изотермы воздуха в Западной Европе, резко отклоняясь от широтного направления, располагаются меридионально и субмеридионально. Так же значительна и климатообразующая роль континента: влияние Азиатского антициклона ощущается зимой вплоть до Восточной Европы.

На равнинах Западной Европы в условиях океанического климата многолетнемерзлые породы не формируются. Здесь воздействие Атлантики с теплым течением Гольфстрим особенно велико. В Восточно-Европейском секторе оно заметно ослаблено, поэтому здесь уже существуют мерзлые породы. Их южная граница приурочена к тундрам и северной тайге на широтах 67—65°. Дальнейшее ослабление океаничности и усиление континентальности климата приводит к перемещению южной границы современных мерзлых толщ на юг. В Западно-Сибирском секторе она располагается уже в средней тайге на широте 62°. Резким возрастанием влияния континента характеризуются Среднесибирский и Восточно-Сибирский секторы. Здесь в степях и пустынях Монголии мерзлые породы прослеживаются до 47° с.ш. (широта г.Сочи). В притихо-

океанском секторе, ограниченном горными хребтами Северо-Востока и Дальнего Востока, южную границу распространения мерзлых пород в равнинных условиях фиксируют мерзлые торфяники Камчатки и Южного Приохотья на 55—54° с.ш.

Адвекции теплых и влажных воздушных океанических масс и возникающий в условиях облачности парниковый эффект считаются основной причиной различий в теплообмене. Парниковый эффект связан с тем, что водяные пары, хорошо пропуская солнечную радиацию, в значительной степени задерживают и поглощают при облачности длинноволновое излучение Земли, поэтому нижние слои тропосферы и поверхность Земли нагреваются. Возникающие в результате фазовые переходы сокращают амплитуды температур воздуха. В наиболее полной мере парниковый эффект проявляется на побережье и снижается при продвижении в глубь материка. В том же направлении по мере уменьшения влажности воздуха и облачности понижаются температуры воздуха и пород. Эта закономерность подтверждается профилем вдоль 54° с.ш. (данные М.К.Гавриловой, 1981). Так, если на побережье Атлантического океана (Ирландия) среднегодовая температура воздуха составляет +10°С, то в центральных районах Русской равнины она понижается до +4°С. В направлении на восток эта температура становится еще ниже. В Западной Сибири она достигает +2...0°С, на Среднесибирском плоскогорье уже −4°С и ниже.

Орографические барьеры существенно изменяют континентальность (океаничность) климата. Даже такие невысокие поднятия, как Урал, преграждая путь атлантическим тепловлагонесущим потокам и ослабляя их, усиливают континентальность, определяя секториальные закономерности распространения криолитозоны Западной Сибири.

Еще более значительной является климатоформирующая роль Кордильер, вытянутых вдоль тихоокеанского побережья Северной Америки. Так, ограничивая воздействие тихоокеанских воздушных масс узкой прибрежной полосой, Кордильеры формируют в барьерной тени резко континентальный климат. Повышенная континентальность климата совместно с охлаждающим влиянием глубоко вдающегося в сушу Гудзонова залива определяет развитие многолетнемерзлых пород Северной Америки на существенно более южных широтах (55—50° с.ш.), чем в Восточной Европе (69—66° с.ш.), беспрепятственно получающей с западными ветрами океанические тепло и влагу.

Совместное влияние горных хребтов как барьеров на пути влажных океанических масс и как объектов с высотной поясностью теплообмена на поверхности наблюдается на Тибетском плоскогорье Центральной Азии. Отгороженное от океанических адекваций почти со всех сторон высокими горными хребтами (Гималаи,

Гиндукуш, Куньлунь, Наньшань и др.), это высочайшее нагорье характеризуется суровым и сухим перигляциальным климатом, определяющим сплошное распространение многолетнемерзлых пород (Бойлян, Шуде, 1986).

Вертикальная климатическая поясность в горных массивах проявляется в понижении с высотой температур воздуха, в увеличении количества атмосферных осадков, в удлинении сезона промерзания пород и залегания снежного покрова. Климатическая и геокриологическая вертикальная поясность существуют на фоне широтной климатической и геокриологической зональности.

В изучении проблемы высотной геокриологической поясности внесли вклад многие исследователи: В.А.Кудрявцев, И.Я.Баранов, П.А.Луговой, Е.А.Втюрина, И.А.Некрасов, А.П.Горбунов и др. В настоящее время считается, что существуют два основных типа геокриологической поясности — океанический и континентальный. В горных массивах с океаническим типом климата (океанический тип поясности) температура воздуха и пород понижается с увеличением высоты. С высотой увеличивается сплошность распространения мерзлых толщ и их мощность, уменьшаются количество и площадь таликов, глубин сезонного оттаивания пород. В горах арктических и субарктических широт многолетнемерзлые породы распространены от подножий гор до их вершин, в умеренных широтах вне криолитозоны — преимущественно в верхних частях гор. На Дальнем Востоке стройную картину океанической поясности умеренных широт нарушают мерзлые торфяники в нижнем поясе рельефа, а многолетнемерзлых пород нет только в среднем поясе.

В областях континентального типа климата вследствие мощных зимних температурных инверсий тепловое поле тропосферы и приземного воздуха приобретает трехслойную структуру: нижний слой — инверсионный средний — самый теплый — характеризуется изотермией, а в верхнем температура понижается с повышением рельефа. Степень соответствия температур пород температурной стратификации воздуха в настоящее время в значительной степени является предметом дискуссии, фиксируя недостаточную изученность вопроса.

Широтная геокриологическая зональность, секториальность, высотная поясность, континентальность относятся к разряду глобальных и региональных закономерностей формирования температурного режима пород и распространения криолитозоны. Вместе с тем локальные факторы, такие как снежный покров, растительность, экспозиция склонов, состав и свойства пород, оказывают существенное влияние на формирование и распространение мерзлых толщ. Более того, повторяемость в пространстве форм рельефа, типов растительности, пород определенного со-

става и других факторов так велика, что их криоформирующая роль нередко определяет зональные или региональные особенности криолитозоны больших территорий.

Причины изменчивости мощности и строения криолитозоны. Различия в глубине промерзания верхних горизонтов литосферы и в строении разреза криолитозоны прежде всего обусловлены климатом и его длиннопериодными колебаниями. Они определяют современные условия теплообмена на поверхности пород и его изменения в прошлом. Большую роль играет также геолого-тектоническое устройство территории, которое обусловливает характер теплопередачи в массиве пород, гидрогеологические условия, различия по территории внутриземного теплового потока.

В Арктике и Субарктике глубина многолетнего промерзания и охлаждения пород тесно связана с такими последствиями колебаний климата (а в ряде случаев и тектонических процессов), как оледенения и дегляциации, трансгрессии и регрессии Арктического бассейна, эволюционные изменения зон газогидратообразования и др.

Роль климата в формировании широтной картины распределения мощности мерзлоты по территории проявляется в существовании широтной геокриологической зональности, как современной, так и голоцен-плейстоценовой меридиональной секториальности и действующей на их фоне высотной поясности.

Широтная зональность в распределении мощности криолитозоны тесно связана с историей ее развития и выражается в формировании геокриологических зон сплошного (Северная геокриологическая зона) и несплошного по площади распространения (Южная геокриологическая зона), в которых широтные изменения указанной характеристики проявляются по-разному.

В Южной зоне температура и мощность мерзлых пород, образовавшихся в период позднеголоценового похолодания, отчетливо обнаруживают соответствие современным условиям теплообмена. Последовательно увеличивающаяся с юга на север мощность мерзлых толщ не превышает 150 м в дисперсных и 200 м в скальных породах. Однако в ряде районов Южной зоны существуют не протаявшие плейстоценовые толщи на глубине 30—150 м и более. Они приурочены к аккумулятивным равнинам, сложенным дисперсными отложениями, и образуют вместе с позднеголоценовой толщей «двухслойную мерзлоту» или залегают под талыми породами. Реликтовые криогенные толщи в Западной Сибири и Европейском Северо-Востоке распространяются на 200—400 км южнее границы современных мерзлых отложений, развитых с поверхности.

В Северной геокриологической зоне короткопериодная динамика теплообмена не приводила к глубокому оттаиванию пород с

поверхности Поэтому мерзлым толщам свойственны большие мощности, обусловленные суровыми климатическими условиями плейстоцена В связи с этим современное распределение температур пород на равнинах и плоскогорьях находится в резком несоответствии с мощностью криолитозоны Зональное нарастание последней с юга на север сопровождается многочисленными отклонениями, которые обусловлены различиями теплопотока из недр Земли, гидрогеологических условии, рельефа и др

Отчетливо проявляется зональность и в строении криогенных толщ по разрезу В южной части криолитозона представлена в основном только мерзлыми породами, так как их мощность в артезианских структурах преимущественно меньше глубины залегания соленых вод и рассолов На севере ярус мерзлых пород часто подстилается ярусом охлажденных ниже 0°С пород с криопэгами Мощность криолитозоны в подобных структурах достигает 1000—1500 м (Ботуобинскии, Котуйский и Оленекский криоартезианские бассейны Сибирской платформы)

Существенны зональные различия и в строении самой мерзлой толщи. Так, в зонах редкоостровного распространения мерзлая толща, как правило, одноярусная, представлена эпикриогенными дисперсными или скальными породами В зонах массивноостровного и прерывистого распространения в силу гораздо большей мощности она нередко состоит из эпикриогенных дисперсных пород, подстилаемых скальными Наиболее сложное строение свойственно аккумулятивным равнинам Северной геокриологической зоны Эта сложность определяется наличием в разрезе сильнольдистых эпи- или синкриогенных горизонтов, вмещающих разнообразные типы подземных льдов, и в целом большой мощностью мерзлой толщи На Арктических приморских низменностях эта многоярусная толща, как правило, подстилается охлажденными породами с криопэгами, ниже которых развита зона газогидратообразования

Секториальность типов климата играет существенную роль в пространственной дифференциации мощности и строения криолитозоны, способствуя ступенчатости в направлении с запада на восток и в глубь континента в изменении мощности криолитозоны и большей суровости всех основных мерзлотных характеристик

Высотная поясность в дифференциации мощности и строения криолитозоны тесно связана с расчлененностью горного рельефа (через поступление тепла солнечной радиации на склоны различной экспозиции и крутизны) и с перераспределением внутриземного теплового потока в приповерхностных горизонтах литосферы Это воздействие приводит к увеличению теплопотока под днищами долин и уменьшению его в пределах междуречий

усиливаясь объемным охлаждением в верхних ярусах гор и воздействием подземных вод в отрицательных формах рельефа. В сумме это приводит к заметным изменениям геотермического градиента в мерзлых толщах пород, существенно сокращая их мощность в долинах и увеличивая на склонах и водоразделах. Поэтому для гор характерно высотно-поясное нарастание мощности мерзлых толщ. Градиент такого нарастания в Тибетском нагорье оценивается в 20—23 м на 100 м подъема (Тун Бойлян, Ли Шуде, 1986; Чжоу Юу, Го Дуксин, 1982), на Тянь-Шане — в 35 м на 100 м (Горбунов, 1974). В низких широтах велико влияние экспозиции: мощность мерзлых толщ на южных и северных склонах Тибетского нагорья отличается на 50—70 м.

18.2. Современное распространение криолитозоны на Земном шаре

В настоящее время большая часть суши Земли сосредоточена в Северном полушарии, чем оно существенно отличается от Южного, преимущественно океанического. Высокоширотное положение таких крупных материков, как Евразия, Северная Америка и самый большой остров планеты — Гренландия, обусловливает в северной половине Земного шара широкое развитие криолитозоны, наземных и морских ледниковых покровов. Этому способствует вокругполюсное расположение Северного Ледовитого океана, создающего эффект холодной маловлажной суши с альбедо поверхности снега и льда в 80—90%. Преобладающее развитие криолитозоны на континентах Северного полушария и особые условия освоения этих территорий привели в конце XX в. к необходимости обобщения всех фактических материалов, их увязки и анализа.

В результате впервые специалистами-геокриологами различных государств для Северного полушария была составлена сводная Циркумарктическая карта вечной мерзлоты и грунтовых льдов в масштабе 1:10 000 000 (Circum-Arctic map of permafrost and ground ice conditions, 1997, на англ. яз.), представленная на рис. 18.1. Из нее видно, что преобладающее развитие в Северном полушарии криолитозона имеет на Евразийском континенте, где ее протяженность с запада на восток на широте Полярного круга составляет 200° по долготе, что в два раза превышает криолитозону Северо-Американского континента.

Евразия — самый большой материк мира, характеризуется наличием всех широтных ландшафтно-климатических зон — от арктической до экваториальной. Конфигурация этих зон и их размещение на материке обусловлены соотношением равнин и горных массивов при широтно-зональном и высотно-поясном пе-

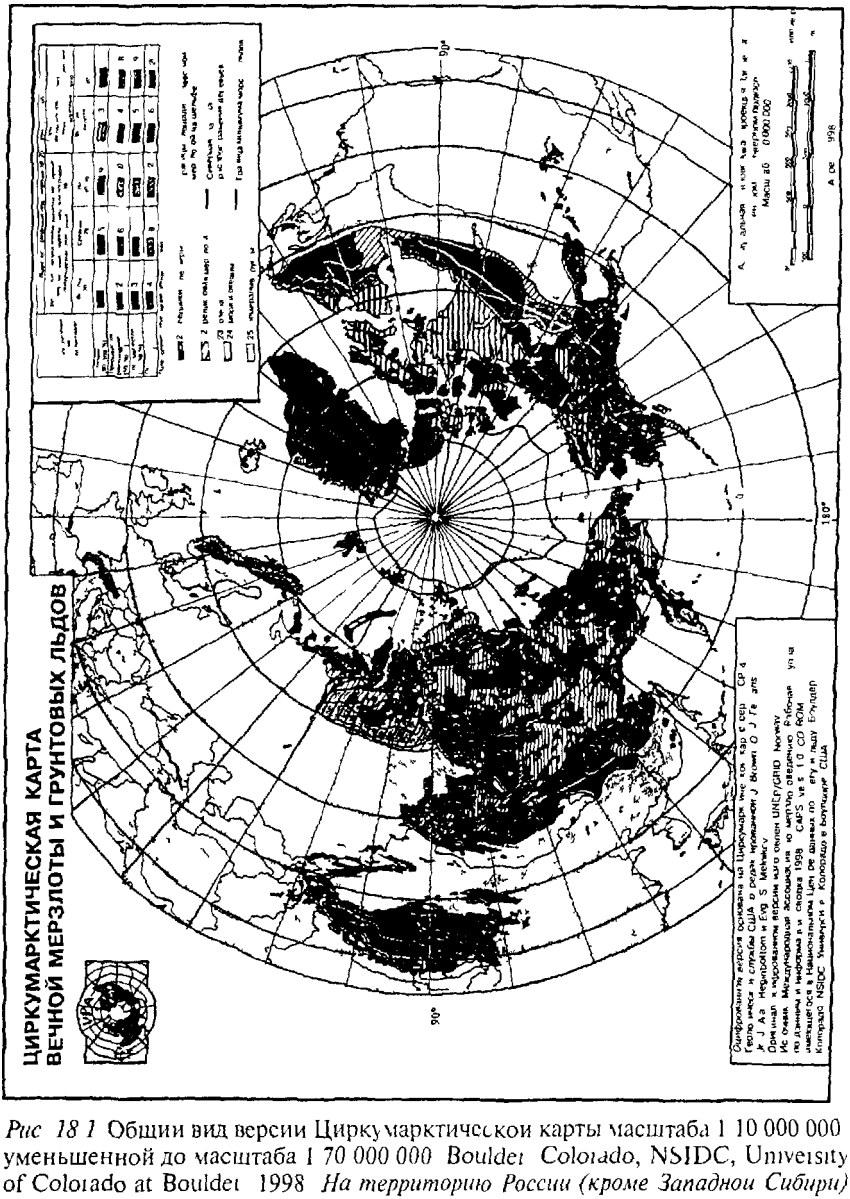


Рис 18 1 Общий вид версии Циркумарктической карты масштаба 1 10 000 000 уменьшенной до масштаба 1 70 000 000 Boulder Colorado, NSIDC, University of Colorado at Boulder 1998 *На территорию России (кроме Западной Сибири) карта составлена К А Кондратьевой (пояснения в тексте)*

распределении солнечной радиации и преобладающем западном переносе воздушных влагонесущих масс Так, в европейской части Евразии преобладают равнинно-платформенные области занимающие 60% ее площади, а в азиатской на 57% площади преобладают горные массивы различной высоты, расчлененности и направления горных цепей

Современные геокриологические условия Евразийского материка существуют при определяющем влиянии таких региональных факторов, как:

1) западный перенос через всю Европу влагонесущих воздушных масс с Атлантического океана, достигающих Уральского хребта и Западной Сибири;
2) перераспределение атлантических воздушных масс вследствие барьерной роли субмеридионально расположенных Скандинавского и Уральского хребтов;
3) отепляющее влияние атлантического течения Гольфстрим;
4) охлаждающее влияние Северного Ледовитого океана, возрастающее от Европейского Северо-Востока к Таймыру, Яно-Индигиро-Колымским приморским низменностям и северо-восточной окраине Чукотского полуострова;
5) охлаждающее влияние зимнего Сибирского антициклона, охватывающего плато и плоскогорья всей Сибирской платформы и высокие плато Монголии;
6) уменьшение мощности снежного покрова от побережий северных морей в глубь континента, слабо препятствующего охлаждению поверхности пород;
7) барьерная роль широтно расположенных высокогорных хребтов (Гималаи, Гиндукуш, Куньлунь, Наньшань), препятствующих переносу на высокие плато Тибета, Китая и Монголии летних муссонов с Индийского океана.

Перечисленные факторы формирования криолитозоны Евразийского материка выступают в разных структурно-геологических, орографических и ландшафтно-климатических регионах (секторах) в различном сочетании и с различной долей влияния. Так, в результате совместного влияния перечисленных выше факторов на протяжении позднего кайнозоя Западная Европа в настоящее время полностью лишена многолетнемерзлых пород на равнинах и характеризуется теплым влажным климатом, входя в зоны субтропического и умеренного климатических поясов. О наличии былой мерзлоты в плейстоцене и раннем голоцене свидетельствуют такие многочисленные захороненные реликты, как псевдоморфозы по ледяным жилам, таберальные отложения на месте зарастания термокарстовых озер, криотурбации и др. В горном рельефе в динамическом равновесии с современным климатом мерзлыми являются вершины горных хребтов Сьерра-Невада, Пиренеи, Альпы и Карпаты, на севере континента — Скандинавские горы, а также Арктические острова на шельфе Северного Ледовитого океана.

На хребтах Сьерра-Невада и Пиренеи массивы мерзлых пород существуют на высотах 2500—3000 м, со среднегодовыми температурами не ниже −1...−2°С и мощностью в несколько десятков

(реже в сотню) метров. В Альпах, в высотном поясе рельефа 2000—3000 м, мерзлота в основном островная, с каровыми ледниками, выше 3000 м преимущественно сплошная с температурами пород до −2...−4°С. Наиболее суровым, с широким развитием ледников является горный пояс выше 4000 м, где среднегодовая температура пород, как, например, на Монблане (4807 м), может достигать −8°С и ниже, а мощность мерзлой толщи — нескольких сотен метров. В долинах рек с круглогодичным наземным и подрусловым стоком мерзлые породы отсутствуют

Скандинавский хребет, субмеридионально пересекающий Северный полярный круг, в южной части характеризуется отсутствием мерзлых пород до 1000—1200 м, в центральной части (на широте Полярного круга) они развиты выше 1500 м, а в северной занимают все элементы рельефа от подножий до вершин гор. На высоких водоразделах хребта, лишенных древесной растительности, распространение мерзлых пород сплошное, температуры достигают −3. .−5°С и ниже, а мощность увеличивается до 300—500 м На высоких вершинах гор развиты многочисленные ледники и снежники, с таянием которых в настоящее время связано развитие таликов под руслами мелких рек и ручьев. В целом для Скандинавского хребта характерно сплошное на высоких вершинах и водоразделах, массивно-островное на сниженных водоразделах и крутых склонах и островное на склонах средней крутизны и пологих распространение многолетнемерзлых пород. Высотная граница мерзлоты спускается в рельефе с юга на север от высот 1500—1700 м до подножий на отметках 400 м и ниже.

В высоких широтах европейской части Евразии наряду с малым поступлением радиационного тепла охлаждающим фактором является влияние Северного Ледовитого океана В результате наиболее суровые природные и мерзлотные условия характерны для Арктических островов (Шпицберген, Земля Франца-Иосифа, Новая Земля, Северная Земля и др) Распространение криолитозоны на Арктических островах возрастает с юго-запада на северо-восток от редкоостровного до массивно-островного и сплошного при понижении среднегодовых температур пород от 0...−1° до −2...−3,5°С (Шпицберген), −3...−11°С (Новая Земля), −5...−13°С (Земля Франца-Иосифа), −5 ..−17°С (Северная Земля). Для всех островов характерно развитие оледенения от сетчатого до полупокровного и покровного, где среднегодовая температура ледниковой толщи на 2—3°, а фирновой на 3—7°С выше, чем в горных породах, не покрытых льдом. Мощность мерзлоты на непокрытой ледником суше увеличивается от нескольких десятков метров на западе Шпицбергена до 300—400 м и более на северо-востоке Новой Земли и на Северной Земле. Под ледниками мощность мерзлых пород уменьшается в два—три раза и более.

В пределах Арктичестого шельфа Евразии под приповерхностным слоем воды в 15—20 м с сезонными колебаниями отрицательной температуры вплоть до дна простираются воды с постоянно низкой температурой (до −1,8...−1,9°С) Донные породы шельфа имеют различные криогенные состояния· в виде реликтовых многолетнемерзлых пород и новообразований, охлажденных ниже 0°С пород и пород сезонномерзлых, что связано с плейстоценовой и голоценовой историиеи развития шельфа. В глубоководной части Полярного бассейна (от 800—1000 м до 4—5 км) преобладают воды с отрицательнои температурой (−0,4 −0,9°С) Предполагается, что ниже поверхности дна распространены охлажденные породы до глубины 100 м и менее (Данилов и др., 1999) Промежуточныи слой на глубине от 150—300 до 800—1000 м за счет отепления глубоководным атлантическим течением, преимущественно положительнотемпературным, выше которого вплоть до поверхности температура воды отрицательная при нормальной солености

Криолитозона, охватывающая северо-восточную часть Восточной Европы и Северо-Восточную Азию, протягивается с запада на восток почти на 150° по долготе (от Балтийского моря до восточных окраин Чукотского полуострова) и с севера на юг от побережья Полярного бассейна до 40° с ш. Эта территория является самой большой частью континента, расположенной в арктических, субарктических и умеренных широтах, климат и природные условия которой на протяжении всего позднего кайнозоя вплоть до современности определялись расположением в высоких широтах и воздействием Северного Ледовитого океана.

Криолитозона Восточной Европы развита на равнинах Заполярья, протягивается от Шведско-Финской Лапландии и Кольского полуострова до Уральских гор. Преобладающее влияние Атлантики в умеренных широтах проявилось в Восточной Европе к югу от Полярного круга, где в настоящее время многолетнемерзлые породы почти полностью отсутствуют Талые породы имеют низкие положительные температуры преимущественно до +1, реже +2°С. Острова и массивы мерзлых пород, существующие к северу от Полярного круга, имеют высокие отрицательные температуры порядка −0,2 ..−2°С, при которых возможен переход талых пород в мерзлые и мерзлых в талые через увеличение глубины сезонного промерзания (протаивания) Мощность мерзлых массивов на Северо-Востоке России возрастает к северу от первых метров до 50—100 м и более, достигая глубины 500 м на участках двухслойного залегания плейстоценовой (заглубленной) и голоценовой (приповерхностной) криогенноитолщи.

Уральскии хребет, разделяющии Европу и Азию, до широты Полярного круга характеризуется сплошным развитием мерз-

лоты мощностью 500—900 м в верхнем ярусе рельефа и 200—400 м в среднем и нижнем ярусах На Полярном и Приполярном Урале сплошная мерзлота мощностью до 200—400 м развита на водораздельных участках хребта, а на склонах в основном островная мощностью до 100 м Для меридионально расположенного Уральского хребта характерна геокриологическая асимметрия склонов: на западном геотемпературные зоны расположены выше по рельефу на 100—200 м, чем соответствующие на восточном. Талики в глубоковрезанных долинах за Полярным кругом несквозные, южнее преимущественно сквозные, а к югу от 59° с.ш. Уральские горы сложены талыми породами.

Особенности развития криолитозоны к востоку от Уральского хребта связаны с ослаблением влияния Атлантики, уменьшением тепла солнечной радиации и осадков, увеличением континентальности климата, секториальным изменением рельефа структурно-геологических и орографических регионов от равнин Западной Сибири к Среднесибирскому плоскогорью и Верхояно-Чукотской горно-складчатой стране Геокриологические особенности этой части Евразии, входящей в территорию России, описаны в разд 18.3 и 18.4 и отражены на Геокриологической карте СССР масштаба 1:2 500 000 (см разд. 19.5).

В южной части Евразии, за пределами России, между 40 и 27° с.ш протягивается внутриматериковый горный пояс, характеризующийся развитием мерзлых пород горного, плоскогорного и межгорного типов. Существование горной мерзлоты в западной части этого пояса, в пределах Кавказского хребта, Малоазиатского, Армянского и Иранского нагорий и Алтае-Саянской горно-складчатой области на высотах 3500—4500 м связано с высотным понижением температур пород до −1 −3°С, а на высотах 4200—5500 м — до −3...−5°С и ниже. С таким уровнем теплообмена связано редкоостровное, островное и массивно-островное развитие горной мерзлоты мощностью 100—150 м и более при ее возрастании на крутосклонных вершинах гор.

Центральная Азия — самый крупный в мире регион горной мерзлоты, который охватывает такие нагорья и хребты, как Тибет, Восточный Памир, Внутренний Тянь-Шань, Памиро-Алай, Гиндукуш, Каракорум, Куньлунь и Гималаи. В перечисленных горных хребтах и массивах островная, массивно-островная, прерывистая и сплошная мерзлота развита почти на всех элементах рельефа, расположенных выше 2500—3000 м Более низкое, почти на 1000 м, распространение мерзлых пород в хребтах и нагорьях Центральной Азии по сравнению с Юго-Западной Азией обусловлено охлаждающим влиянием зимнего Сибирского антициклона и закрытостью территории высочайшими горными цепями от отепляющего влияния муссонов со стороны Индийского океана. Среднегодовые температуры пород и мощность криолито-

зоны горных регионов Центральной Азии изучены пока недостаточно, но могут быть охарактеризованы, по А.П Горбунову (1986, 1988), следующими данными:

1) Тянь-Шань: на высотах 3300—3800 м среднегодовые температуры пород составляют −0,4...−2,6°С, мощность мерзлой толщи 30—100 м; на высотах 3900—4100 м соответственно −5...−6,7°С и 100—300 м;

2) Восточный Памир: на высотах 3700—4800 м среднегодовые температуры пород −0,4...−4,4°С, мощность мерзлой толщи 25—385 м;

3) Наньшань: на высотах 3600—4800 м среднегодовые температуры −0,2...−2,3°С, мощность мерзлых пород 30—100 м;

4) Куньлунь, Тибет: на высотах 4600—5000 м среднегодовые температуры составляют −1,0...−3,4°С, мощность мерзлой толщи 40—130 м.

В горной системе Гималаев многие вершины достигают 7000 м, а ряд вершин превышает 8000 м (Джомолунгма, 8848 м), гребни хребтов имеют альпийский облик, на площади 33 тыс. км^2 развито мощное оледенение. Многолетнемерзлые породы приурочены к ландшафтам гляциально-нивального пояса гор выше 5000 м. О температурах пород криолитозоны можно судить по наблюдениям во льдах ледников и глетчеров. Например, в районе Эвереста (Джомолунгма) на высоте 5800 м на глубине 16 м она равна −6,0°С, а на высоте 6000 м составляла −7,7°С (Долгушин и др., 1989). В горных массивах Восточного Китая, на вулканических вершинах Корейского полуострова и Японских островов выше 1700—2000 м развиты мерзлые породы мощностью 50—100 м.

В западном секторе Северного полушария Земли криолитозона наиболее распространена в северной части Северо-Американского континента: на островах Канадского Арктического архипелага, на Аляске, на севере континентальной Канады и на о. Гренландия. Все эти территории расположены в высоких широтах, между арктическим Северным Ледовитым, умеренными Тихим и Атлантическим океанами с субполярным циклоническим круговоротом водных и воздушных масс.

Канадский Арктический архипелаг (см. рис. 18.1) расположен на материковой отмели Северного Ледовитого океана. Рельеф островов изменяется от платообразного с высотами 200—600 м в западной части до высокогорного (2000—3000 м) в северо-восточной. Современное оледенение развито на восточных и северо-восточных островах, мощность льда достигает 300 м и более.

Многолетнемерзлые породы на всех островах архипелага имеют сплошное распространение. Самые низкие температуры пород характерны для северо-западной части архипелага с континентальным климатом и на низких элементах рельефа дости-

гают −17...−19,8°С (о. Брок); в юго-восточной группе островов температуры −7...−12°С. Мощность мерзлых толщ, вскрытая скважинами, составляет 400—600 м, достигая на о. Мелвилл 660—726 м; на мелких островах она не превышает 250—325 м.

Криолитозона материковой части Северной Америки охватывает Аляску и северную часть Канады, занимая территорию к северу от 50° с.ш.

Аляска, расположенная на крайнем северо-западе материка, омывается водами Северного Ледовитого и Тихого океанов. Около 3/4 ее площади занято мерзлотой, наиболее суровой на Арктической береговой равнине и в хр. Брукса. Арктическая береговая равнина, высотой до 30 м над уровнем моря Бофорта, сложенная синкриогенными плейстоцен-голоценовыми пролювиально-аллювиальными отложениями с повторно-жильными льдами и термокарстовыми озерами, является аналогом ледового комплекса, слагающего плейстоценовую равнину Арктических приморских низменностей Северо-Востока России.

Многолетнемерзлые породы в пределах Береговой равнины имеют сплошное распространение, их среднегодовые температуры изменяются от −5,5 на мысе Хоп в Чукотском море до −9,9°С на мысе Барроу в море Бофорта. Мощность мерзлой толщи изменяется от 260—300 м в предгорьях хр. Брукса до 600 м в Прудо-Бей на берегу моря Бофорта.

Для горного хр. Брукса, расположенного субширотно и отделяющего Арктическую береговую равнину от внутренней части полуострова, характерно преимущественно сплошное развитие многолетнемерзлых пород с каровыми ледниками на высотах 1500—2500 м и наличие по разломам положительно-температурных источников минеральных вод в днищах глубоковрезанных долин рек. В хр. Брукса четко проявляется ландшафтно-климатическая и геокриологическая поясность, в соответствии с которой среднегодовые температуры пород от −1...−5°С в подножии хребта понижаются до −7...−19°С и ниже в верхнем ярусе рельефа (2816 м), мощность мерзлых толщ в этом же направлении возрастает от 350 м до 700—900 м на вершинах гор альпийского облика.

Внутренняя часть Аляски от п-ва Сьюард на западе до границы с Канадой на востоке характеризуется сглаженным рельефом в виде невысоких (500—1500 м) субширотно расположенных хребтов и распластанных между ними долин рек Юкон, Танана, Кускоквим и др. Такое чередование хребтов и долин способствует высотно-зональному изменению мерзлотных условий от южных подножий хр. Брукса на севере до Аляскинского хребта на юге полуострова. В связи с широтным поступлением к поверхности тепла солнечной радиации на сходных высотах сглаженных хребтов это изменение выражается в повышении с севера на юг сред-

негодовых температур пород от −3...−5° до 0...−2°С. В этом же направлении уменьшается мощность мерзлых пород от одной—двух сотен до нескольких десятков метров. В долинах рек между хребтами распространение мерзлых пород (в зависимости от степение оторфованности, заболоченности и наличия эоловых накоплений) изменяется от прерывистого в долине Юкона до островного в долине Кускоквим при изменении мощности от одной—двух сотен до первых десятков метров. Массивы сильнольдистых позднеплейстоценовых отложений с ледяными жилами в этой части Аляски слагают Юкон-Коюкукскую меридионально вытянутую межгорную впадину, характеризующуюся также широким развитием термокарстовых форм.

Природные и мерзлотные условия Аляскинского хребта на южной оконечности полуострова с преобладающими водораздельными высотами 2500—3500 м и вулканическими вершинами 400—600 м (гора Мак-Кинли, 6137 м) характеризуются наличием островов многолетнемерзлых пород на высотах 1000—1200 м на южном макросклоне хребта и 500—1000 м на северном. Более высокие горные вершины альпийского облика покрыты мощными ледниками. Горно-долинные, привершинные и каровые ледники спускаются до границы леса (1500—2000 м).

Материковая часть Канады с плоскогорно-равнинным рельефом и широтно-зональным изменением климата и мерзлоты расположена на тех же широтах, что и Аляска. Более суровые мерзлотные условия здесь по сравнению с Аляской связаны с влиянием Полярного бассейна, холодного Лабрадорского течения и глубоко впадающего в сушу арктического Гудзонова залива. Орографическая плавность рельефа, сглаженного висконсинским ледником, стаявшим лишь в раннем голоцене, и последующее позднеголоценовое промерзание кристаллических пород Канадского щита способствовали широтно-зональному формированию материковой криолитозоны Канады с существенным ее опусканием к южной оконечности Гудзонова залива до широты 53°. Среднегодовые температуры мерзлых пород в зоне их сплошного распространения изменяются от −5...−10°С на севере, в арктической зоне, до −1,5...−2,5°С на южном побережье Гудзонова залива. Мощность мерзлой толщи по северному краю континентальной Канады, на не покрывавшейся ледником территории (о. Ричардс, п-ов Туктояктук) достигает 500—700 м и более. На вышедшем из-под ледника плоскогорье вокруг Гудзонова залива она составляет 200—250 м, к южной границе мерзлоты и в долине р. Маккензи — уменьшается до первых десятков метров.

Полуостров Лабрадор, занимающий крайнее северо-восточное положение на материке между холодными Гудзоновым заливом и морем Лабрадор, к северу от 60° с.ш. характеризуется развитием

многолетнемерзлых пород сплошного и прерывистого распространения. Среднегодовые температуры пород редко превышают −1...−3°С при мощности 50—100 м. Южнее 60° параллели сплошность криолитозоны существенно уменьшается, а маломощные мерзлые породы к 55° с.ш. сохраняются лишь в оторфованных грунтах зарастающих болот.

В хребтах и массивах Кордильер, Аппалачей и на вулканах Мексики, расположенных в субтропической климатической зоне, криолитозона является высокогорной. Самый южный массив мерзлых пород в Скалистых горах располагается под 34°50′ с.ш. на абсолютной высоте 3475 м; под 40° с.ш. мерзлота опускается до высоты 2900 м, под 50° с.ш. — до 2000 м, под 60° с.ш. — до 1000 м (Pewe, 1983). Мощность мерзлых пород с севера на юг уменьшается от нескольких сотен до нескольких десятков метров.

Гренландия, покрытая ледниковым щитом мощностью 3400 м и более, расположена на востоке материковой Северо-Американской платформы между 50 и 83° с.ш. Ледниковая толща в 1966 г. пробурена до коренного ложа на глубине 1371 м на американской ст. Кемп-Сенчери. В ледниковом щите до самого ложа зафиксированы температуры ниже −10°, а в самом ложе −13°С. Такая же температура ложа измерена в скважине на ст. Саммит, расположенной в центральной части Гренландии на абсолютной высоте 3246 м. При этом до глубины 1500 м здесь наблюдается безградиентная зона с температурой льда −31...−32°С (Johnsenet et al., 1995), в то время как в Кемп-Сенчери такая зона до глубины 800 м имеет температуру −23 ..−24,7°С. Температурный градиент в ледниковой толще составляет в среднем 0,74°С/100 м, а в северной части острова — 0,77°С/100 м (Fristrup, 1964). В середине XX в. П.А.Шумский (1965) свидетельствовал о стационарности ледникового щита Гренландии.

В Южном полушарии криолитозона развита ограниченно и существует на высоких горных вершинах вулканов Африки, достигающих высот 5200—5900 м на широте экватора, и Океании с вершинами высотой около 4100 м на широте 20° и 3700 м на широте 40° к югу от экватора.

В Южной Америке мерзлые породы распространены в Андийской горной цепи, которая протягивается вдоль Тихоокеанского побережья по западному краю материка. Многие вершины вулканов превышают 6000 м, а гора Аконкагуа достигает 6962 м. Мощность мерзлоты на них может достигать десятков и сотен метров. Крупное современное оледенение мощностью 150—200 м существует в умеренном климатическом поясе в Патагонской Кордильере, где снеговая линия располагается на высотах 600—2500 м (Долгушин и др., 1989). На горных вершинах, не покрытых льдом, наблюдается высотная геокриологическая поясность. При этом на сходных высотах вершин встречаемость мерзлых пород увеличивается от экватора к южной оконечности материка.

На Африканском континенте, в экваториальной и тропической ландшафтно-климатических зонах, многолетнемерзлые породы мощностью от первых метров до десятков, реже сотен метров, развиты на высочайших (более 4500—4700 м) вулканических вершинах (Килиманджаро, Кения, Рувензори) и в Атласских горах.

На Австралийском континенте, расположенном в пределах южно-тропической ландшафтно-климатической зоны, многолетнемерзлые породы практически отсутствуют. Лишь в пределах Большого Водораздельного хребта на горе Косцюшко (6200 м) на плоских вересковых заболоченных участках возможно развитие перелетков и даже островов маломощной мерзлоты.

Антарктида — единственный вокругполюсный материк на Земле, 99% территории которого покрыто ледниковым щитом со средней мощностью льда 1700 м в Западной и 2560 м в Восточной Антарктиде при максимальной толщине льда 4776 м.

Общий объем льда ледников составляет 90% объема всех ледников и почти 70% объема пресных вод на Земле (Мягков, 1989). Начало оледенения относят к 40—50 млн л.н. С этим периодом связано и возникновение мерзлоты в горных породах. Распространение мерзлых пород на свободных от льда участках сплошное, среднегодовая температура пород ниже −10°С, мощность криолитозоны — сотни, на отдельных участках — тысячи метров (Втюрин, 1998). В Западной Антарктиде (американская ст. Бэрд) скважина достигла ледникового ложа на глубине 2164 м, где температура пород равна −1,6°С. После достижения этой глубины в скважине появилась напорная пресная вода, которая связывается с таянием ледникового льда. Бурение скважины на ст. Восток при достижении глубины более 3600 м было приостановлено, так как данные сейсморазведки показали, что под ледником расположено подледное озеро длиной 230 км, шириной 50 км, глубиной до 500 м. Предполагается, что ниже озерной воды возможно залегание озерных осадков мощностью до 200 м. Озеро перекрыто ледниковым покровом толщиной 3700—4200 м (Котляков, 1997).

18.3. Распространение и среднегодовые температуры сезонно- и многолетнемерзлых пород на территории России

Огромная протяженность территории России с запада на восток и с севера на юг, сплошность орографического, геологического, тектонического, гидрогеологического строения, ландшафтной и климатической обстановок и их изменение в позднем кайнозое обусловливают большую изменчивость и разнообразие геокриологических условий различных ее частей.

Распространение криолитозоны на территории России связано с двумя основными причинами:

1) историей криогенного развития верхних горизонтов земной коры в неоген-четвертичное время, в течение которого сформировалась современная геокриологическая обстановка;
2) современными условиями теплообмена на поверхности и в толще горных пород. Об уровне теплообмена для каждого климатического ритма, в том числе и для короткопериодных колебаний (см. разд. 17.4), позволяет судить среднегодовая температура пород за этот период.

Современные условия теплообмена, в которых формируются среднегодовые температуры пород, определяются следующими ведущими факторами и условиями:

1) широтной зональностью поступления солнечной радиации, определяющей радиационный баланс на поверхности Земли,
2) влиянием Атлантического, Ледовитого и Тихого океанов на циркуляцию атмосферы, формирующей секториальность типов климата;
3) удаленностью территории от морских акваторий и ее расположением внутри материка, обусловливающими континентальность климата, т.е. амплитуду годовых колебаний температуры воздуха и на поверхности Земли;
4) орографическими условиями, с которыми связано нормальное распределение высотной поясности теплообмена в средне- и высокогорных районах и инверсионное — на плоскогорных;
5) геолого-тектоническими условиями, с которыми связаны состав, строение и свойства пород, величина теплового потока из недр и градиент изменения температур в мерзлой толще;
6) гидрогеологическими условиями, существующими в результате взаимодействия мерзлых пород и подземных вод в позднем кайнозое;
7) ландшафтно-климатическими условиями на поверхности (климат, растительность, заболоченность, заторфованность, микрорельеф и др.).

Сочетание влияния перечисленных факторов и условий способствует созданию большого разнообразия в распространении и взаимном размещении многолетнемерзлых и талых пород и в формировании их температурного режима. Распространение многолетнемерзлых пород, их соотношение по площади с талыми породами, а также пространственное изменение среднегодовых температур пород показывают их тесную связь с ландшафтно-климатической зональностью Поэтому рассматривать геокриологическую обстановку больших территорий необходимо по природным и связанным с ними геокриологическим зонам. Внутри каж-

дой зоны закономерности распространения мерзлых пород и формирования температурного режима сходны, но отличаются от соседних зон. Такой зональный подход позволяет рассматривать основные региональные геокриологические закономерности и сравнивать их между собой на всей территории криолитозоны.

Изменение среднегодовых температур пород с юга на север и с запада на восток, а в горах с ростом высоты рельефа наглядно прослеживается по Геокриологической карте СССР (России и сопредельных государств), на которой среднегодовые температуры пород показаны в виде геотемпературных зон (каждая своим цветом) через 1—2°С на равнинах и плоскогорьях и 3—5°С в горном рельефе. На карте (рис. 18.2) видно, что секториальность климата и континентальность теплообмена на поверхности земли проявляется в существенном отклонении к юго-востоку идентичных геотемпературных зон: в Западной Сибири по сравнению с европейской частью России на 2—3° с.ш., а на Приленском плато и в Южной Якутии — на 6—8° с.ш. В настоящее время зональность распространения многолетнемерзлых пород и изменения их температурного режима проявляются на территории России в повышении суровости геокриологических условий с юга на север и северо-восток, а в горных районах — с ростом высоты рельефа. На фоне этой закономерности локально проявляется азональность условий теплообмена, по меридионально расположенным долинам крупных рек, таких как Обь, Енисей, Лена, Яна, Колыма и других, по крупным озерам, не промерзающим до дна, массивам песков эолового, флювиогляциального, аллювиального и другого генезиса.

В целом по территории России среднегодовые температуры пород изменяются в широком диапазоне значений: от +21°С в талых породах субтропической зоны до −15°С и ниже — в мерзлых породах арктической зоны и в высокогорье. По преобладанию мерзлых пород в пределах каждой ландшафтно-климатической зоны вся территория России делится на две макрозоны: многолетнюю и сезонную криолитозоны. Условная линия, разделяющая эти области, проводится на обзорных и мелкомасштабных картах по южным островам многолетнемерзлых пород и называется *южной границей распространения криолитозоны.* К югу от этой границы мерзлые породы в существующих природных условиях отсутствуют, к северу от южной границы (а в горах выше ее по рельефу) площади островов мерзлоты и их количество возрастают. При этом положительные среднегодовые температуры пород понижаются и переходят в область отрицательных значений. В связи с широтной зональностью прихода солнечной радиации и влиянием теплой Атлантики граница распространения многолетнемерзлых пород

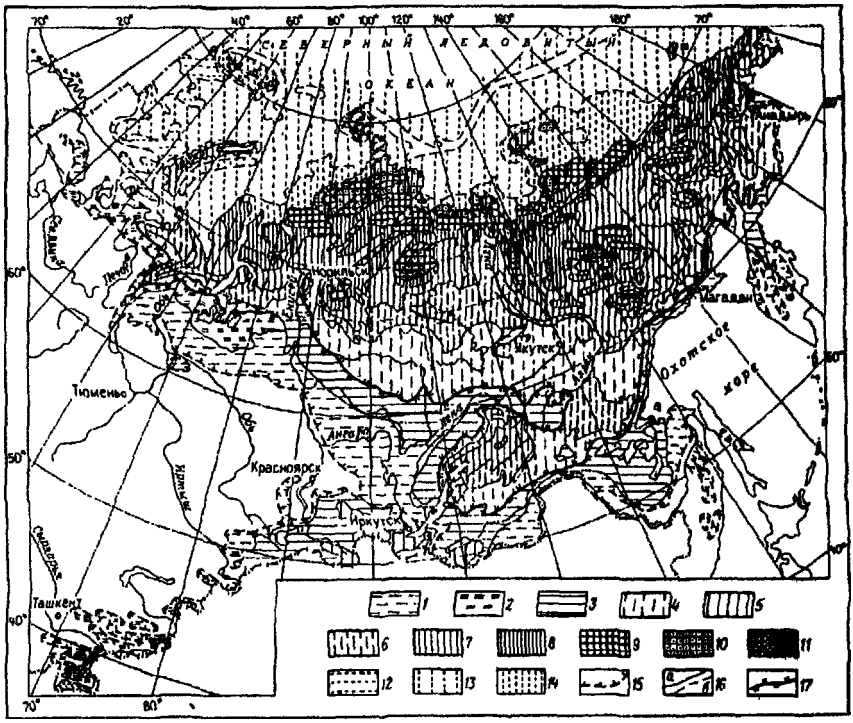


Рис. 18.2. Карта распространения среднегодовых температур пород (в °С) на территории России (*по К.А.Кондратьевой, 1990*).

Субаэральная и субгляциальная криолитозона. Распространение мерзлых пород в Южной геокриологической зоне: *1* — редкоостровное (+2...−0,5); *2* — островное и массивноостровное (+2...−2); *3* — прерывистое (+0,5...−2). Северная геокриологическая зона со сплошным распространением мерзлых пород: *4* — −0,5...−3; *5* — −0,5...−5; *6* — −2...−5; *7* — −1...−9; *8* — −7...−9; *9* — −9...−11; *10* — −11...−13; *11* — −1...−13.

Субмаринная криолитозона: *12* — островное и прерывистое распространение пород с криопэгами (+0,5...−2); *13—14* — сплошное распространение мерзлых пород с криопэгами (*13* — −0,5...−2; *14* — −1...−3). *Границы*: *15* — южная граница распространения мерзлых пород; *16* — геотемпературных зон — субаэральных (*а*) и субмаринных (*б*); *17* — Северной и Южной геокриологических зон

имеет общее направление с северо-запада (Кольский п-ов) на юго-восток (до Енисея), а в районе Красноярска поворачивает на юго-запад и запад, проходя по северным предгорьям горных систем юга России.

Соотношение талых и мерзлых пород по площади и их пространственное изменение определяются условиями формирования положительных и отрицательных среднегодовых температур пород. Самые южные острова мерзлых пород размером от нескольких десятков до нескольких сотен квадратных метров по площади характеризуются среднегодовыми температурами, близкими к 0°С,

и периодически возникают вблизи южной границы криолитозоны. В этой зоне среднегодовые температуры талых пород характеризуются довольно низкими (от +2 до 0°С) положительными значениями. В ненарушенных условиях этой зоны мерзлота может образоваться только в периоды похолоданий на участках торфяников или суглинистых отложений, оголенных от снежного покрова или сильно затененных от солнца. На участках техногенного преобразования (отвалы пород, карьеры и др.) многолетнее промерзание может развиваться даже при отсутствии похолодания. По особенностям распространения мерзлых пород, среднегодовым температурам и мощности вся криогенная область подразделяется на «Южную» и «Северную» геокриологические зоны.

Южная геокриологическая зона характеризуется прерывистостью многолетнемерзлых пород по площади, сплошность которых возрастает от южной границы криолитозоны к северу и северо-востоку (табл. 18.1).

В Южной геокриологической зоне динамичность существования мерзлых и талых пород, особенно вблизи ее южной границы, связана с тем, что колебания среднегодовых температур пород от года к году на одном и том же участке могут достигать 0,5—1°С, а в годы с экстремальными погодными условиями превышать эти величины. Такие изменения могут приводить к новообразованию приповерхностных мерзлых слоев в почвах или к разобщению мерзлой толщи с сезонномерзлым слоем. Материалы исследований и расчеты показывают, что такие процессы чаще всего происходят в грунтах со среднегодовыми температурами от +2 до −2°С. Многолетнемерзлые породы в Южной зоне, развитые под слоем летнего оттаивания, имеют преимущественно позднеголоценовый криогенный возраст, а заглубленные от дневной поверхности на несколько метров или десятков метров — раннеголоценовый или позднеплейстоценовый. В районах интенсивного преобразования природных условий новообразование мерзлоты происходит не только в оторфованных отложениях, но и на любых участках, полностью лишенных снежного покрова. Вдоль южной границы распространения мерзлоты кроме мерзлых островов и массивов на всех элементах рельефа широко развиты талые породы — радиационно-тепловые талики, существующие при условии, что летние теплообороты в почве превышают зимние.

Наименьшие площади мерзлых пород характерны для зоны их *редкоостровного и островного распространения.* Преобладающие среднегодовые температуры талых и мерзлых пород в этой зоне изменяются от +2 до −0,5°С. В условиях этой зоны острова многолетнемерзлых пород существуют только при благоприятном сочетании мерзлотообразующих факторов, таких как затенение поверхности, полная или частичная оголенность ее от снега, затор-

Таблица 18.1

Распространение многолетне- и сезонномерзлых (талых и немерзлых) пород на территории России

Область (по наличию и отсутствию мерзлых пород)	Зона по ландшафтно-климатической зональности теплообмена на поверхности	Подзона			Тип сезонного оттаивания многолетнемерзлых и сезонного промерзания талых пород (по устойчивости процесса)
		по особенностям распространения многолетнемерзлых, талых и немерзлых пород	по площади, занимаемой многолетнемерзлыми породами в пределах зоны, %	по среднегодовой температуре пород, °С	
Многолетняя криолитозона (многолетнемерзлые горные породы)	Северная геокриологическая	Сплошная (северная часть зоны)	Более 95	Ниже –10 –5 –10 –3 –5	Арктический и полярный Устойчивый Длительноустойчивый
		Преимущественно сплошная (южная часть зоны)	90—95	–0,5 –3	Переходный, полупереходный и длительноустойчивый
	Южная геокриологическая	Прерывистая Массивно-островная Островная и редкоостровная	75—90 25—75 Менее 25	+0,5 –2 +1 –1 +2 –0,5	Переходный и полупереходный
Сезонная криолитозона (сезонномерзлые горные породы и почвы)	Северная сезонномерзлая	Сплошная талых и немерзлых пород	Доли процента	+0,5 +2	То же
	Центральная сезонномерзлая	То же	— — —	+2 +5 +5 +10 +10 +15	Длительноустойчивый Устойчивый Южный
	Южная сезонно- и кратковременномерзлая	Сплошная немерзлых пород	—	Выше +15	Субтропический

фованность отложений, широкое развитие суглинистых поверхностных водоупоров и т.п. Так, в равнинных частях этой зоны первые острова мерзлоты связаны с торфяными буграми пучения, с оторфованными суглинистыми породами в затененных и замшелых днищах долин ручьев и распадков, поросших густым хвойным лесом, с крупнообломочными отложениями на затененных склонах и т.д. На плоских водоразделах мерзлота может быть приурочена к верховым болотам. В предгорьях и гольцовых районах первые участки мерзлоты занимают еще низкое гипсометрическое положение и появляются на затененных замшелых нижних частях склонов с чехлом суглинисто-щебнистых образований. Отдельные острова мерзлоты могут быть приурочены и к подножиям уступов, занятых снежниками.

В целом многолетнемерзлые породы в этой зоне характеризуются высокими отрицательными среднегодовыми температурами, которые редко выходят за пределы −1°С при наиболее распространенной $t_{ср}$ от 0 до −0,5°С. Талые породы преобладают на всех элементах рельефа, особенно на водоразделах и террасах рек. На участках, особо благоприятных для инфильтрации летних осадков, снегонакопления, солнечной инсоляции и других, среднегодовые температуры могут быть значительно выше и достигать +2...+3°С.

В зоне массивно-островного распространения мерзлые породы характеризуются увеличением числа и размеров островов и массивов, а талые — уменьшением площадей сквозных радиационно-тепловых таликов. Эта зона занимает более северное положение на равнинах и плоскогорьях, чем предыдущая, и более высокое — по рельефу в горных районах. Для нее характерны более низкие среднегодовые температуры как мерзлых, так и талых пород, преобладающий диапазон значений которых составляет +1...−1°С При этом на сухих склонах южных экспозиций $t_{ср}$ пород еще могут достигать значений +2°С (но не более, чем на 25% площади зоны), а на оторфованных северных — до −2°С. Широкое развитие мерзлые породы имеют на заболоченных пространствах с плоскобугристыми торфяниками в лесотундровой зоне европейской части России.

На Северном и Приполярном Урале мелкие острова многолетнемерзлых пород по мере увеличения высоты рельефа и крутизны склонов переходят в более крупые мерзлые массивы. С севера на юг их гипсометрическое положение повышается от 200 до 1000 м. На западных более влажных и снежных склонах мерзлые массивы на Приполярном Урале располагаются на 100 м гипсометрически выше, а на Северном Урале на 500 м выше, чем на соответственных восточных склонах. На Среднем Урале массивы таких многолетнемерзлых пород слагают лишь гольцовые вершины гор выше 1000 м.

В пределах Западно-Сибирской равнины многолетнемерзлые породы островного и массивно-островного распространения развиты в виде крупных и мелких массивов эпикриогенных голоценовых торфяников, которые характеризуются температурами −1...−2°С и ниже. Распространение таких мерзлых массивов приурочено к широтно расположенной зоне, в которой талые породы также имеют вид островов и массивов, между мерзлыми, а сама зона к северу протягивается почти до широты Полярного круга (см. рис. 18.2). Восточнее Енисея массивно-островное распространение мерзлых пород характерно для долин рек и сниженных ступеней Тунгусского плато, занятых светлохвойной южной тайгой, и для Предбайкальской равнины с чередованием древних опесчаненных валов и заболоченных низин между ними. Восточнее Байкала такая мерзлота развита на остепненном Уда-Селенгинском плоскогорье, а также на заторфованной и заболоченной Амуро-Зейской равнине с разреженными хвойно-таежными лесами.

Четкая и резкая граница между первыми двумя геотемпературными зонами на равнинах часто отсутствует, поэтому и геокриологические особенности зон выявляются лишь при крупномасштабных исследованиях. В горных районах в связи с резкой сменой орографических и ландшафтно-климатических условий по высотным поясам происходит более резкое увеличение площади мерзлых пород и понижение их среднегодовых температур с градиентом 0,4—0,6°С на 100 м роста высоты рельефа.

Талые породы в пределах этой зоны, занимающие от 50 до 25% площади, относятся к радиационно-тепловым и гидрогенным таликам, $t_{ср}$ которых довольно низки (до +1, реже +2°С). При нарушении естественных природных условий они будут термодинамически неустойчивыми и на отдельных участках могут переходить в мерзлое состояние.

Зона прерывистого распространения многолетнемерзлых пород является наиболее суровой в Южной геокриологической зоне. Среднегодовые температуры мерзлых пород в ней изменяются от 0 до −2°С, а на 25% территории имеют более низкие значения. Талые породы развиты только в благоприятных для этого условиях в виде островов и редких массивов, количество которых по площади уменьшается с юга на север от 20 до 5%. Они представлены сквозными таликами радиационно-теплового и водно-теплового генезиса с температурами до +1, реже +2°С и ограниченно существуют на участках песчаных пойм и террас.

Широкое развитие мерзлые породы этой зоны имеют уже на севере лесотундры в европейской части России. В Западной Сибири они представлены крупными массивами, сложенными суглинками и торфами. К востоку от Енисея, на междуречье Нижней и Подкаменной Тунгуски, мерзлые породы этой зоны распростра-

нены к югу до 60° с.ш., а также занимают низкие плато и плоскогорья западной части Южной Якутии и Алдано-Тимптонского междуречья. Соотношение мерзлых и талых пород в кембрийских карбонатных отложениях и юрских песчаниках зависит от отепляющего влияния летних осадков по карстовым полостям, а в кристаллических породах — по водопроницаемым трещиноватым зонам. Повышение среднегодовых температур за счет тепла инфильтрующихся осадков может составлять 2—3°С. В результате этого на водораздельных поверхностях плато и плоскогорий, сложенных трещиноватыми породами, существуют талые массивы и линейные зоны среди окружающих высокотемпературных (от 0 до −2°С) мерзлых пород. Как правило, на талых участках с сухим супесчано-дресвяным и щебнисто-дресвяным рыхлым покровом произрастают сосново-лиственничные леса, являющиеся индикаторами на отсутствие мерзлоты или на глубокое сезонное оттаивание пород.

В районах развития рыхлых четвертичных отложений сквозные и несквозные талики существуют под реками и озерами, в песчаных массивах эолового, аллювиального и флювиогляциального генезиса и на сильно обводненных низинных болотах. Особенностью этой геотемпературной зоны на Среднесибирском плоскогорье является ее существенное сужение с юга на север по сравнению с первыми двумя зонами. Оно связывается с изменением рельефа поверхности с полого-волнистого слаборасчлененного на возвышенный с отпрепарированными интрузиями диабазов и резко расчлененный глубоковрезанными долинами. Эти же особенности, по-видимому, обусловили и границу широкого оттаивания с поверхности многолетнемерзлых пород в климатическом оптимуме голоцена. В настоящее время совместное влияние этих факторов обусловило резкий в широтном направлении переход от прерывистого к сплошному распространению мерзлых пород и к резкому сокращению таликов разного генезиса.

В области сплошного распространения многолетнемерзлых пород в **Северной геокриологической зоне** нарушение их сплошности по площади связано лишь со сквозными, очень локализованными по территории таликами под руслами крупных рек, глубокими озерами и по зонам разгрузки подземных вод. Талики радиационно-теплового генезиса распространены в особо благоприятных для этого условиях и являются преимущественно несквозными, чаще встречаются в южной подзоне северной геокриологической зоны, на участках с температурами до −2°, реже до −3°С. Как правило, они приурочены к массивам слабых юрских песчаников, а также аллювиальных и эоловых песков.

В целом многолетнемерзлые породы Северной геокриологической зоны характеризуются большим диапазоном среднегодовых температур пород от 0 до −15°С и ниже, которые закономерно

понижаются от южной окраины зоны к северу и северо-востоку в соответствии с ландшафтно-климатической зональностью и высотной поясностью рельефа. На равнинах интенсивность понижения среднегодовых температур пород связана с ландшафтными и литолого-влажностными особенностями участков, в плоскогорных районах с континентальным климатом — с развитием инверсий температур в глубоких впадинах и долинах, характеризующихся затрудненными условиями воздухообмена по сравнению с окружающими междуречьями.

На юге Северной геокриологической зоны среднегодовые температуры пород в настоящее время характеризуются высокими (преимущественно от −1 до −3°С) отрицательными значениями. В Западной Сибири такие температуры мерзлых пород наблюдаются на широте Полярного круга. По долинам крупных рек они развиты и севернее, в соответствии с распространением лесотундровых ландшафтов. По правобережью Енисея, в Забайкалье и Южной Якутии, на юге Дальнего Востока (см. рис. 18.2) высокотемпературные мерзлые породы сплошного распространения развиты очень широко. Их существование обусловлено отепляющим влиянием снежного покрова и летних осадков, благоприятным радиационным режимом, дренированностью территории и сравнительно небольшой льдистостью отложений, неоднократно оттаивавших с поверхности и вновь промерзавших в голоцене.

Севернее этой зоны среднегодовые температуры многолетнемерзлых пород на огромных пространствах Среднесибирского плоскогорья понижаются от −2 до −7°С (на широте Анабарского массива). Более низкие температуры пород формируются на северных равнинах Западной Сибири (−5...−9°С), Средней Сибири (−9...−13°С), Восточной Сибири (−9...−15°С) и на побережьях арктических островов (−5...−15°С).

В Северной геокриологической зоне более высокие по сравнению с зональными значениями среднегодовые температуры пород во всех геотемпературных зонах формируются в аллювиальных отложениях долин рек. В горных странах юга Сибири, Средней Азии и Кавказа вследствие их расположения в южных широтах с большим приходом к поверхности солнечной радиации многолетнемерзлые породы сплошного распространения развиты на больших высотах: в Горном Алтае с 2700 м, в Джунгарском Алатау с 3000—3500 м, в Тянь-Шане и Памире с 3500—4500 м, на Кавказе с 3000—3500 м. По мере повышения отметок рельефа среднегодовые температуры пород в горных массивах понижаются от долин к водоразделам, достигая на высоких вершинах −17°С и ниже. На склонах гор, покрытых курумами и крупноглыбовыми развалами с гольцовым льдом, наиболее низкие температуры формируются на крутых северных склонах. Понижение среднего-

довых температур пород на сходных абсолютных высотах увеличивается с ростом расчлененности рельефа и увеличением его крутизны из-за объемного охлаждения крутосклонных форм и увеличения дренированности массивов горных пород Существенное влияние на распространение мерзлых пород и их температуры вносят ледники. Так, температуры пород под ледниками на участках фирновых толщ повышаются до образования гляциальных таликов и понижаются на участках монолитных ледяных толщ до среднегодовых температур воздуха.

18.4. Строение и мощность криолитозоны на территории России

Криолитозона — это приповерхностная часть земной коры, в которой породы имеют отрицательную температуру независимо от наличия и фазового состава в ней воды. Строение криолитозоны, ее мощность и распространение отражают суммарный результат всей истории формирования и динамики многолетнего промерзания пород с конца неогена до наших дней. В пределах территории России мощность криолитозоны чрезвычайно разнообразна и изменяется от первых метров до 1500 м и более и различается сплошным и несплошным (прерывистым) распространением по площади и по разрезу.

Сплошность распространения криолитозоны по площади (или ее прерывистость) определяется условиями формирования температурного режима пород в слое годовых колебаний температур, распространением сквозных таликов, мощностью и строением по разрезу. В соответствии с этими признаками она подразделяется на Северную и Южную геокриологические зоны соответственно сплошного и несплошного (от редкоостровного до прерывистого) распространения многолетнемерзлых пород. Прерывистость распространения криолитозоны по площади связана с развитием сквозных и несквозных таликов различных генетических типов (см. гл. 13).

Распространение криолитозоны по разрезу определяется геологическим строением, тектонической структурой, теплопотоком из недр и взаимодействием многолетнемерзлых пород с подземными водами, а также весьма существенно историей геокриологического развития в позднем кайнозое. В результате этого в различных геолого-структурных, гидрогеологических, орографических и ландшафтно-климатических условиях к настоящему времени сформировались как непрерывно мерзлые на всю мощность, так и двухслойные по разрезу толщи мерзлых пород, разобщенные слоем талых пород. По геологическому строению криолитозона может быть представлена рыхлыми отложениями кайнозойского

и в основном четвертичного возраста и геологическими формациями докайнозойского возраста.

По типу криогенеза в строении криолитозоны принимают участие синкриогенные и эпикриогенные породы; по льдистости слабо- средне- и сильнольдистые. По криогенному возрасту (начало многолетнего промерзания) породы разреза криолитозоны могут характеризоваться как плиоцен-эоплейстоценовые (нерасчлененные), нижне-, средне- и позднеплейстоценовые, ранне- и позднеголоценовые и современные.

В криогенном строении криолитозоны по разрезу могут принимать участие следующие ярусы пород, различающиеся наличием и содержанием в них льда, соленых вод, рассолов и газов: 1) мерзлые, содержащие лед, и морозные, не содержащие льда; 2) охлажденные ниже 0°С, содержащие соленые подземные воды и рассолы (криопэги) и гидраты газов; 3) реликтовые (плейстоценовые) многолетнемерзлые, залегающие на некоторой глубине от поверхности и перекрытые с поверхности талыми или талыми и многолетнемерзлыми (позднеголоценовыми), а также современными по времени промерзания породами

Толщи пород с отрицательной температурой, содержащие лед, соленые воды и рассолы, по С М Фотиеву, называют криогенными толщами. Наиболее общие черты изменения мощности криолитозоны зависят главным образом от существующей геокриологической широтной зональности (в горах — и высотной поясности) и от особенностей развития криолитозоны в позднем кайнозое.

Время начала формирования многолетней криолитозоны оценивается от многих сотен тысяч лет (порядка 2 млн лет и более) до нескольких лет (см. гл. 17). Начало ее формирования на севере Евразии связывается с поздним плиоценом—ранним плейстоценом. Многолетняя криолитозона по условиям залегания и формирования в верхней части земной коры подразделяется на субаэральную область криолитозоны континентов, субмаринную область криолитозоны под акваторией Полярного бассейна и прилегающих морей и субгляциальную область криолитозоны под ледниками. Мощность криолитозоны и типы ее криогенного строения в пределах территории России показаны на рис. 18.3.

Субаэральная криолитозона занимает всю сушу территории России и по площадному распространению, мощности, криогенному строению и криогенному возрасту различна в Южной и Северной геокриологических зонах. В Южной зоне криогенная толща может быть развита с поверхности и в этом случае представлена только одним ярусом — многолетнемерзлыми породами мощностью до 100—150 м. В случае заглубленного положения мерзлой толщи она является многолетнемерзлой реликтовой и может быть перекрыта либо талыми породами, либо талыми и мерзлыми и

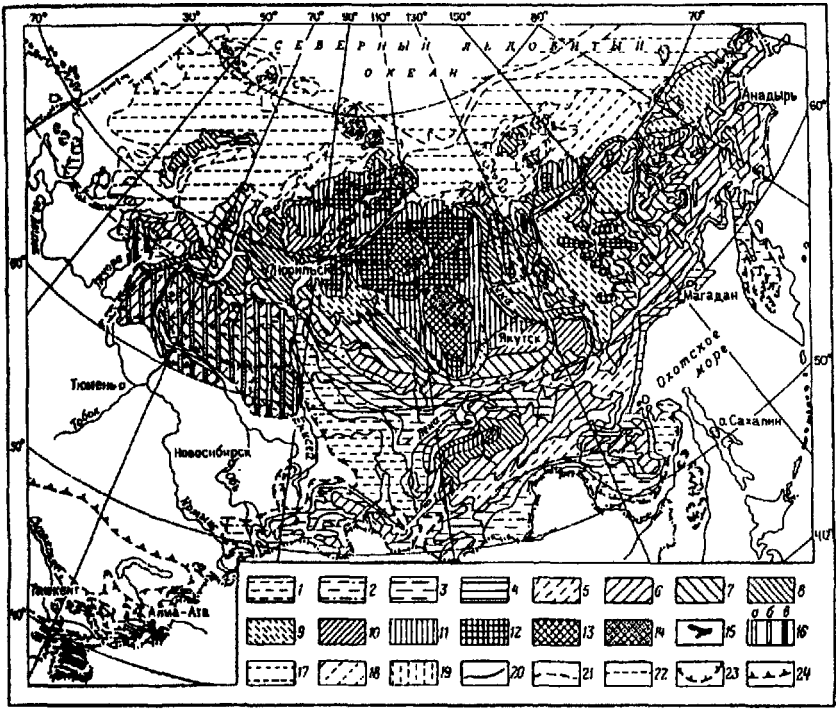


Рис. 18.3. Карта мощности криолитозоны России (*по К.А.Кондратьевой, 1990*).

Южная субаэральная и субгляциальная геокриологические зоны: *1* — 0—15 м; *2* — 0—25 м; *3* — 0—50 м; *4* — 0—100 м *Северная субаэральная и субгляциальная геокриологические зоны*: *5* — 100—200 м; *6* — 100—300 м; *7* — 200—400 м; *8* — 300—500 м; *9* — 300—700 м; *10* — 400—600 м; *11* — 400—700 м; *12* — 500—900 м; *13* — 700—1100 м; *14* — 900—1500 м; *15* — 100—1000 м; *16* — реликтовая многолетнемерзлая толща мощностью 100—200 м, залегающая на глубинах от поверхности до 100 м (*а*), 100—200 м (*б*) и >200 м (*в*). *Субмаринная область криолитозоны*:*17* — 0—100 м; *18* — 100—300 м; *19* — 200—400 м. *Границы криолитозоны*: *20* — субаэральной и субгляциальной; *21* — субмаринной; *22* — реликтовой; *23* — современной; *24* — возможного распространения криолитозоны в позднем плейстоцене

быть трехслойной (трехъярусной). В различных условиях мерзлые толщи могут подстилаться талыми обводненными или безводными породами или же охлажденными породами, содержащими криопэги.

В Северной геокриологической зоне мощность (от 100—150 до 1500 м и более) и строение криогенной толщи в меньшей степени зависят от современных условий теплообмена, а определяются историей геокриологического развития и зависят от типа геолого-тектонических и гидрогеологических структур и рельефа. Так, в пределах горного рельефа и древних щитов криолитозона представлена в основном одним ярусом — многолетнемерзлыми породами, которые подстилаются талыми водоносными породами.

На древних платформах, молодых плитах и на побережье Полярного бассейна ярус многолетнемерзлых пород (25—500 м) подстилается охлажденными ниже 0°С породами с криопэгами. В пределах Западно-Сибирской плиты, на северо-востоке Русской платформы и в межгорных впадинах Прибайкалья, охваченных глубоким оттаиванием с поверхности в климатический оптимум голоцена, криолитозона является двухъярусной. При этом верхний ярус многолетнемерзлых пород по криогенному возрасту является позднеголоценовым, а нижний — средне-позднеплейстоценовым. Нижний ярус реликтовых мерзлых пород приурочен к песчано-глинистым и суглинистым разновидностям с большими фазовыми переходами воды.

Криогенное развитие Евразийского материка в плейстоцене и голоцене сохранило зональность в распределении мощности криогенных толщ на молодых плитах и частично на древних платформах, в соответствии с которой криолитозона увеличивает свою мощность от южной границы ее распространения на север по 120 меридиану в среднем на 45 м на каждый градус широты. На огромных пространствах горно-складчатых областей Северо-Востока России существует более сложная зависимость мощности криолитозоны от широты.

Широтная зональность в изменении мощности мерзлых толщ четко прослеживается на равнинных территориях в Южной геокриологической зоне, охватывающей редкоостровное (мощность мерзлых пород до 15—25 м), массивноостровное (мощность до 25—50 м) и прерывистое (мощность до 100—150 м) распространение многолетнемерзлых пород. В каждой из этих зон на ограниченных участках (менее 25% площади) могут существовать мерзлые породы мощностью в 1,5, реже в 2 раза меньше или больше указанных фоновых значений. Как пониженные, так и повышенные мощности мерзлых пород на небольших участках могут формироваться только в благоприятных для этого условиях, азональных для конкретного участка, а повышенные на 50—100 м — на участках возможного слияния позднеголоценовых по криогенному возрасту мерзлых толщ с сохранившимися от оттаивания позднеплейстоценовыми толщами (рис. 18.4). Вследствие динамики климата в плейстоцене и голоцене, морских трансгрессий, регрессий и оледенений, сохранившихся в благоприятных условиях Южной зоны (слабосцементированные льдистые мезозойские и кайнозойские породы), ярус реликтовых (плейстоценовых по криогенному возрасту) мерзлых пород залегает на глубине 70—200 м и более от поверхности. Такие реликтовые мерзлые толщи на северо-востоке Русской равнины в настоящее время развиты даже южнее Полярного круга, на Западно-Сибирской равнине — от 60° с.ш. до Полярного круга (см. рис. 18.3) и характеризуются мощностью от

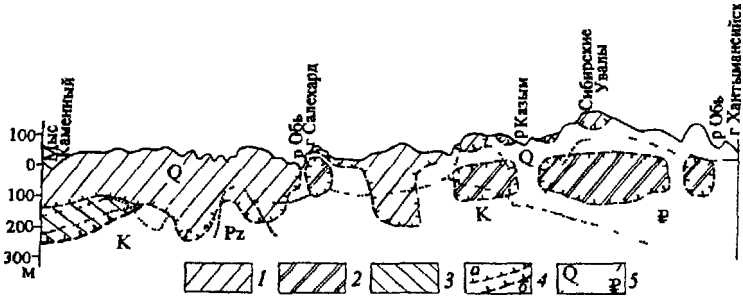


Рис 18 4 Строение криолитозоны Западной Сибири по меридиональному профилю (*по Г И Дубикову*)

1 — многолетнемерзлые породы, *2* — охлажденные ниже 0°С породы с криопэгами, *3* — стратиграфические границы между четвертичными песчано-глинистыми (*Q*) палеогеновыми глинистыми (*P*), меловыми глинистыми и песчано-алевритовыми (*K*) и палеозойскими кристаллическими (*PZ*) породами

300 до 100 м и менее Там, где над ними развиты мерзлые породы позднеголоценового криогенного возраста, имеет место «двухслойная мерзлота» (рис 18 5) На севере Русской равнины и в пределах Западно-Сибирской плиты в морских отложениях, выполняющих прогибы между купольными структурами, под реликтовой мерзлой толщей развиты охлажденные ниже 0°С породы с криопэгами Мощность охлажденного яруса составляет 50 м и более. Реликтовые мерзлые толщи небольшой (до 100 м) мощности развиты также на глубинах 40—80 м в Верхнеангарскои и Баргузинской впадинах Прибайкалья

В зоне сплошного распространения многолетнемерзлые толщи позднеголоценового и плейстоценового криогенного возраста в основном сливаются, образуя криогенную толщу большой мощ-

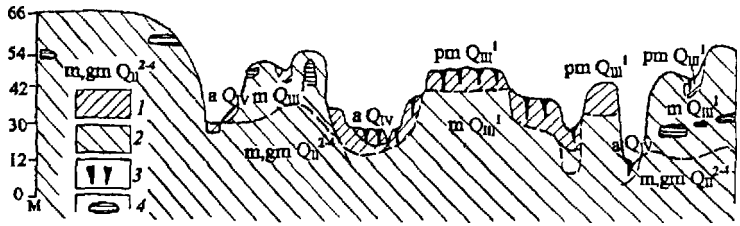


Рис 18 5 Геокриологический разрез, п-ов Гыдан (*по Г И Дубикову*)

1 — синкриогенная толща верхнечетвертичных преимущественно морских (pmQ^{1}_{III}) и современных аллювиальных (aQ_{IV}) отложений, *2* — эпикриогенная толща верхнечетвертичных морских (mQ^{1}_{III}) и среднечетвертичных морских и гляциально-морских (m, gmQ_{II}^{2-4}) отложений *3—4* — соответственно полигонально-жильные льды в синкриогенных и пластовые льды в эпикриогенных породах

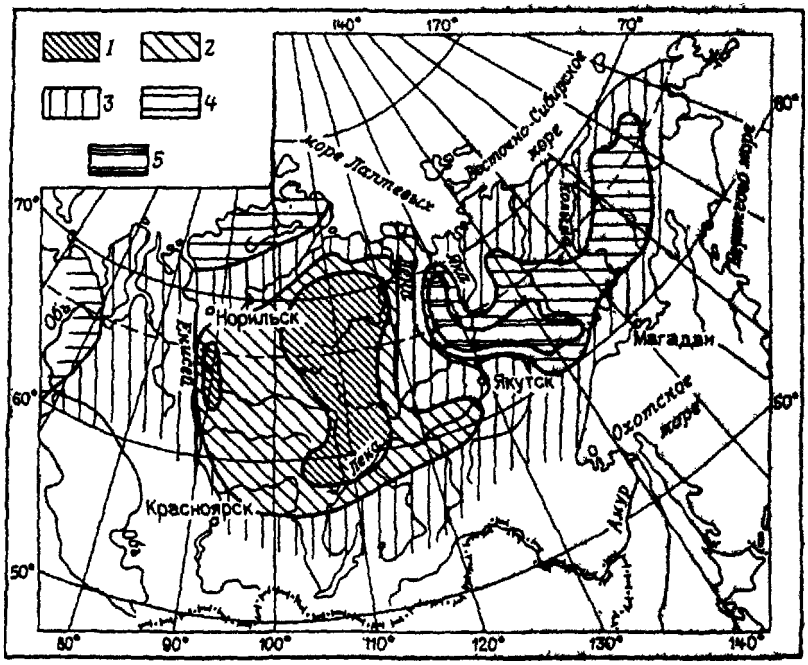


Рис. 18.6. Схематическая карта теплового потока (Вт/м²) северо-восточной части территории России (*по В.Т Балобаеву*):

1 — <0,02, *2* — 0,02—0,04, *3* — 0,04—0,06, *4* —0,06—0,08, *5* — >0,08

ности: в Западной Сибири до 300—500 м, на Сибирской платформе до 1000—1500 м, в горных хребтах Северо-Востока России до 300—800 м и более, в тектонических впадинах до 200—400 м. В пределах сплошной по разрезу и площади криолитозоны развиты сквозные и несквозные талики гидрогенного и гидрогеогенного типов, существование которых обусловлено тепловым воздействием водоемов, водотоков и подземных вод. Локально развиты радиационно-тепловые и инфильтрационные талики, большей частью несквозные, приуроченные к песчаным массивам речных террас.

В пределах низменных равнин, на платформах и молодых плитах с поверхности распространены два типа многолетнемерзлых толщ (рис. 18.5): 1) высокольдистые эпикриогенные (морские, ледниковые) рыхлые отложения с залежами пластовых льдов; 2) высокольдистые синкриогенные (озерные, аллювиальные, эоловые, биогенные и др.) рыхлые отложения с мощными (до 40—80 м) сингенетическими ледяными жилами — «ледовый», или «едомный», комплекс. Син- и эпикриогенные мерзлые толщи рыхлого чехла на различной глубине подстилаются ярусом эпикриогенных коренных скальных и полускальных пород.

В пределах Западно-Сибирской плиты, на северо-востоке европейской части России и плоскогорной части Сибирской платформы в распределении мощности яруса многолетнемерзлых пород прослеживается геокриологическая зональность. Она осложняется лишь вертикальной геокриологической поясностью в диабазовых массивах. При этом на Сибирской платформе подзона с ярусом мерзлых пород мощностью 300—500 м (300 м в долинах, 500 м на водораздельных пространствах) характерна для поверхности плоскогорья с абсолютными высотами около 400 м. Такая мощность мерзлых пород характерна для гиперзоны, протягивающейся к северу от левобережья широтного течения Лены до подножия Анабарского щита на севере. В Западной Сибири эта зона представлена толщей мерзлых пород с преобладающей мощностью 300—400 м. На более древних высоких уровнях рельефа мощность мерзлоты увеличивается до 500 м. На севере Сибирской платформы и п-ве Таймыр увеличение мощности яруса мерзлых толщ достигает 400—600 м. В этой закономерности проявляется широтная зональность понижения уровня теплообмена на протяжении плейстоцена и голоцена (см. гл. 17).

Существенным нарушением зональной картины распределения мощности мерзлых пород является ярус охлажденных пород с криопэгами, что отчетливо проявилось на Сибирской платформе. Криолитозона, сложенная с поверхности ярусом мерзлых пород и подстилаемая ярусом охлажденных ниже 0°С пород с криопэгами, вскрыта скважиной в верховьях р. Мархи (в центральной части Сибирской платформы) до глубины 1300—1500 м. Причина такого глубокого промерзания связывается с направленным охлаждением земной коры в плиоцене (см. гл. 17), увеличением в течение всего плейстоцена ледовитости Полярного бассейна, увеличением в связи с этим континентальности климата и резким уменьшением атмосферных осадков. Периодические потепления климата, видимо, не приводили к полному оттаиванию мерзлых толщ, а низкие (более чем на 10°С ниже современных) температуры пород способствовали лишь некоторому их повышению в пределах отрицательных значений. В результате на Сибирской платформе сформировалась мощная криолитозона, наибольшая для платформенных условий континентов Земли в настоящее время и соизмеримая лишь с криолитозоной высоких и высочайших вершин горных хребтов.

Инерционность отрицательных температур в недрах Сибирской платформы связана с ее слабой тектонической активностью в кайнозое, что привело к малой плотности теплового потока из недр (см. рис. 18.6). В результате в настоящее время для нее характерны малоградиентные изменения температурного поля пород порядка 0,5—1°С/100 м, а в зоне наивысших мощностей — 0,1—0,5°С/100 м.

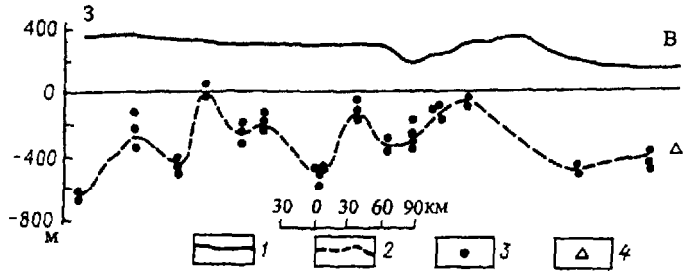


Рис 18 7 Схематический профиль по линии Оленек—Жиганск (*по В С Якупову*)·

1 — рельеф, *2* — нижняя граница криолитозоны, *3* — точки ВЭЗ, *4* — геотермические данные

Такие градиенты в мерзлой толще способствуют также формированию высоких среднегодовых температур пород Последние при совместном анализе их с мощностью криогенной толщи доказывают несоответствие современных условий теплообмена существующей мощности криолитозоны, что свидетельствует о ее древнем плиоцен-плейстоценовом криогенном возрасте.

На участках кайнозойских поднятий докембрийского фундамента, являющегося региональным водоупором для водоносных горизонтов пород Сибирской платформы, криолитозона представлена преимущественно одним ярусом эпикриогенных палеозойских и мезозойских пород. Мощность криолитозоны по скважине на Анабар-Оленёкском междуречье составляет 700—800 м. В то же время в восточной части Сибирской платформы отмечаются большие колебания мощности криолитозоны, достигающие 300—500 м (рис. 18.7), о чем свидетельствуют геофизические данные по профилю Оленёк—Жиганск. Такие колебания мощности В.С.Якупов объясняет влиянием тектонических структур разных порядков и наличием трещиноватых зон, различающихся строением и составом пород и их газо- и водопроницаемостью

В целом существенное геокриологическое отличие Сибирской платформы, являющейся малоподвижной частью Евразийского континента, заключается в том, что в северной половине она является наиболее сплошной по площади и мощной по разрезу частью континентальной субаэральной области криолитозоны и в отличие от других крупных мегаструктур не имеет положительнотемпературных сквозных таликов. Последние развиты лишь под руслом Вилюя в области Центральноякутской впадины, выполненной мощной толщей кайнозойских и мезозойских пород, а также под участками русла Лены, заложенной на восточной окраине платформы.

На высоких лавовых плато Путорана, на Анабарском плоскогорье и в горных сооружениях Бырранга на Таймыре четко проявв-

ляется геокриологическая поясность на фоне геокриологической зональности. В результате мощность криолитозоны в верхнем поясе плато Путорана на отметках 1500 м и выше и на горных вершинах Анабарского плоскогорья на отметках 900—1100 м достигает 1000 м и более. В ее строении принимают участие эпикриогенные многолетнемерзлые архейские, протерозойские, палеозойские и мезозойские породы, содержащие лед по тектоническим нарушениям, количество которого убывает с глубиной. В опущенных структурах мерзлая толща подстилается охлажденными ниже 0°С породами, содержащими криопэги (см. рис. 18.2 и 18.3). В западной части платформы под глубокими (более 100—150 м) озерами ледниково-тектонического генезиса (Лама, Кета, Хантайское, Дюпкун, Виви и др.) развиты сквозные талики.

На низменных озерно-аллювиальных, флювиогляциальных, гляциальных и морских равнинах Северо-Сибирской низменности, охватывающей север Среднесибирского плоскогорья и Енисей-Хатангскую депрессию, криолитозона имеет многоярусное строение (см. рис. 18.2) Из-за особенностей рельефа поверхности и условий осадконакопления верхний ярус, представленный льдистыми синкриогенными позднеплейстоценовыми озерно-аллювиальными отложениями со вскрытой мощностью 50—70 м и изначально мерзлыми гляциальными отложениями, развит на территории фрагментарно. На участках развития он подстилается эпикриогенными осадками флювиогляциального, гляциального, морского, эолового и другого генезиса плейстоценового криогенного возраста мощностью от нескольких десятков до 200 м. Третий ярус разреза слагают эпикриогенные юрские и меловые осадочные породы от ранне- до позднеплейстоценового криогенного возраста. Четвертый, самый нижний ярус криогенной толщи представлен охлажденными ниже 0°С породами с криопэгами, а в купольных структурах — с гидратами газа.

На участках развитии с поверхности морских, прибрежно-морских и флювиогляциальных отложений криогенное строение определяется ярусами только эпикриогенных рыхлых и коренных мерзлых пород. На участках морских трансгрессий по долинам (например, по р. Пясина), сложенным эпикриогенными песчаными толщами с прослоями супесей и глин, на глубине 30—60 м от поверхности обнаружены талые слои мощностью от 20 до 80 м.

Ярусность криогенного строения криолитозоны в горных районах определяется геолого-структурными особенностями, ярусностью рельефа и интенсивностью водообмена в толще пород. В горных районах верхняя часть разреза (до 100—300 м) обычно сложена многолетнемерзлыми породами, содержащими по трещинам лед. Ниже лед заполняет трещины лишь частично, и отдельные блоки пород являются морозными. Мощность криолитозоны в гор-

ных районах увеличивается с ростом высоты рельефа и степени его расчлененности из-за большой дренированности пород и объемного охлаждения (см. рис. 18.7).

При одинаковой высоте, расчлененности и общей ориентированности к Солнцу мощность криолитозоны в горном рельефе подчиняется широтной геокриологической зональности, т. е. увеличивается с юга на север при смещении по высоте геокриологической поясности. Так, нижняя граница криолитозоны на Памире и Тянь-Шане расположена на высоте 3500—4000 м, а в горных массивах северной части России опускается на глубину 300—500 м ниже уровня моря.

Характерной особенностью орогенной области Северо-Востока России является прерывистость толщ многолетнемерзлых пород в долинах, наследующих тектонические нарушения.

В этой части территории наиболее распространенной является мощность криолитозоны от 300 до 500 м, слагающей как бы гипсерзону низких уровней горных хребтов, которая протягивается к востоку от Лены между морями Ледовитого и Тихого океанов. Широкое формирование такой мощности криолитозоны вызвано сочетанием увеличения высот горного рельефа с севера на юг, ослаблением в том же направлении охлаждающего арктического влияния с увеличением радиационного баланса поверхности на сходных высотах рельефа. При этом мощность криолитозоны в областях интенсивных новейших движений является более контрастной, чем в малоподвижных областях, так как для первых характерно глубокое промерзание горных хребтов и незначительное — в долинах рек с водоносными таликами.

В крупных межгорных впадинах на Северо-Востоке России криолитозона представлена преимущественно тремя ярусами. Верхний ярус слагают позднеплейстоценовые синкриогенные высокольдистые толщи осадков разнообразного, в основном озерно-аллювиального, генезиса с мощными повторно-жильными льдами. Средний ярус представляют менее льдистые неоген-плейстоценовые эпикриогенные породы флювиогляциального, гляциального, озерно-аллювиального и склонового генезиса; нижний — эпикриогенные скальные и полускальные породы мезозоя и палеозоя. В мелких впадинах рыхлые синкриогенные отложения могут залегать сразу на эпикриогенных коренных породах.

Наиболее сложнопостроенными в криогенном отношении являются Арктические приморские низменности — Яно-Колымская, Среднеколымская и Абыйская, которые сложены преимущественно полигенетическими многоярусными по содержанию систем жильных льдов мерзлыми толщами, залегающими на эпикриогенных неоген-плейстоценовых рыхлых толщах или на охлажденных ниже 0°С породах с криопэгами, а в отдельных структурах — с гидрата-

ми газов. Верхний ярус мерзлых толщ является рельефообразующим и представлен комплексом высокольдистых синкриогенных полигенетических отложений позднеплейстоценового возраста с мощными повторно-жильными льдами. В верхнюю часть этой же толщи вложены отложения аласов и термокарстовых озер разного криогенного возраста — от позднеплейстоценового до современного, представляющие высокольдистые синкриогенные (собственно аласные отложения) и эпикриогенные (озерные) осадки. Средний ярус слагают преимущественно эпикриогенные плиоцен-ранне-среднеплейстоценовые толщи рыхлых отложений сравнительно небольшой льдистости. Нижний ярус мерзлой толщи представлен эпикриогенными скальными и полускальными породами мезозойского чехла с включением льда по тектоническим нарушениям. Самый нижний ярус криолитозоны слагают охлажденные ниже 0°С породы с криопэгами.

Наибольшей контрастностью геологических условий отличается Забайкальская горноскладчатая страна, занимающая часть среднеширотной зоны России между 50 и 60° с.ш. Расположение этой территории в резкоконтинентальном климате, отсутствие морских акваторий, большие абсолютные высоты (от 2500 до 3000 м) широтно расположенных горных хребтов и выступающих над ними вершин и длительная история геокриологического развития, включающая многочисленные оледенения в периоды похолоданий и их оттаивание в периоды более коротких потеплений, обусловили сложное сочетание геокриологической широтной зональности и высотной поясности. В настоящее время мощность криолитозоны на хребтах и высоких вершинах достигает 1000 м, резко убывая к глубоковрезанным долинам и межгорным впадинам и часто выклиниваясь в их днищах вследствие отепляющего влияния подземных вод. Строение криолитозоны в горном рельефе преимущественно одноярусное. Ее слагают эпикриогенные коренные породы плейстоценового и позднеголоценового криогенного возраста со льдом по тектонически раздробленным зонам, перекрытые сверху 5-метровым слоем крупноглыбовых развалов на водоразделах и курумов на склонах, сцементированных гольцовым льдом. Мерзлые толщи подстилаются талыми обводненными породами, в которых в связи с большой сейсмичностью региона водообмен довольно интенсивен. Это способствует резкому сокращению мощности мерзлоты в долинах, заложенных по тектоническим разломам. Криогенный разрез в долинах является преимущественно двухъярусным. Верхний ярус — это аллювиальные, флювиогляциальные, пролювиальные и другие по генезису малольдистые эпикриогенные или талые породы небольшой (до 25, реже 50 м) мощности. Для долин характерны талики под руслами крупных рек и по многочисленным разломам с выходами термальных минерали-

зованных подземных вод. Нижний ярус представлен эпикриогенными скальными и полускальными мерзлыми породами мощностью до 50—100 м.

Для Верхнеангарской и Баргузинской впадин характерно двухслойное строение мерзлых толщ.

Низко- и плоскогорная части Забайкалья характеризуются развитием температурных инверсий, сопровождающихся сокращением снега в долинах, их заболоченностью, тонкодисперсным составом отложений, развитием ландшафтов редколесий и др. Поэтому наименьшей мощностью мерзлоты (до 50—150 м) характеризуются сниженные водоразделы, наибольшей — долины (100—200 м) и высокие водоразделы (200—300 м). В полосе низкогорий и в юго-восточной плоскогорной части Забайкалья с остепненными ландшафтами мерзлые толщи развиты во впадинах и долинах и характеризуются одноярусным строением. Они представлены эпикриогенными рыхлыми осадками различного генезиса, имеющими позднеголоценовый криогенный возраст и мощность, не превышающую 50—100 м, уменьшающуюся к югу до 50—25 м.

В горных сооружениях юга России (Саяны, Восточный Алтай, северный склон Кавказа) мощность мерзлых эпикриогенных скальных пород повышается от подножий к водоразделам от первых метров до нескольких сотен метров.

В целом мощность криолитозоны на территории России подчиняется общим закономерностям, проявляющимся на протяжении всей истории геокриологического развития: сплошность распространения по площади и глубине нарастает в направлении с юга на север, от районов с океаническим типом климата к континентальному, от низких горных сооружений к высоким, от тектонически подвижных сейсмоактивных структур к малоподвижным в Новейшее время и от молодых по криогенному возрасту к более древним.

Субмаринная криолитозона приурочена к территории Полярного бассейна и включает океаническую и шельфовую части. Океаническая криолитозона охватывает значительную часть впадин Арктического бассейна, отсутствуя в области влияния ветвей Северо-Атлантического течения. Она представлена только охлажденными породами мощностью первые десятки метров, насыщенными морской водой с температурой до −0,7°С. Шельфовая криолитозона образовалась в результате погружения в голоцене под уровень моря криолитозоны, сформировавшейся на континенте в эпоху позднеплейстоценовой регрессии моря и, возможно, опускания поверхности под ледником. Вследствие трансгрессии верхние высокольдистые горизонты эпи- и синкриогенных отложе-

ний были переработаны морем, температура донных отложений повысилась с −9...−13°С и ниже до −1,9...−0,7°С; подземный лед в породах был частично растворен и замещен соленой водой. В результате под толщей морской воды на изобатах 60—10 м образовались охлажденные породы, включающие реликтовые слои и линзы мерзлых пород, деградирующие сверху и снизу (за счет внутриземного тепла). Прерывистость реликтовых слоев в разрезе криолитозоны увеличивается, а мощность их уменьшается от побережья в сторону акватории моря. На отмелях и мелкоморье шельфа (изобаты менее 10 м) развиты сезонное промерзание и оттаивание пород, локально формируются прибрежно-морские синкриогенные отложения. В нижнем ярусе мелководья развиты охлажденные породы с криопэгами на дельтах и воздымающихся участках дна. Вблизи устьев крупных рек криолитозона имеет островной характер либо совсем отсутствует.

Субгляциальная криолитозона распространена на Арктических островах и в высокогорье. Под холодными ледниками, у которых температура льда на подошве ниже 0°С, ледниковая толща залегает на мерзлых породах. Если подошва ледника лежит выше уровня моря, она представлена преимущественно мерзлыми породами, а под шельфовыми ледниками — мерзлыми и охлажденными ниже 0°С породами с криопэгами, или безводными, если породы монолитные. Мощность субгляциальной криолитозоны в зависимости от плотности ледникового льда, его строения по разрезу, среднегодовой температуры и амплитуды на поверхности ледника, температуры на подошве ледника, его мощности и потока тепла из недр изменяется от первых метров до 400—500 м и более. Под теплыми ледниками с длительно существующей фирново-ледяной толщей в разрезе возможно существование положительнотемпературных (но близких к 0°С) талых пород с пресными или слабосолеными водами, сменяющихся на глубине охлажденными в позднем плейстоцене и позднем голоцене ниже 0°С породами с криопэгами (в случае залегания ледника на трещиноватых коренных породах).

В пределах горного рельефа ледники оказывают как охлаждающее влияние при отсутствии фирновых толщ в приповерхностной части ледника, так и отепляющее при наличии фирна на ледоразделах и ледниковых куполах. В ложах выводных ледников, при течении льда по уклону и оттаивании его снизу при скольжении, среднегодовые температуры подстилающих пород могут быть положительными или близкими к 0°С. На малоподвижных ледниках и на окружающих ледник горных породах они могут опускаться до −10...−15°С и ниже.

18.5. Распространение типов сезонного оттаивания и сезонного промерзания пород

Сезонное оттаивание и сезонное промерзание пород на территории России с ее большим разнообразием орографических и ландшафтно-климатических условий связано с зонально-региональным изменением таких классификационных характеристик этого процесса, как среднегодовая температура пород $t_{ср}$ и амплитуда колебаний среднемесячных температур на поверхности A_0 (см. рис. 11.2 и 11 4). В пределах общегеографических типов сезонного оттаивания (промерзания) по $t_{ср}$ и A_0 изменчивость глубин определяется составом пород и их влажностью в пределах каждого элементарного ландшафта: от глубокого оттаивания (промерзания) в слабовлажных песчаных породах до мелкого в сильновлажных торфах и оторфованных отложениях (см. рис. 11.4).

Сезонное оттаивание поверхностных горизонтов многолетнемерзлых пород возрастает по площади от южной границы криолитозоны к северу (в соответствии с увеличением площади мерзлоты), а глубина сезонного оттаивания в этом же направлении уменьшается (в соответствии с уменьшением тепла солнечной радиации и понижением $t_{ср}$ пород). В этом же направлении происходит последовательная смена типов сезонного оттаивания от переходных и полупереходных к арктическим и полярным, а глубины оттаивания уменьшаются от 3,3 до 0,5 м в песчаных отложениях и от 1,3 до 0,1 м — в торфах и оторфованных отложениях.

Большое влияние на глубину сезонного оттаивания пород оказывает континентальность климата, определяемая через амплитуду колебаний среднемесячных температур воздуха на поверхности почвы. Последняя увеличивается с удалением от крупных акваторий и морских побережий в глубь континента, а типы оттаивания пород по A_0 изменяются от морского и умеренно-морского (с амплитудами колебаний температур 15—22°С) до повышенно- и резко-континентального с A_0 42—48°С (см. рис. 11.4).

Переходный и полупереходный типы сезонного оттаивания пород широко развиты в области редко- и массивноостровного распространения многолетнемерзлых пород, $t_{ср}$ которых не превышает −2°С. Этой области свойственны неустойчивый характер теплового состояния пород, наличие перелетков и несливающейся мерзлоты, частая смена по площади типов сезонного оттаивания и промерзания пород, максимальные значения глубин сезонного оттаивания и промерзания, наблюдаемые на территории Южной геокриологической зоны. Так, на Кольском п-ве, в условиях умеренно-континентального типа климата на поверхности почвы, в грубодисперсных отложениях глубина оттаивания состав-

ляет 2 м. В Западной Сибири, при повышенно континентальном типе климата, глубина протаивания в слабовлажных песках увеличивается до 3 м. В горах Средней Сибири и Забайкалья в условиях повышенно континентального и резко континентального режима теплообмена глубина сезонного оттаивания в грубодисперсных породах может достигать 3—5 м. Мощность сезонномерзлого слоя на участках развития талых пород в аналогичных условиях составляет 5—6 м.

При движении к северу развиты длительно-устойчивый и устойчивый типы сезонного оттаивания пород, $t_{ср}$ которых изменяется от −2 до −10°С. Они развиты на Северо-Востоке России, в высокогорьях Северного и Полярного Урала, на архипелаге Новая Земля, севернее Полярного круга в Западной Сибири, в северной и центральной частях Средней Сибири, практически на всей территории Восточной Сибири и Дальнего Востока, а также в горной части Забайкалья. По мере продвижения с запада на восток и юго-восток России возрастают амплитуды колебания температур на поверхности почвы за счет усиления континентальности климата. Так, на европейской территории России и в Западной Сибири преобладают умеренно морской и умеренно-континентальный типы сезонного оттаивания пород. В Средней и Восточной Сибири в естественных условиях формируются континентальный и повышенно-континентальный типы протаивания, а в долинах возможен и особо резко континентальный при отсутствии разреженности напочвенных покровов. Таким образом, если в европейской части России глубина оттаивания влажных суглинистых отложений с $t_{ср}$=−5°С не превышает 1 м, то в Средней Сибири глубина летнего протаивания в аналогичных условиях может достигать 2 м.

В области сплошного распространения многолетнемерзлых пород на самом севере азиатской части России, а также на Среднесибирском плоскогорье и наиболее возвышенных участках горных систем Восточной Сибири и Северо-Востока развиты арктический и полярный типы сезонного оттаивания пород, у которых $t_{ср}$ ниже −10°С. Сезонное оттаивание на этих территориях отличается небольшими глубинами (от первых сантиметров до нескольких десятков сантиметров) и незначительной продолжительностью в течение года. Эпизодически в отдельные особо холодные годы оттаивание почв может вообще отсутствовать.

Сезонное промерзание пород развито практически на всех площадях талых и немерзлых пород в криолитозоне и на всей остальной территории России. При этом не была отмечена глубина сезонного промерзания в грубодисперсных отложениях, превышающая 5—6 м, в глинистых — более 3—4 м, а в торфах — более

1—1,5 м. Минимальные значения зимнего промерзания наблюдаются в субтропических районах и составляют всего первые сантиметры.

Сезонное промерзание пород по их среднегодовой температуре вне криолитозоны имеет преимущественно широтный характер. Так, переходный (0... ±1°), полупереходный (0...±2°) и длительно-устойчивый (±1...+3°С) типы сезонного промерзания пород развиты на Кольском п-ве, в северной части Русской равнины, на Урале и в центральной и южной частях Западной Сибири. На востоке страны сезонномерзлые породы этих типов распространены на юге Камчатки, на севере и в центре Сахалина и в Приморье.

На европейской территории России амплитуда колебаний среднемесячных температур на поверхности почвы соответствует в целом умеренно морскому и умеренно континентальному типам сезонного промерзания с переходом к континентальному в восточном направлении. В этом же направлении возрастают и глубины промерзания, изменяясь от суглинков к слабовлажным пескам от 2,2 до 2,5 м. Южнее при повышении температуры пород до +5°С глубины сезонного промерзания в таких же отложениях сокращаются до 1,0—1,5 м. В Западной Сибири при движении в южном направлении в пределах этой зоны отмечается увеличение глубин промерзания до 3—3,5 м, что связано с возрастанием амплитуды колебаний температур и уменьшением влажности промерзающих отложений.

Устойчивый тип сезонного промерзания пород занимает бóльшую часть Европейской и южную часть Западно-Сибирской равнин. По континентальности теплообмена на поверхности почвы прослеживается последовательная смена типов промерзания с запада на юго-восток от умеренно-морского и умеренно-континентального до континентального и повышенно-континентального типов, где максимальная глубина промерзания достигает 2—2,5 м.

Южный тип сезонного промерзания развит на юге России, где $t_{ср}$ изменяется от 10 до 15°С. В условиях умеренно морского и умеренно континентального типов климата в европейской части юга страны глубины промерзания изменяются от нескольких сантиметров до 0,1—0,3 м.

Субтропический тип сезонного промерзания пород с температурой выше 15°С развит на Южном побережье Черного моря. Систематическое сезонное промерзание пород на этой территории отсутствует, отмечается лишь кратковременное или суточное проявление этого процесса.

ГЛАВА 19 ПРИНЦИПЫ И МЕТОДЫ РЕГИОНАЛЬНЫХ ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

19.1. Геокриологическая съемка — основа регионального изучения сезонной и многолетней криолитозоны

Цели и задачи. Закономерности формирования геокриологических условий и их пространственная изменчивость обусловлены особенностями природной среды (геологическим и тектоническим строением, гидрогеологическими и теплофизическими условиями, ландшафтно-климатической обстановкой и рельефом) и историей развития криолитозоны в кайнозое. Геокриологические условия в районах сезонной и многолетней криолитозоны изучают в результате проведения геокриологической съемки. Разработка принципиальных и методических положений последней в значительной мере связана с работами В.А.Кудрявцева.

Геокриологическая съемка, по определению, представляет собой комплекс полевых, лабораторных и камеральных работ, имеющих целью изучение закономерностей формирования и развития сезонно- и многолетнемерзлых горных пород и мерзлотных геологических процессов в зависимости от существующих природных условий, их изменений в плейстоцене и голоцене, а также в результате освоения территории; составление на этой основе геокриологических карт и геокриологического прогноза, а также разработку мероприятий по управлению мерзлотным процессом и охране природной среды.

Исходя из цели геокриологической съемки, определяются следующие задачи, основанные на изучении (Методика..., 1979):

1) закономерностей распространения сезонно- и многолетнемерзлых пород и их прерывистости по площади в зависимости от изменения геолого-географической среды и особенностей теплообмена на поверхности земли;
2) криогенного строения (условий залегания криогенных толщ горных пород и ярусности мерзлых толщ по разрезу) в зависимости от геологического строения, неотектоники, влияния поверхностных и подземных вод, динамики климата в кайнозое;
3) особенностей состава и свойств мерзлых, промерзающих и оттаивающих пород геолого-генетических комплексов и формаций в различных ландшафтно-климатических условиях;

4) криолитологических особенностей мерзлых толщ (криогенных текстур, макровключений льда и льдистости четвертичных рыхлых и дочетвертичных коренных пород) в зависимости от их состава, генезиса, возраста и неотектонического развития, типа промерзания и динамики мерзлотного процесса;
5) закономерностей формирования температурного режима на поверхности почвы, на подошве слоя сезонного оттаивания и промерзания пород и на глубине нулевой годовой амплитуды температур на основе анализа их зависимости от отдельных природных факторов;
6) закономерностей формирования глубин сезонного и многолетнего промерзания и оттаивания пород и их динамики в зависимости от комплекса факторов природной среды;
7) пространственного изменения мощностей криогенных толщ по площади и в разрезе в связи с существующими природными условиями и историей геокриологического развития региона;
8) особенностей формирования и развития таликов в зависимости от их генезиса, распространения и характера проявления;
9) закономерностей распространения и развития криогенных процессов и явлений;
10) особенностей взаимодействия мерзлых толщ и подземных вод;
11) инженерно-геокриологических условий и инженерно-геологической сложности территории в зависимости от направленности ее хозяйственного освоения и геокриологического прогноза;
12) опыта строительства и других видов освоения территории в зависимости от типа инженерных сооружений, характера освоения территории и динамики мерзлотного процесса;
13) истории развития криогенных толщ в зависимости от динамики климата, геологической истории региона и характера освоения человеком.

В зависимости от масштаба съемки и ее целевой направленности на изучаемой территории могут решаться или все перечисленные задачи, или только их часть. Эти вопросы обосновывают при составлении программы работ проведения геокриологической съемки.

Методические положения. Методологические основы методики геокриологической съемки, представляющие собой научное обоснование возможности познания геокриологической природы процесса, были разработаны и сформулированы В.А.Кудрявцевым (см. разд. 1.5). Важнейшим выводом при этом В.А.Кудрявцев считал, что при проведении геокриологической съемки главным объектом познания является изучение самих сезонно- и многолетнемерзлых пород. Такой подход следует рассматривать как выра-

жение основного положения материалистической философии о первичности материи. Сами сезонно- и многолетнемерзлые толщи пород и происходящие в них процессы должны являться основным объектом исследования при изучении геокриологических условий.

С учетом этого процесс геокриологической съемки основывается на следующих методических положениях:

1) основным результатом геокриологической съемки является установление закономерностей формирования геокриологических условий через изучение геокриологических характеристик во взаимосвязи с природной обстановкой, ее изменением по территории и историей развития;
2) различие геокриологических условий по территории определяется различием природных условий, строением и типом тектонической структуры, геотермическими и гидрогеологическими условиями и рельефом, ландшафтно-климатической обстановкой и историей криогенного развития территории;
3) изменение одного из криоформирующих факторов от участка к участку ведет к изменению геокриологических условий;
4) изменение ландшафтной обстановки и короткопериодные изменения климата (3-, 11- 33-летние) в первую очередь проявляются в изменениях глубин сезонного промерзания и протаивания, среднегодовых температур пород и криогенного строения слоя годовых колебаний температур, в сокращении или расширении таликов и новообразовании мерзлоты, а также в изменении характера развития криогенных геологических процессов и явлений;
5) изменение климатической и геолого-структурной обстановок в различные периоды геологического развития ведет к изменению всех компонентов геокриологических условий как на поверхности и в слое колебаний температур, так и во всей криогенной толще;
6) изучение современных геокриологических условий связано с изучением двух групп геокриологических характеристик: для верхних граничных условий — теплообмена на поверхности и в слое годовых колебаний температур и для нижних граничных условий — теплообмена на подошве криогенной толщи и в самой толще пород;
7) изучение «следов» былого промерзания и оттаивания пород, захороненных в слоях отложений неогенового, плейстоценового и голоценового возраста для восстановления истории геокриологического развития территории и объяснения криогенного строения и толщи льдистости мерзлых пород;

8) изучение геокриологических условий при съемке ведется в подготовительный, полевой и камеральный периоды при применении комплекса специальных мерзлотных, геологических, геофизических, геоморфологических, климатических, лабораторных и других методов исследования, при использовании топографических и специальных карт, аэро- и космоснимков различного масштаба;
9) изучение многофакторной зависимости каждой геокриологической характеристики от криоформирующего фактора природной среды является комплексным. Информативность и достоверность результатов геокриологической съемки повышаются при ее комплексировании с инженерно-геологической и гидрогеологической съемками, проводимыми в рамках единой научно-методической программы при единых методах комплексного исследования на всех этапах изучения;
10) изучение геокриологических условий в процессе съемки реализуется с помощью двух основных приемов организации и анализа результатов исследований: ландшафтного районирования территории и метода ключевых участков.

Ландшафтно-ключевой метод. Основные методические положения съемки реализуются с помощью ландшафтно-ключевого метода. Сущность этого метода заключается в следующем. На первом этапе проводится типологическое ландшафтное (геолого-географическое) районирование территории по факторам и условиям, определяющим формирование и существование определенных типов и разновидностей сезонно- и многолетнемерзлых пород. Затем на основе карты районирования и собранных фактических материалов предшествующих исследований выбираются ключевые участки, являющиеся представительными для выделенных типов местности (микрорайонов), на которых в полевой период концентрируются комплексные исследования широкого круга задач, решаемых различными методами, и изучаются частные, общие и региональные геокриологические закономерности. Идентичность и различие выделенный микрорайонов устанавливаются маршрутными исследованиями, намечаемыми по карте ландшафтного районирования и по аэро- и космоснимкам. В заключение составляются геокриологические карты путем распространения полученных геокриологических характеристик на идентичные типы местности — аналоги изученным на ключевых участках и в маршрутах. В этом случае при картировании среднегодовых температур пород, типов и глубин сезонного промерзания и сезонного оттаивания, состава пород и криогенного строения слоя годовых колебаний температур ландшафтный метод разделения территории на однородные в масштабе съемки участки становится ландшафтно-индикационным методом картирования.

Ландшафтное районирование. Такое районирование выполняется с целью выявления сходства и различия исследуемых участков территорий по комплексу природных особенностей и соответствующих им мерзлотных условий. Общеизвестно, что такие сочетания элементов природного комплекса, как рельеф и слагающие его породы, почвы, растительность, микрорельеф поверхности и микроклиматические особенности, образуют устойчивые генетические однородные участки земной поверхности. Такими участками являются элементы рельефа — микрорайоны или типы местности. При выделении микрорайонов в первую очередь следует основываться на геологическом строении и геоморфологических элементах рельефа, которые характеризуются единством генезиса пород, типа рельефа (высотой, крутизной и экспозицией склона) и условий теплообмена на поверхности. В пределах отдельных элементов рельефа последующее обособление участков проводится по более детальной однородности криоформирующих условий (составу и влажности, типу растительного покрова, заболоченности, заторфованности, микрорельефу поверхности и др.).

Выбор признаков ландшафтного районирования в определенных зонально-региональных условиях должен проводиться с учетом четкости границ естественно сформировавшихся природных комплексов, а градации выделения должны быть обоснованы степенью влияния каждого криоформирующего фактора на геокриологическую обстановку участка.

Свои коррективы в выбор признаков и градаций районирования вносят региональные особенности изучаемой территории и масштаб съемки. Поэтому до составления карты ландшафтного районирования необходимо провести анализ структурно-геологических и географических условий территории и составить классификацию признаков районирования. В зависимости от масштаба съемки в качестве микрорайонов могут быть выделены различные по сложности и занимаемой площади элементы рельефа и их частей. Так, при мелкомасштабной съемке (1:100 000—1:500 000) в качестве микрорайонов выделяются в основном крупные формы рельефа, характеризующиеся общностью развития и геологического строения, как, например: водоразделы с определенной высотой поверхности и степенью расчленения; склоны от водоразделов к речным долинам с подразделением по крутизне на две—три градации; элементы речных долин с различными поверхностными условиями (залесенностью и заболоченностью) и т.д. При съемках в средних масштабах (1:25 000—1:50 000) указанные выше участки подразделяют на ряд более мелких в зависимости от возможности детализации состава и свойств пород, а также более детального учета остальных природных факторов, присущих выделяемым участкам. Так, в пределах однородного по

геологическому строению водораздела могут выделяться участки с различными сочетаниями элементов залегания и состава пород, особенностями микрорельефа, с разной степенью заболоченности, растительным покровом и т. д

При крупномасштабной съемке (1:2000—1:10 000), когда весь изучаемый участок расположен в пределах одного-двух элементов рельефа, например в долине реки или на одном определенном водоразделе или на его склоне и т.д., большое значение при ландшафтном районировании приобретают такие детали составляющих природного комплекса, которые при мелко- и среднемасштабных исследованиях учитываются лишь внемасштабно. Так, при крупномасштабных съемках выделяются участки, отличающиеся не только по преобладающему составу отложений и их влажности, но и по литологическим особенностям конкретных разрезов и по распределению в них влажности, по залесенности, например, выделяются участки в зависимости от густоты древостоя и затененности поверхности и др.

Ключевые участки. Изучение геокриологических условий в полевой период целесообразно и экономично проводить не по всей территории съемки с одинаковой детальностью, а концентрировать на отдельных небольших участках, доступных для применения всех методов исследования. Ключевые участки должны включать как наиболее типичные, широко распространенные микрорайоны, так и аномальные локально распространенные. По направленности исследований они подразделяются на участки общего и специального назначения На ключевых участках общего назначения изучаются закономерности формирования мерзлотных условий, характерные для типичных, широко распространенных условий района (региона). На ключевых участках специального назначения решаются отдельные тематические вопросы регионального или методического характера, не исключая задач определения геокриологических закономерностей.

При мелко- и среднемасштабных съемках ключевые участки целесообразно выбирать не для каждого микрорайона отдельно, а так, чтобы они охватывали сразу несколько микрорайонов. Это позволит установить геокриологические закономерности не только для каждого микрорайона, но и проследить их пространственную изменчивость.

При крупномасштабных съемках на ключевых участках решаются специальные задачи, связанные с особенностями хозяйственного освоения территории, для которой и выполняется съемка.

Из практики геокриологических исследований вытекает, что в зависимости от сложности геокриологических условий размер ключевых участков общего назначения при мелкомасштабной съемке колеблется от 1 до 10 км^2 и при крупномасштабной — от 0,2 до

1 км²; размер ключевых участков специального назначения колеблется соответственно от 0,2 до 2 км² и от 0,1 до 0,3 км². Число ключевых участков зависит от сложности зональных и региональных условий территории, т.е. от числа выделенных ландшафтных типов, каждый из которых должен быть изучен не меньше чем на двух ключевых участках. При их выборе большое значение имеет применение аэро- и космоснимков в связи с большей обоснованностью выбора, их представительностью для больших территорий и возможностью предварительного комплексного дешифрирования природных условий и криогенных образований. В целях наиболее полного и рационального использования данных геологосъемочных и поисковых работ ключевые участки при мелко- и среднемасштабных съемках целесообразно размещать на разведанных площадях месторождений, различных строительных объектов с густой сетью скважин, шахт, канав, шурфов.

При крупномасштабной съемке число ключевых участков (площадок) регламентируется стадией проектирования, мерзлотными и другими инженерно-геологическими показателями, закладываемыми в проект.

Маршрутные исследования при геокриологической съемке проводятся для изучения микрорайонов, выделенных на карте ландшафтного районирования, и обеспечения правильной экстраполяции фактических данных, полученных на ключевых участках, на всю исследуемую территорию. Поэтому основными задачами маршрутных исследований являются: 1) прослеживание геологических, геоморфологических, геоботанических границ с целью изучения характера изменения природных условий; 2) определение глубин сезонного оттаивания и промерзания и их изменений в зависимости от сочетания конкретных факторов природной среды каждого микрорайона; 3) изучение и картирование криогенных и других геологических образований; 4) опробование поверхностных вод и первых от поверхности водоносных горизонтов (надмерзлотных вод и верховодки); 5) картирование и опробование выходов подземных вод и наледей; 6) изучение криолитологического разреза генетических типов четвертичных отложений в шурфах, расчистках и обнажениях; 7) изучение разрывных нарушений и трещиноватости в обнажениях и их проявлений на поверхности; 8) изучение опыта строительства и других видов освоения территории.

Успешное решение перечисленных задач при высокой эффективности и в короткий срок зависит прежде всего от правильного выбора маршрутов. При назначении маршрутов необходимо придерживаться следующих правил: 1) маршрутами должны быть пересечены все типы основных участков, выделенных при ландшафтном районировании; 2) маршруты следует планировать как по-

перек долин рек с выходами на водоразделы по главным речным долинам, так и вдоль них для изучения элементов долинного комплекса; 3) густота маршрутов и расстояния между точками наблюдений определяются сложностью участка (района). При этом наибольшее число точек наблюдения на 1 км^2 необходимо на ключевых участках и площадках детальных работ; 4) в процессе съемки в план маршрутных исследований должны вноситься необходимые коррективы.

В маршрутах при мелкомасштабных съемках рекомендуется пользоваться топографической картой масштаба 1:100 000 и геологической картой того же или более крупного масштаба. При средне- и крупномасштабных съемках целесообразно пользоваться картами съемочного или более крупного масштабов. Во всех случаях маршруты должны проводиться при наличии карты ландшафтного районирования и отдешифрированных аэрофотоснимков. Наряду с аэроснимками черно-белой и спектрозональной съемок желательно использование космоснимков.

Масштабы геокриологических съемок. По аналогии с инженерно-геологическими геокриологические съемки разделяются на мелко- (1:500 000—1:100 000), средне- (1:50 000—1:25 000), крупномасштабные (1:10 000-1:5000) и детальные (1 : 2000 и крупнее).

Геокриологические полевые съемки в масштабе мельче 1:500 000 не проводятся, а геокриологические карты составляются камерально путем сбора и обобщения опубликованных и фондовых материалов геокриологических, инженерно-геологических и других исследований, увязанных с зонально-региональным геокриологическим фоном. Последний может быть получен по более мелкомасштабным (чем съемочный) геокриологическим картам, а для мелкомасштабных и обзорных карт — по геокриологическим картам масштаба 1:2 500 000 и мельче.

Мелкомасштабная геокриологическая съемка проводится обычно на больших площадях с целью геокриологической, гидрогеологической и инженерно-геокриологической оценки территории на стадии перспективного планирования развития отраслей народного хозяйства. Такие съемки должны выполняться территориальными геологическими управлениями страны, в первую очередь в перспективных по полезным ископаемым районах, а также другими организациями и ведомствами для промышленного и сельскохозяйственного освоения отдельных регионов. Выбор конкретного масштаба съемки (от 1:500 000 до 1:100 000) связан со сложностью природных условий, степенью изученности района, отраслевой направленностью исследований и стадией освоения.

Среднемасштабная геокриологическая съемка является целевой и проводится на сравнительно небольших площадях, подлежащих определенному виду хозяйственного освоения. Результаты среднемасштабных съемок оптимальны в том случае, когда они

проводятся на фоне мелкомасштабных, т.е. когда установленные ранее геокриологические закономерности уточняются и детализируются.

Крупномасштабные съемки (1:2000—1:10 000) в еще большей степени, чем среднемасштабные, специализированы на какой-то определенный вид строительства. Обычно эти съемки проводятся на стадии разработки технического проекта и рабочей документации и дополняются исследованиями под каждое конкретное сооружение с определенными конструктивными и технологическими особенностями его возведения.

При проведении съемок любых масштабов должно соблюдаться единство методики, заключающееся в изучении геокриологических закономерностей, на которых базируются геокриологическое картирование, прогнозирование изменений мерзлотной обстановки и управление мерзлотным процессом в целях рационального использования геологической среды. При этом очевидно, что мелкомасштабная съемка дает представление о геокриологических условиях на больших площадях в связи с макро- и мезоусловиями природной обстановки. Среднемасштабная съемка ведется для освещения отдельных небольших районов, а крупномасштабная — небольших площадок и участков. Мелкомасштабная геокриологическая съемка, как и все остальные виды мелкомасштабных геологических съемок, является базой для проведения более крупномасштабных исследований. Только на фоне знания общих закономерностей формирования и развития мерзлых горных пород на больших территориях и могут быть правильно поняты отдельные частные проявления этих закономерностей на небольших по площади участках и отдельных площадях. Поэтому детальные геокриологические исследования на небольших участках без широкого общего изучения мерзлотных условий всегда будут менее эффективны, чем сочетание съемок разных масштабов. Отсюда вытекает большая роль региональных исследований, включающих мелкомасштабную (в отдельных случаях среднемасштабную) съемку.

19.2. Производство и методы геокриологической съемки

Производство геокриологической съемки любого масштаба подразделяется на три последовательных этапа: подготовительный, полевой и камеральный.

Подготовительный этап начинается с составления программы работ, обосновывающей основные задачи предстоящей съемки. Для их реализации на начальном этапе собираются и изучаются фондовые и опубликованные материалы: топографичес-

кие карты, аэрофотоснимки крупных и мелких масштабов (черно-белые, цветные, спектрозональные) и космоснимки (при мелкомасштабной съемке), геологические и тектонические отчеты и карты, разрезы и описания обнажений, геоморфологические карты и карты четвертичных отложений, геоботанические карты, климатические и гидрологические данные. Особую роль играет изучение материалов предыдущих геокриологических, гидрогеологических, инженерно-геологических, геофизических исследований, ориентирующих на характер геокриологической обстановки. При этом устанавливаются достоверность и представительность материалов предыдущих исследований, выполненных в разное время, в разных масштабах, с применением обычно разных методов.

На основе анализа этих материалов и предварительного дешифрирования аэрофото- и космоснимков (при мелкомасштабной съемке) составляется предварительная карта ландшафтного (геолого-географического) районирования. Затем на нее выносятся фактические данные, характеризующие распространение, строение, залегание, мощность, температурный режим мерзлых пород и др. Все это позволяет в подготовительный период составить представление о геокриологических условиях и степени изученности территории, определить возможный интервал изменения геокриологических характеристик, программу полевых работ, необходимые и наиболее рациональные методы и глубинность исследований, а также схему и задачи рекогносцировочных, аэровизуальных и увязочных (заверочных) наземных маршрутов.

При отсутствии таких данных необходимо обратиться к обзорным геокриологическим картам, чтобы выяснить региональный геокриологический фон и составить представление о геокриологических условиях изучаемой территории. Созданию таких представлений значительно способствуют предварительные оценки влияния природных факторов на температурный режим пород.

На основе полученных карт и проработанных материалов намечают ключевые участки и составляют проекты горно-буровых, геофизических, лабораторных, специальных режимных наблюдений и других видов работ на ключевых участках, а также проект изучения опыта освоения территории; определяют объемы опробований пород, поверхностных и подземных вод, содержание и объем вычислительных работ, требующих применения ЭВМ, и т.д.

Основными задачами полевого периода являются изучение зависимостей каждой геокриологической характеристики от составляющих природной среды и установление общих и региональных закономерностей формирования и пространственной изменчивости геокриологических условий. Основное изучение проводят на ключевых участках и дополняют в маршрутных исследованиях при помощи аэрофотоматериалов, геокриологических,

геологических, геоморфологических, геоботанических, микроклиматических, геофизических специализированных методов и др. По мере получения натурных материалов уточняют предварительную карту ландшафтного районирования, составляют колонки по скважинам, разрезы по шурфам, обнажениям и другим горным выработкам, строят полевые геокриологические профили, выполняют расчеты по выявлению зависимостей между факторами природной среды и геокриологическими характеристиками. Все данные наносят на карту фактического материала или на карту ландшафтного районирования. Последнее наиболее рационально, так как при этом карта районирования наполняется геокриологическим содержанием и становится основой для составления геокриологических карт.

На ключевых участках изучаются распространение геологических формаций и геолого-генетических комплексов пород, их состав и свойства. Большое внимание при этом уделяется изучению льдистости и криогенных текстур пород, выявлению признаков син- и эпикриогенного промерзания пород. Кроме того, ведутся измерения температуры пород, наблюдения за глубиной сезонного оттаивания и промерзания, определяется мощность мерзлой толщи, изучаются режим и температура подземных вод, вскрытых скважинами и в источниках Отбираются пробы воды на химический и спектрозональный анализы и породы нарушенной и ненарушенной структуры (включая монолиты мерзлых пород) для лабораторных определений их состава, теплофизических, физико-механических и фильтрационных свойств. Организуются специальные режимные наблюдения за динамикой термовлажностного поля пород, за развитием геокриологических процессов.

Большое внимание уделяется изучению опыта строительства, тепловой мелиорации пород, эффективности природоохранных мероприятий. Тщательно изучаются и картируются нарушения природных условий и развитие связанных с ними процессов. Все это помогает получить прогнозные характеристики, уточнить прогнозные расчеты.

Результаты маршрутных и детальных исследований на ключевых участках используют для составления региональных классификаций сезонно- и многолетнемерзлых пород, таликов и экзогенных геологических процессов и явлений, подземных вод. Затем на основе этих классификаций и геокриологических разрезов на территорию ключевых участков составляют геокриологические карты в масштабе более крупном, чем масштаб съемки.

Полевой период завершается составлением геокриологических карт на всю исследуемую территорию на основе карты ландшафтного районирования и геокриологических карт ключевых участков. Отчетные карты сопровождаются сводными таблицами с характеристикой многолетнемерзлых горных пород, таликов и се-

зонноталого слоя, профилями, графиками зависимостей отдельных характеристик от каждого фактора природной среды и другими поясняющими материалами.

При этом для получения специфической геокриологической информации в полевой период применяют специальные методики. Так, например, для изучения истории формирования и динамики мерзлых толщ используют методику палеомерзлотного анализа и палеомерзлотных реконструкций. Методика мерзлотно-фациального (криолитологического) анализа в комплексе с данными лабораторных анализов позволяет изучить закономерности формирования четвертичных отложений в криолитозоне. Ландшафтная индикация помогает установить динамические ряды ландшафтов, связанные с развитием определенного комплекса геокриологических процессов.

В камеральный период завершают обработку и анализ полевых, лабораторных исследований и режимных наблюдений, проводят типизацию мерзлотно-геологических разрезов, по лабораторным данным дают характеристику состава и свойств мерзлых пород различного генезиса и возраста, определяют абсолютный криогенный возраст син- и эпикриогенных пород, уточняют генезис и особенности таликовых зон, закономерности развития криогенных процессов и явлений. С помощью расчетов на ЭВМ уточняют влияние каждого фактора природной обстановки на среднегодовую температуру и глубину сезонного оттаивания и промерзания пород, оценивают взаимодействие мерзлых пород с подземными водами и пространственную изменчивость мощности мерзлых толщ, составляют естественно-исторический геокриологический прогноз. Далее уточняют региональные классификации мерзлых пород и таликов, составляют окончательные геокриологические карты для естественных и прогнозных условий, проводят окончательное геокриологическое (инженерно-геокриологическое) районирование территории и дают порайонное описание геокриологических условий. В заключение производится инженерно-геокриологическая оценка территории и составляются рекомендации по направленному изменению природных условий в целях оптимального режима геокриологической обстановки. Результаты исследований, их обоснование и научные выводы даются в научно-производственном отчете, в который входят текстовая часть, карты, фотографии, зарисовки с натуры, графические и текстовые приложения с фактическими материалами. В отчете должны содержаться также методика составления и анализ карт, мерзлотный прогноз, инженерно-геологическая оценка территории и рекомендуемые мероприятия по управлению мерзлотным процессом.

Методы исследования. Методы региональных геокриологических исследований могут быть объединены в три группы, каждая из которых включает определенные виды работ.

1. *Определение и измерение показателей различных геокриологических характеристик* (фактических данных) в процессе горно-буровых, геофизических, опытно-инструментальных работ, фотографирования (наземного, аэро- и космического), визуального и аэровизуального наблюдений, описания, зарисовок и др.

2. *Первичная обработка, анализ, сравнение и интерпретация геокриологических данных* при помощи расчетных, статистических (анализ закона распределения показателей) и графических (графики, диаграммы, гистограммы и др.) методов, а также табулирования, дешифрирования, логического моделирования (тренд-анализ, картографо-статистический, регрессионный, корреляционный, факторный анализы и др.).

3. *Установление природных закономерностей* с помощью сравнительного, сопряженного (по природным компонентам и условиям) анализа территории и ландшафтной индикации; систематизации и классифицирования (составление частных и общих региональных схем и классификаций), картографирования и комплексного районирования, математического и физического моделирования и др.

Основными задачами, решаемыми с помощью горно-буровых работ, являются: 1) изучение параметров мерзлых толщ (состава, температуры пород, мощности, характера залегания, криогенного строения, льдистости и др.), отбор проб мерзлых и талых пород для лабораторных анализов; 2) проведение режимных термометрических и гидрогеологических наблюдений, комплексного геофизического каротажа. Специфика исследования мерзлых пород предъявляет определенные требования к конструкции и технологии проходки выработок. Так, бурение скважин целесообразно вести с продувкой забоя воздухом, что обеспечивает наименьшее нарушение естественного температурного режима горных пород, наиболее полную сохранность керна мерзлых пород, наиболее точное определение мощности мерзлой толщи, глубины вскрытия водоносного горизонта.

Геокриологические скважины должны оборудоваться наблюдательными гидроизолированными трубами. Температурные наблюдения в них должны проводиться после их выстойки, когда восстановится естественное температурное поле. По различным исследованиям, время такого восстановления в зависимости от глубины скважины, ее конструкции, типа и времени бурения может составить от 10 дней до нескольких лет. По глубине геокриологические скважины делятся на две группы: картировочные, проходящие слой годовых колебаний температуры (10—25 м), и

опорные геотермические скважины, проходящие всю толщу мерзлых пород. При съемке картировочные скважины располагаются в двух—трех точках в пределах каждого типа ландшафта (типа местности, микрорайона). Опорные скважины располагаются обычно с учетом изменения геологического строения территории, обусловливающего региональные изменения мощности мерзлых толщ. Опорные скважины используются также для изучения взаимодействия мерзлых толщ и подземных вод.

Геофизические методы используются для изучения температурных полей, состояния (мерзлое, талое), состава, строения, залегания различных гинетических типов пород в разрезе и в плане. Для этого производятся термометрический, электрический, акустический и ядерный каротажи скважин, электропрофилирование и вертикальное электрическое зондирование, инфракрасная, радиотепловая, радиолокационная аэросъемки. Особое внимание уделяется методике интерпретации результатов измерений параметров физических полей. Наибольший опыт в этом отношении имеется в применении комплексного каротажа скважин и электроразведки на постоянном токе.

Состав комплекса геофизических методов и особенности методики проведения геофизических исследований, используемых при мерзлотной съемке, определяются многими факторами, основными из которых являются: 1) особенности геологического и мерзлотного строения исследуемой территории; 2) масштаб исследований; 3) целевое назначение проводимой съемки.

Так, например, при проведении мелкомасштабной комплексной инженерно-геокриологической и гидрогеокриологической съемки труднодоступных малоизученных территорий горных районов с прерывистым распространением многолетнемерзлых пород наиболее результативны методы электроразведки — электропрофилирование (ЭП) и вертикальные электрические зондирования (ВЭЗ).

Геофизические методы, используемые при мелкомасштабной съемке, решают задачу наиболее полной характеристики осредненных, наиболее типичных для данной территории в целом (или для отдельных ее частей — элементов рельефа и соответствующих им ландшафтов) значений таких параметров, как мощность многолетнемерзлых пород, их льдистость и наиболее типичная ее изменчивость по разрезу, мощность рыхлых отложений макровключений ледяных тел, мощность трещиноватой зоны в массивах горных пород с жесткими кристаллическими связями, степень трещиноватости пород в этих зонах, конфигурация таликовых зон и обводненность талых пород. Специфика задачи в этом случае— выявление наиболее типичных, фоновых значений изучаемых параметров — проявляется в методике проведения исследований·

сначала постановка точек ВЭЗ в наиболее изученных типичных, ненарушенных условиях, а затем — на остальной территории исследования. В таком же порядке проводят интерпретацию полученных материалов. В первую очередь интерпретируют кривые ВЭЗ, полученные на типичных участках, особенность строения мерзлотного разреза которых на основе параметрических ВЭЗ по скважинам позволяет решить задачу количественной интерпретации наиболее точно и однозначно. Затем на втором этапе интерпретируют остальные кривые ВЭЗ, но при этом данные об удельном электрическом сопротивлении разреза талых и мерзлых пород, полученные на первом этапе количественной интерпретации, используют как опорные.

При мелкомасштабной съемке результаты интерпретации представляют, как правило, в виде разреза, для которого характерны обобщенные данные, значения которых вычисляют путем осреднения всех частных определений этих характеристик методами электроразведки.

Проведение геофизических исследований при крупномасштабных съемках направлено на выявление внутриландшафтной изменчивости значений исследуемых признаков. Это приводит к необходимости существенного повышения плотности точек наблюдений.

Крупный масштаб исследований требует также детального изучения всей территории, в том числе и объектов с крутопадающими границами. Для этого комплекс используемых геофизических методов значительно расширяется. В него включаются различные виды каротажа, сейсморазведка методом преломленных волн (МПВ), сейсмоакустическое просвечивание, вертикальное сейсмическое профилирование (ВСП); лабораторные измерения удельных электрических сопротивлений и скоростей упругих волн (УЭС); акустический и пенетрационный каротаж для изучения состава, влажности, плотности, пористости, льдистости песчаных, глинистых, пылеватых и крупнообломочных грунтов, а также состава, состояния и свойств скальных грунтов (пористости и трещиноватости, статического модуля упругости, модулей деформации, временного сопротивления одноосному сжатию, коэффициентов отпора, напряженного состояния).

Для изучения таких геологических явлений, как карст, термокарст, наледообразование, залежи ледяных тел в буграх пучения и захороненные в грунте, грунтовые жилы, псевдоморфозы по ледяным жилам и другие применяются различные виды каротажа, электропрофилирование, ВЭЗ, резистивиметрия в скважинах и водоемах, МПВ, УЭС, гравиметрия, ВСП и др.

Специфика представления материалов геофизических исследований при крупномасштабной съемке заключается в том, что часто помимо детальных геоэлектрических разрезов, построенных

по конкретным профилям, строятся специальные детальные карты, как, например, срезов на различных глубинах, важных для конкретного вида строительства на изучаемой территории.

19.3. Классификации и районирование при геокриологической съемке

Классификации в геокриологии систематизируют данные исследований и отражают причинно-следственные, в отдельных случаях и временные, связи между явлениями или их характеристиками, свойствами, процессами.

В конце 60-х годов на основе теории формирования и развития многолетнемерзлых пород В.А.Кудрявцевым и другими были систематизированы и разработаны признаки комплексных классификаций природных факторов и мерзлых пород для целей геокриологической съемки и картирования, обособленные в три группы. К первой относятся природные факторы, определяющие условия формирования сезонно- и многолетнемерзлых горных пород: геологическое и геоморфологическое строение территории, литолого-генетические особенности промерзающих отложений, гидрогеологические, геоботанические и климатические условия.

Вторая группа классификационных признаков характеризует теплообмен на поверхности и в массиве (толще) пород, в соответствии с которым многолетнемерзлые породы подразделяют: по географической широте и континентальности климата (территории их распространения); среднегодовым температурам пород; длине периода колебаний температуры на поверхности, с которым связано формирование мощности мерзлых пород; величине льдистости и криогенному строению.

К третьей группе относятся признаки подразделения мерзлых толщ по собственно мерзлотным особенностям: распространению, строению и частным геокриологическим характеристикам. Например, по распространению мерзлые толщи подразделяют на сплошные, прерывистые, островные и редкоостровные; по залеганию в разрезе они могут быть сливающиеся с сезонноталым слоем, залегающие на значительной глубине от поверхности и разобщенные с сезонномерзлым слоем, реликтовые мерзлые толщи и т.д.; по динамике мерзлые толщи подразделяют на деградирующие по всей толще, аградирующие сверху и деградирующие снизу, аградирующие по всей толще и т.д.

Классификационные признаки всех трех групп взаимосвязаны: признаки первой предопределяют признаки второй, а вместе они предопределяют признаки третьей группы. При геокриологических исследованиях для ландшафтного районирования территории используют признаки первой и частично второй групп, для составления геокриологических карт — первой (частично), второй

и третьей групп. При составлении карт на различные регионы из общей системы геокриологических признаков выбирают те, которые характерны для каждого из них, и оценивают их возможность отвечать целям и задачам исследований. По этим признакам составляют региональные классификации мерзлых толщ и в соответствии с ними разрабатывают легенды карт. Примером такой классификации может служить региональная классификация мерзлых четвертичных отложений севера Западной Сибири (табл. 19.1).

Большое научное и практическое значенее имеют классификации мерзлых пород по криолитогенетическим признакам, так как они раскрывают природу формирования состава, строения и свойств пород. В этом отношении перспективна общая схема подразделения криолитогенеза, предложенная автором. В ней учитываются физико-географические условия формирования многолетнемерзлых пород (радиационно-тепловой и водный балансы), тектонические и геолого-геоморфологические условия, характер многолетнего или сезонного промерзания осадков, формы развития литогенетического процесса. Схема позволяет классифицировать мерзлые горные породы как результат определенных литогенетических процессов и дает ключ к систематизации криогенных горных пород не только на планете Земля, но и в Солнечной системе в целом (см. гл. 15)

Классификации мерзлых пород И.Я.Баранова, Е.М.Катасонова, Б.И.Втюрина, Ш.Ш.Гасанова объединяются общим генетическим подходом к подразделению мерзлых пород по типу их промерзания (эпигенетический, сингенетический). В классификациях В.А.Зубакова и И.Д.Данилова использованы соответственно формационный и фациальный подходы к подразделению мерзлых горных пород. В классификации А.И.Попова мерзлые породы рассматриваются как результат криолитогенеза и подразделяются по содержанию в породе льда как минерала. В настоящее время существует значительное число частных классификаций мерзлых пород, в которых они подразделяются соответственно выделенным градациям той или иной характеристики (например, среднегодовой температуры, мощности, льдистости) применительно к задачам исследований. Шаг деления признака на каждой ступени классификации должен обеспечить различимость объекта деления. Показатели признаков могут быть морфологическими, генетическими, пространственными, временными, количественными.

Выстраивание классификационных признаков в иерархический ряд каждый раз производится на основе выяснения причинно-следственных связей: для выделения первых (низших) рангов выбирают признаки, связанные с наибольшим числом признаков

Таблица 19.1

Фрагмент инженерно-геокриологической классификации четвертичных многолетнемерзлых пород на примере района Западной Сибири

Тип (по приуроченности к геоморфологическим уровням, элементам рельефа)	Подтип (по генезису отложений)	Класс (по составу пород)	Подкласс (по криогенному строению син- или эпигенетических мерзлых пород)	Группа (по среднегодовой температуре пород, °С)	Подгруппа (по мощности мерзлой толщи, м)	Вид (по условиям залегания в разрезе)	Разновидность (по особенностям распространения в плане)
Многолетнемерзлые породы слагающие салехардскую междуречную равнину	Ледниково-морской	Мелкодисперсный (супеси, суглинки)	Эпигенетический с сетчатой и слоисто-сетчатой текстурой ($W_c > W_п$)	Высокотемпературная (от –1 до –2)	Средняя (50—100)	Монолитно-мерзлый	Прерывистая
				Низкотемпературная (от –3 до –5)	Большая (>100)	То же	Сплошная
	Морской	Мелкодисперсиый (суглинки, глины, супеси)	Сингенетический со слоистой текстурой ($W_c \gg W_п$)	То же	То же	»	То же
Многолетнемерзлые породы, слагающие каргинскую террасу	Аллювиальный	Крупнодисперсный (пески)	Эпигенетический с массивной текстурой ($W_c > W_{кр}$)	Переходная (от 0 до –1)	Небольшая (20—50)	Несливающийся	Островная
	Морской	Мелкодисперсиый (супеси, суглинки, глины)	То же с сетчатой текстурой ($W_р < W_c < W_п$)	Высокотемпературная (от –1 до –2)	Средняя (50—100)	Монолитно-мерзлый	Прерывистая и островная

последующего подразделения мерзлых толщ на более высокие ранги. Это правило построения многоступенчатых (по большому числу признаков) классификаций должно соблюдаться от ступени к ступени. Каждая ступень может рассматриваться как простая однорядная классификация, в которой выделенные подразделения объекта являются равными по рангу. Такие частные классификации по каждой геокриологической характеристике лежат и в основе комплексной Геокриологической карты СССР масштаба 1:2 500 000 (1997).

С созданием и использованием классификаций непосредственно связана задача районирования территории при геокриологических исследованиях. В настоящее время широко используют три вида районирования: типологическое, индивидуальное и индивидуально-типологическое. Под типологическим районированием понимается выделение типов местности или типов ландшафта, сходных по одному или нескольким признакам, выбираемым с целью районирования, и отграничение их от территорий, не обладающих этими признаками (или определенными градациями показателей признаков). При индивидуальном районировании объединяются смежные территориальные единицы и регионы (районы), обладающие относительным сходством по существенному признаку, и отграничиваются от территорий, этим признаком не обладающих. При индивидуально-типологическом районировании территориальные единицы сначала обособляются как индивидуальные, по одному важному признаку, а затем подразделяются на типы местности, отличающиеся сходством признаков внутри типа. По целевому назначению районирование территории в геокриологии многофункционально. Районирование проводят, во-первых, для изучения и анализа изменчивости природных комплексов (ландшафтное районирование), в которых существуют многолетнемерзлые породы; во-вторых, для прослеживания пространственной изменчивости геокриологических характеристик и выявления общих геокриологических закономерностей (собственно геокриологическое районирование); в-третьих, для оценки территории применительно к решению прикладных задач. И если выбор признаков районирования для первых обусловлен структурно-геологическими и географическими особенностями территории и геокриологическими характеристиками, то выбор признаков оценочного районирования определяется спецификой инженерного использования геологической среды (видами освоения) и особенностями инженерно-геокриологических условий. Безусловно, во всех без исключения случаях определенные требования и ограничения к выбору признаков районирования и их градациям накладывает масштаб карты.

19.4. Методические основы составления геокриологических карт

Геокриологические карты составляют в двух случаях: на стадии завершения геокриологичекой съемки в любом из съемочных масштабов и при обобщении фактических разрозненных и разномасштабных геокриологических и других материалов (без проведения геокриологических съемок).

Методика составления геокриологических карт в съемочных масштабах опирается на комплексное изучение двух групп криоформирующих факторов и условий: 1) зональных ландшафтно-климатических и 2) региональных структурно-геологических, гидрогеологических и орографических. В соответствии с методикой съемки карты составляют сначала на хорошо изученные «ключевые участки», а затем на основе ландшафтного районирования (типизации) — на менее изученные территории между ними Карты *являются основным результатом региональных комплексных* съемок или мелко- и среднемасштабных тематических исследований при производстве съемки как в пределах криолитозоны, так и в области сезонного промерзания пород.

Геокриологические карты съемочных масштабов, составляемые в результате проведения полевых исследований, всегда должны быть комплексными, так как наряду с мерзлотными характеристиками геологическое строение территории является одним из основных компонентов их содержания. Собственно геокриологические характеристики, выявленные и изученные на ключевых участках при помощи различных методов исследования, при составлении геокриологических карт распространяются на основе ландшафтного микрорайонирования, которое учитывает элементы рельефа и их соотношение между собой, состав пород, их влажность и криогенное строение, микрорельеф поверхности, заболоченность, растительность, условия инсоляции и микроклимат При этом анализ природных условий участков и распространение в их пределах геокриологических характеристик должны проводиться при использовании аэро- и космоснимков.

По установленным при съемке взаимосвязям между факторами природной среды и геокриологическими характеристиками на основе геокриологических классификаций сезонно- и многолетнемерзлых пород составляют серию геокриологических карт в масштабе съемки или крупнее. Например, на карте геокриологических условий путем рационального выбора изобразительных средств может быть показана одна (например, среднегодовые температуры пород) или несколько (например, среднегодовые температуры пород, мощность мерзлой толщи и талики) геокриологических характеристик, отражающих закономерности их пространственной изменчивости.

Основным методом показа геокриологических условий на картах является раздельное отображение каждой геокриологической характеристики и каждого мерзлотообразующего компонента природной среды по всем картируемым элементам рельефа. Такой подход позволяет получить по карте не только информацию о том или ином параметре геокриологической обстановки, но и выявить пространственное их изменение и связь с факторами природной среды, а в районах освоения — составить на основании этих взаимосвязей предварительный инженерно-геокриологический прогноз.

Геокриологические карты сопровождают геокриологическими разрезами, на которых кроме геологического строения и состава пород показывают: мощность и распространение многолетнемерзлых пород, температурное поле ниже слоя годовых нулевых амплитуд (в виде линий равных температур), влажность и льдистость по горным выработкам в виде криогенной колонки с указанием типа криогенеза (син- или эпигенетический) и др. Содержание карты должно соответствовать ее названию и назначению. Раскрытию содержания подчинен и выбор характеристик, имеющих на карте площадное отображение. Основному содержанию карты отдается и основное средство отображения — цветовой фон, наглядно показывающий пространственное изменение по территории главнейшей для целей проводимого исследования геокриологической характеристики. Следующие по важности для данной карты характеристики передаются цветными штриховками и мелкими знаками.

Полевые карты составляются преимущественно как частные рабочие карты в масштабе съемки или крупнее, т.е. отражают только одну характеристику природной среды (например, элементы рельефа или четвертичные отложения) или одну геокриологическую характеристику (например, распространение талых и мерзлых пород и др.). Такими являются карты фактического материала, четвертичных отложений, растительности и заболоченности, элементов рельефа, криогенных явлений, техногенных образований и др. Отчетные карты, завершающие геокриологическую съемку, составляют в камеральный период. Методика их составления во всех масштабах принципиально единая, но обладает особенностями по выбору характеристик, способу их отображения и т.д.

Крупномасштабные карты. Геокриологические карты крупного масштаба составляются в основном по фактическим данным, полученным на каждом исследуемом участке, и направлены на решение конкретных инженерно-геологических задач. Поэтому такая геокриологическая карта является всегда инженерно-геокриологической, а ее основное содержание связано с криолитогенетическими особенностями отложений участков (сложением,

составом, криогенными текстурами и льдистостью мерзлых пород, их свойствами, устойчивостью температурного режима к изменениям естественных условий при освоении и т.д.).

Детальность выделения участков с различными криолитологическими особенностями связана с детальностью ландшафтного микрорайонирования, при котором каждый элемент рельефа по сочетанию природных характеристик подразделяется на несколько ландшафтных участков (микрорайонов). Для каждого участка карты по всей его площади показывают: 1) среднегодовые температуры пород с градацией через 0,5 и 1°С; 2) глубины сезонного оттаивания и промерзания (среднемноголетние с градациями через 0,5 м и экстремальные); 3) мощности мерзлых пород и таликов (в Южной геокриологической зоне через 10—25 м; в Северной — через 50—100 м); 4) криогенные явления на конкретных участках их развития. Такое картирование реализуется на геологическом фоне, показываемом на карте на уровне свит, подсвит и фаций с конкретным прослеживанием их границ, с отражением в легенде изменения физико-механических и теплофизических свойств пород. Кроме того, на таких картах должны отражаться: 1) участки талых и мерзлых пород в своих естественных границах, которые на картах более мелкого масштаба показывают знаком островного или прерывистого распространения; 2) наряду со среднемноголетними глубины сезонного оттаивания пород для теплых лет и промерзания для холодных; 3) интенсивность и стадия развития (начальная, зрелая, затухающая) криогенных явлений на конкретных участках распространения; 4) участки периодического разобщения мерзлых пород со слоем сезонного промерзания.

Для инженерно-геологической оценки территории на карте необходимо показывать величину пучения грунта при промерзании для каждого криолитогенетического комплекса в естественных условиях и ее изменение при планируемом освоении. На каждом участке также должна оцениваться возможность развития термокарстового процесса при условии близкого залегания к поверхности льдистого слоя пород (или мономинеральных льдов), развития термоэрозии и др.

В зависимости от сложности природных условий территории необходимое для решения инженерно-геологических задач содержание может быть представлено на одной комплексной или на нескольких частных картах. Обычно в комплект входят криолитологическая и геокриологическая карты, карта типов сезонного промерзания и оттаивания пород, оценочные карты развития криогенных процессов и др.

Значение инженерно-геокриологических карт существенно возрастает как в периоды проектирования объекта, так и в период

послепостроечного обследования, если картирование выполнено с частыми интервалами градаций геокриологических характеристик. Инженерно-геокриологическая крупномасштабная карта должна сопровождаться прогнозными картами на строительный и эксплуатационный периоды и рекомендациями по управлению геокриологической обстановкой для ее улучшения.

Среднемасштабные геокриологические карты, так же как и крупномасштабные, составляют для определенных видов освоения, но охватывают большие площади исследования, особенно для целей гидротехнического строительства.

Карты таких масштабов являются оптимальными для отражения геокриологических условий в границах всех элементов рельефа с учетом их ландшафтных особенностей и криогенного, строения (рис. 19.1) и практически не требуют дополнительного разделения геоморфологических элементов по ландшафтно-литологическим микроусловиям. Особенности среднемасштабных карт выражаются: 1) в совпадении границ геоморфологических элементов и свойственных им геокриологических характеристик; 2) в необходимости отражения на карте и разрезах количественных параметров не только для инженерно-геокриологических условий, но и для гидрогеологических; 3) в отражении большей глубинности исследования для анализа взаимодействия мерзлых толщ и подземных вод.

Несколько меньшая детальность картирования на среднемасштабных картах по сравнению с крупномасштабными может быть показана на следующем примере. Так, на картах крупного масштаба в пределах заболоченной поверхности поймы, террасы, водораздела и других элементов показываются цепочки мерзлых бугров, отдельные мерзлые торфяники и талые межбугровые понижения между ними. На среднемасштабных картах этот же участок (и другие с частым чередованием маленьких по площади участков талых и мерзлых пород) могут быть показаны лишь знаком островного распространения мерзлоты с описанием площадного соотношения талых и мерзлых массивов в легенде карты.

В комплект среднемасштабных карт, завершающих геокриологическую съемку, обычно входят: геокриологическая карта, карта типов сезонного промерзания и оттаивания пород, инженерно-геокриологическая и гидрогеокриологическая карты, составляемые для естественных условий (на период исследования), и прогнозная геокриологическая карта с учетом генерального плана застройки и с разработкой мероприятий по охране природной среды.

Мелкомасштабные геокриологические карты — всегда комплексные, так как составляются на допроектных стадиях исследования территории и должны отвечать на вопросы многоотраслевого освоения территории и охраны природной среды. Их задачей

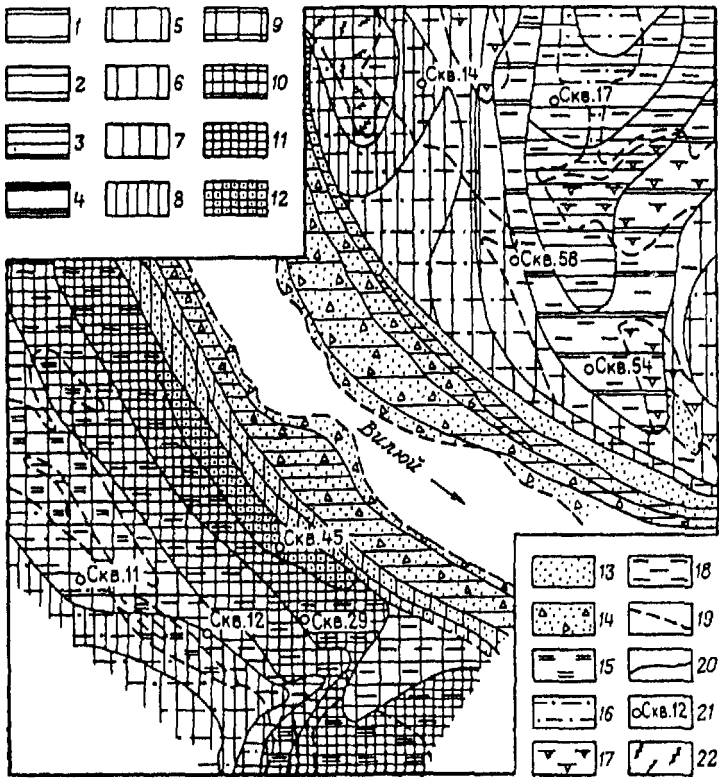


Рис. 19.1. Геокриологическая карта участка среднего течения Вилюя (*по К.А.Кондратьевой, 1963*)

Среднегодовая температура пород, °С: *1* — от 0 до −0,5; *2* — от −0,5 до −1; *3* — от −1 до −1,5; *4* — от −1,5 до −2; *5* — от −2 до −2,5; *6* — от −2,5 до −3; *7* — от −3 до −3,5; *8* — от −3,5 до −4; *9* — от −4 до −6; *10* — от −5 до −6; *11* — от −6 до −7; *12* — ниже −7. Породы: *13* — среднезернистые пески; *14* — валунно-галечные отложения; *15* — суглинки с дресвой диабазов и песчаника; *16* — супеси со щебнем и дресвой диабазов; *17—18* — суглинки (*17* — со щебнем туфов и диабазов, *18* — со щебнем и дресвой диабазов); *19—20* — границы (*19* — литологических разновидностей, *20* — участков с различными температурами); *21* — опорные скважины; *22* — скальные обрывы

является отражение комплекса геокриологических, гидрогеологических и инженерно-геокриологических условий больших территорий, часто не освоенных, но перспективных для разведки и добычи полезных ископаемых, линейного строительства и т.д.

Полевые карты при мелкомасштабной съемке составляются в первую очередь на ключевые участки в масштабе в два—три раза крупнее съемочного. Целью составления рабочих карт на ключевые участки является выяснение закономерностей формирования геокриологических условий в каждом микрорайоне (частные

геокриологические закономерности) и их изменений по территории от одного микрорайона к другому (общие геокриологические закономерности) Составление комплексных геокриологических карт на всю территорию исследования в масштабе съемки базируется на картах ключевых участков и результатах анализа взаимосвязей факторов природной среды и геокриологических характеристик

Вследствие охвата при мелкомасштабном картировании больших и часто сложных в геокриологическом отношении районов составление комплексных карт методически целесообразно проводить раздельно по каждой характеристике, последовательно учитывая каждую частную составленную карту Окончательное совмещение всех геокриологических характеристик и характеристик природнои среды (мерзлотообразующих факторов) на одной или нескольких картах позволяет отразить региональные геокриологические закономерности

В целом мелкомасштабные комплексные съемки обычно завершают составлением серии комплексных карт, таких как геокриологическая (карта распространения и среднегодовых температур пород, мощности и строения мерзлой толщи, криогенных явлений и таликов), типов сезонного промерзания и оттаивания пород, инженерно-геокриологическая, гидрогеокриологическая В комплект могут входить карты четвертичных отложений, криолитологическая, оценочные геокриологические карты (по устойчивости и изменчивости развития криогенных явлений и в целом геокриологических условий) и др Такой комплект позволяет проводить предварительную оценку конкурирующих вариантов участков освоения для выбора наиболее благоприятного по инженерно-геокриологическим или по гидрогеокриологическим условиям В целом широкая комплексность и большая глубинность исследования при мелкомасштабном картировании геокриологических условий базируется на изучении и учете истории геокриологического развития региона в позднем кайнозое и в период каждого его этапа

Прогнозные и оценочные карты составляются главным образом в крупных и средних масштабах, что обусловлено необходимостью решения разнообразных практических задач

Целью составления прогнозных геокриологических карт является отображение таких геокриологических характеристик, которые могут сформироваться в процессе предполагаемого освоения территории или естественной динамики климата Поэтому в основе их лежат разработка геокриологического прогноза по всем основным параметрам геокриологической обстановки и карты существующих на период исследования геокриологических условий

Границы контуров на прогнозной геокриологической карте могут существенно отличаться от карты существующей обстановки только на участках интенсивного преобразования природных условий.

Целью оценочных карт является отражение полученной при съемке инженерно-геокриологической информации в виде, пригодном для использования в проектном деле или при решении других прикладных задач. Выбор признаков оценки территории определяется спецификой инженерного использования природной среды, геокриологическим прогнозом и ее инженерно-геокриологическими особенностями.

Прогнозная и оценочная карты и карта существующих геокриологических условий служат основой для составления карты устойчивости природных условий к техногенным изменениям или карты охраны природной среды. На ней должно быть отражено районирование территории по степени инертности (или активности) изменения геокриологических условий к различным нарушениям и рекомендации по направленному формированию заданных геокриологических условий.

Обзорное картирование и районирование. Геокриологические карты, охватывающие всю территорию России, в связи с ограниченным фактическим материалом и слабой разработанностью методики составлялись лишь в обзорных 1:40 000 000—1:5 000 000 масштабах.

Первые карты криолитозоны (с конца XIX в. до 40-х годов XX в.) были простыми по содержанию и изображению и имели только одну—две схематично показанные мерзлотные характеристики. Сначала это была только условная линия южной границы распространения многолетнемерзлых пород, затем условные линии среднегодовых температур пород со значениями −1, −3, −5, −10°С. Несмотря на простоту изображения, содержание их для того времени было весьма прогрессивным (карты А.Ф.Миддендорфа, Г.Вильда, Л.А.Ячевского, В.Б.Шостаковича, А.В.Львова, М.И.Сумгина, В.Ф.Тумеля), так как давали представление о зональном изменении многолетнемерзлых толщ. В 50-е годы по мере накопления фактического материала и дальнейшего развития мерзлотоведения как науки для отдельных регионов, а затем и для всей криолитозоны бывшего СССР в масштабах 1:40 000 000—1:20 000 000 появились мерзлотные карты В.А.Кудрявцева, И.Я.Баранова, А.И.Попова, А.И.Калабина, П.И.Мельникова, И.А.Некрасова и др. В 60-е годы И.Я.Барановым была составлена первая Геокриологическая карта СССР в масштабе 1:10 000 000, обобщившая накопленные к тому времени материалы о распространении, составе, мощности сезонно- и многолетнемерзлых пород, их среднегодовых температурах и физико-географических явлениях. Затем в 1977 г. И.Я.Барановым была опубликована новая Гео-

криологическая карта СССР в масштабе 1:5 000 000, детализирующая представления о типе криогенеза и основных характеристиках сезонно- и многолетнемерзлых пород на территории бывшего СССР. В эти же годы в обзорных масштабах были опубликованы различные по содержанию и детальности геокриологические карты на отдельные регионы, перспективные для освоения. Так, существенным шагом вперед в геокриологическом картировании является вышедший в 1976 г. комплект из трех инженерно-геологических карт в масштабе 1:1 500 000 на область распространения многолетнемерзлых пород в пределах Западно-Сибирской плиты под редакцией Е.М.Сергеева и в 1986 г. — комплект из двух карт в масштабе 1:1 000 000 под редакцией В.Т.Трофимова.

Значительное число карт в мелких и обзорных масштабах было составлено на отдельные регионы интенсивного освоения криолитозоны: Южную Якутию, Западную Сибирь, юг Средней и Восточной Сибири, Забайкалье.

В 1986 г. издана Криолитологическая карта СССР масштаба 1:4 000 000 под редакцией А.И.Попова, основным содержанием которой явилось распространение син- и эпигенетических типов мерзлых толщ и их криолитологическая характеристика, которая детально показанная на обобщенных геологических колонках, типичных для характеризуемых ими разрезов криолитозоны В начале 70-х годов на кафедре геокриологии геологического факультета МГУ, проводившей комплексные мелко-, средне- и крупномасштабные геокриологические съемки на больших и различных по природным условиям территориях криолитозоны, было начато и к 1985 г. закончено составление новой Геокриологической карты СССР масштаба 1:2 500 000, которая была опубликована в 1997 г под редакцией Э Д.Ершова.

19.5 Геокриологическая карта СССР масштаба 1:2 500 000

Геокриологическая карта СССР (1997), охватывающая Россию и сопредельные территории бывшего СССР, является первой картой масштаба 1:2 500 000, отражающей криолитозону северо-восточной части Евразийского материка, и последней картой, изданной на всю территорию бывшего СССР. Карта имеет методическое, научное и практическое значение, впервые характеризуя огромную территорию криолитозоны России и сопредельных государств как единое целое путем отображения геокриологических условий на локальном, региональном и континентальном уровнях теплообмена на поверхности и в толщах пород.

Первой особенностью рассматриваемой карты является отображение всех основных мерзлотных характеристик и основных мерз-

лотообразующих природных факторов и условий на одной общей карте, создавая многослойность ее содержания. Такой методический и картографический прием позволил не только получать на каждом обособленном участке конкретные значения мерзлотных характеристик, но и анализировать причины их образования и существования в определенных природных условиях, отраженных на карте.

Вторая особенность карты заключается в том, что каждая геокриологическая характеристика дана своим условным знаком, который позволяет оценить ее распространение по территории и изменение значения показателя от меньшего к большему (например, возрастание мощности мерзлой толщи и понижение среднегодовых температур пород к северу и т.д.). *Третьей особенностью* является отображение на ней ярусности криогенных толщ горных пород, различающихся по составу пород, наличию льда и по глубине залегания кровли каждого криогенного яруса. *Четвертой особенностью* является картирование всех мерзлотных и природных характеристик по каждому из элементов рельефа, выделенному на топографических, геоморфологических, почвенных и ландшафтных картах аналогичного масштаба. Поэтому Геокриологическая карта СССР (России и сопредельных государств) по методике составления и отображению ее содержания является комплексной картой природных условий, все составляющие которой подчинены выявлению всесторонней характеристики криолитозоны. В основе ее составления лежит та же методика, что и при проведении средне- и мелкомасштабных комплексных съемок и составлении съемочных геокриологических карт, основным принципом которых являются детальные геокриологические исследования на ключевых участках и распространение этих данных по остальной территории съемки на основе ландшафтного метода.

В качестве ключевых при составлении данной карты использовались районы мелко-, средне- и крупномасштабных геокриологических съемок, на которых был получен большой фактический материал, установлены частные, общие и региональные геокриологические закономерности и составлены комплексные геокриологические карты на ландшафтно-климатической, геологической и морфоструктурной основах. Экстраполяция данных между районами исследований проводилась при анализе климатических данных Гидрометеосети, мелкомасштабных и обзорных геологических, геоботанических, ландшафтных, почвенных, мерзлотных и других карт и дополнительных материалов, полученных бурением и геофизическими методами, а также с использованием аэро- и космоснимков, лабораторных и расчетных методов. Такая методика составления карты способствовала тесной увязке всех геокриологических характеристик с мерзлотообразующими факторами природной среды.

Геокриологическая карта СССР масштаба 1:2 500 000 составлена на геологической основе и отражает взаимосвязь существующих мерзлотных условий с климатическими, ландшафтными, гидрологическими, гидрогеологическими, неотектоническими, глубинными геотермическими условиями и рельефом путем раздельного картирования по элементарным в данном масштабе ландшафтам основных мерзлотных характеристик на самой карте. Такая взаимосвязь на рассматриваемой Геокриологической карте передается отображением на всей картируемой территории трех групп генетически связанных между собой важнейших *геокриологических характеристик.* Основой двух первых является геологическая, которая по всему полю карты дана в виде геологических формаций литифицированных (преимущественно дочетвертичных) пород и геолого-генетических комплексов неоген-четвертичных отложений. Последним уделено наибольшее внимание вследствие их залегания с поверхности, роли в процессе теплообмена пород с атмосферой, значения в формировании сезонного промерзания и оттаивания, среднегодовых температур пород, льдистости и мерзлотно-геологических процессов и явлений. Поэтому на карте чехол рыхлых отложений отражен распространением их генетических комплексов (мощностью более 5 м) и охарактеризован в легенде по генезису, составу, типу промерзания, криогенным текстурам, объемной льдистости и макровключениям льда (полигонально-жильным и пластовым залежам).

Формации коренных пород, составляющие коренную основу карты, показаны в областях денудации и сноса и охарактеризованы в легенде по геологическому возрасту, составу, трещиноватости, криогенным текстурам и объемной льдистости в пределах слоя годовых колебаний температур (25—30 м).

Третью группу составляют *мерзлотные характеристики*, формирование и развитие которых связано с современными природными условиями. Это распространение и среднегодовые температуры сезонно- и многолетнемерзлых пород. Сплошность (или прерывистость) распространения мерзлых пород по территории, определяемая развитием сквозных и несквозных радиационно-тепловых таликов, на карте представлена двумя макрозонами (каждая своим цветовым фоном): 1) зона сплошного распространения многолетнемерзлых пород — Северная геокриологическая зона (фоновая окраска сине-голубого и сине-фиолетового цветов), в которой радиационно-тепловые талики практически отсутствуют; 2) зона несплошного (редкоостровного, массивноостровного и прерывистого) распространения многолетнемерзлых пород — Южная геокриологическая зона (фоновая окраска зеленого цвета).

Распространение многолетнемерзлых пород по площади и их взаимное расположение с талыми породами характеризуется сред-

негодовыми температурами пород в виде ландшафтно-температурных зон на равнинах и низменностях и высотных поясов в горных районах. При этом линия среднегодовых температур пород 0°С является южной геокриологической границей, к северу от которой развита криолитозона, а к югу — область талых пород.

Особенности распространения многолетнемерзлых пород от южной границы криолитозоны к северу и с ростом высоты рельефа показаны на карте через отображение градаций среднегодовых температур от 0 до −17°С и ниже (см. рис. 18.2). В зоне сплошного распространения понижение среднегодовых температур пород с юга на север отражено на карте температурными зонами через 1,5—2°С: от −1...−3 до −15...−17°С. Лишь в пределах Среднесибирского плоскогорья, изменение высоты поверхности которого по меридиану составляет 50—100 м, понижение температур к северу показано через 1—1,5°С, т.е. от −1...−3 до −7...−9°С.

Сложные пространственно-временные соотношения мерзлых и талых пород на каждом ландшафтном типе Южной зоны показаны через диапазоны температур мерзлых и талых пород: в зоне редкоостровного распространения от +2 до −0,5°С, массивноостровного — от +1 до −1°С и прерывистого — от +0,5 до −2°С.

Вне криолитозоны среднегодовые температуры талых и немерзлых пород изменяются по территории России от 0 до +21°С, повышаясь от южной границы криолитозоны к югу и юго-западу. Все температурные зоны, описывающие талые породы, на карте показаны через 2°С.

Мощность и строение криолитозоны (см. рис. 18.3) показаны на карте залеганием криогенных ярусов пород и их мощностью: 1) первых от поверхности мерзлых толщ горных пород (субаэральных и субмаринных), содержащих лед, и морозных; 2) залегающих на глубине реликтовых мерзлых толщ, разобщенных со слоем позднеголоценовой мерзлоты, залегающей с поверхности, или перекрытых слоем талых пород мощностью 100—200 м; 3) субаэральных и субмаринных отрицательнотемпературных пород, содержащих соленые воды и рассолы — криопэги.

Мощность каждого яруса криолитозоны на карте показана раздельно штриховками разного цвета. Так, мощность мерзлой толщи верхнего яруса (штриховка красного цвета) в Северной зоне показана 18-ю градациями в диапазоне от 1000 до 1500 м. В Южной зоне она дана в диапазоне от 0 до 100 м с нарастанием в 25 и 50 м, что обусловлено связью маломощных мерзлых слоев с короткопериодными колебаниями климата и влиянием техногенных и сейсмических воздействий. В Северной зоне мощность мерзлой толщи верхнего яруса на равнинах дана с нарастанием в 100 м, в горных районах — в 200 м (см. рис. 18.3). Мощность реликтовых толщ (штриховка черного цвета) на Европейском Севере и в Запад-

ной Сибири дана на карте 10-ю градациями в диапазоне от 30 до 300 м при залегании на глубине 100—200 м от поверхности. Мощность яруса пород с криопэгами (штриховка зеленого цвета) при несплошном распространении показана через 50, 100 и 200 м; при сплошном — через 100, 200, 300, 500 и 1000 м. Общая мощность многоярусной криолитозоны по карте может быть получена суммированием всех отрицательнотемпературных ярусов горных пород по разрезу. Она отражена также на дополнительной карте масштаба 1:25 000 000, помещенной в нижней части основной карты.

Для всей криолитозоны со сплошным распространением мерзлых толщ на карте показаны сквозные и несквозные талики под руслами рек и глубокими озерами, а также очаги разгрузки соленых и пресных подземных вод. Также в пределах всей криолитозоны для генетических типов пород показано распространение таких мерзлотно-геологических явлений, как: полигонально-жильные льды с указанием вертикальной протяженности жил до 10, 20, 30 м и более; пластовые залежи подземных льдов; наледи подземных вод, в том числе гигантские; распространение систем полигонально-жильных льдов, полигональных полей торфяников, бугров пучения (сезонных и многолетних), а также пятна-медальоны, структуры облекания (псевдоморфозы по ледяным жилам), каменные полигоны и другие ископаемые формы (инволюции).

Содержание геокриологической карты масштаба 1:2 500 000 существенно дополняется шестью обзорными картами масштаба 1:25 000 000, помещенными на рамке нижнего ряда листов основной карты. Такими для территории России и сопредельных стран являются карты: 1) районирования по природным условиям существования мерзлых и талых пород; 2) среднегодовых температур сезонномерзлых и многолетнемерзлых пород; 3) общей мощности криолитозоны, охватывающая все отрицательнотемпературные толщи горных пород; 4) криогенного возраста пород и типов криогенеза; 5) гидрогеокриологического районирования и 6) инженерно-геокриологического районирования территории России и сопредельных государств. Все карты масштаба 1:25 000 000 имеют свои оригинальные легенды, не повторяющие легенду основной карты масштаба 1:2 500 000.

Геокриологическая карта СССР (России и сопредельных территорий) масштаба 1:2 500 000 в силу большого объема информации на самой карте может быть использована для дополнительного насыщения ее многими специальными данными, расширяющими характеристику и оценку геокриологических условий и позволяющими их детализировать при поступлении новых натурных данных, расчетных и аналитических материалов, а также составлять новые оригинальные геокриологические карты в масштабе 1:25 000 000—1:2 500 000 и крупнее.

Раздел VI

ОСНОВЫ РАЦИОНАЛЬНОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ СЕЗОННО- И МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД ПРИ ОСВОЕНИИ КРИОЛИТОЗОНЫ

ГЛАВА 20 ВЛИЯНИЕ РАЗЛИЧНЫХ ВИДОВ ОСВОЕНИЯ ТЕРРИТОРИИ НА МЕРЗЛЫЕ ПОРОДЫ И ПРИРОДНУЮ ОБСТАНОВКУ КРИОЛИТОЗОНЫ

20.1. Общие положения по рациональному использованию мерзлых пород при освоении криолитозоны

Интенсивность и темпы освоения территорий, расположенных в криолитозоне, продолжают неуклонно возрастать Под воздействием различных видов хозяйственного освоения все или отдельные компоненты природной среды, включающей в себя и геокриологические условия, могут изменяться и приводить к преобразованиям всего природного комплекса Существенной составляющей природной среды является геологическая среда, о которой применительно к тому или иному виду хозяйственной деятельности человека можно говорить в нескольких аспектах: 1) как об инженерно-геологической среде, в которой и на которой проводятся и работают различные сооружения; 2) как о среде — источнике полезных ископаемых; 3) как о геологической среде — важнейшем компоненте природного комплекса, являющегося средой обитания животного мира и человека

Изучением мерзлых пород земной коры как среды жизни и деятельности человека занят раздел геокриологии — *инженерная геокриология* (см. табл. 1.1). В ее задачи входит инженерно-геологическое обеспечение проектирования, строительства и эксплуатации различных инженерных сооружений и мероприятий в

криолитозоне с целью обеспечения и выбора наиболее надежных и экономичных способов хозяйственного освоения территории

Одной из основных особенностей проектирования, строительства и эксплуатации инженерных сооружений в криолитозоне является необходимость учитывать и регулировать теплообмен грунта с сооружениями и с внешней средой. С изменением при хозяйственном освоении герритории температурного и влажностного режимов пород, особенно с переходом температур через 0°С, связаны изменения состава, строения и свойств пород, прочности, несущей способности и сжимаемости мерзлых пород, напряжений и деформаций пучения и осадки в промерзающих и протаивающих породах, разрабатываемости мерзлых пород при горных работах, интенсивности развития термоэрозии, наледей, термокарста, солифлюкции и других криогенных процессов и образований, которые могут превратить отдельные территории в бедленды.

Данные наблюдений показывают, что среднегодовой прирост длины оврагов, развивающихся в мерзлых отложениях, составляет десятки и даже сотни метров, а с 1 м побережий северных морей (при высоте берега около 10 м) выносятся сотни кубометров оттаивающих пород. Развитие солифлюкционного процесса может приводить к оползанию отложении на склонах на расстояние нескольких десятков метров (при развитии вязкотекучих деформаций в оттаивающих грунтах) Тепловые осадки под сооружениями могут составлять десятки сантиметров и более. Развитие термокарста приводит к просадкам поверхности и заболачиванию больших территорий. Изменение глубин сезонного промерзания и оттаивания и последующее изменение режима грунтовых вод часто приводит к активизации наледного процесса Так, на одном из участков дороги в Центральной Якутии в течение одной зимы наблюдалось образование 60 наледей общей площадью 107 км^2 Наконец, с техногенными изменениями температурного режима пород связана активизация их морозного пучения, выражающаяся не только в увеличении подъема поверхности, но и в неравномерности пучении по площади

Все это приводит к специфическим условиям строительства и любой другой хозяйственной деятельности в области криолитозоны Поэтому попытки механического переноса строительных приемов и конструкций, положительно зарекомендовавших себя вне криолитозоны, в районы распространения многолетнемерзлых пород часто приводят к неудовлетворительным, иногда катастрофическим последствиям и почти всегда к излишней затрате труда, материала и времени. Так, по данным П.Д.Бондарева, А И.Дементьева и других, производивших обследование здании, возведенных на многолетнемерзлых грунтах в Воркуте и Воркутинском

Рис 20 1 Деформация здания вследствие неравномерной осадки при оттаивании многолетнемерзлого грунта основания, г Воркута (*фото Е М Чувилина*)

районе, оказалось, что около 80% зданий получили недопустимые деформации. Из числа обследованных каменных зданий 30% имели деформации катастрофического характера и требовали капитального ремонта Из 1230 зданий, обследованных в Якутске, Чите, Воркуте, Бурятии, 63% оказались деформированы (рис. 20.1) Около 30% всего жилого фонда на арктическом побережье составляют деформированные здания. Потери на ремонт и реконструкцию поврежденных зданий составляют около 10% их стоимости Основные причины деформаций — это осадки многолетнемерзлых грунтов при оттаивании или их пучение при промерзании.

К 2000 г в Норильске проложено более 60 км подземных коммуникаций. Натурные наблюдения показали, что из них 20% находятся в аварийном состоянии и требуют замены, 70% — в неудовлетворительном состоянии и нуждаются в ремонте. Зачастую срок нормальной эксплуатации подземных коллекторов не превышает 5—8 лет Деградация мерзлых толщ на застроенной территории Норильска явилась причиной деформации 250 зданий, из которых 100 в аварийном состоянии, а 34 подлежат разборке

Проведенное в конце 1999 г обследование показало, что в Якутске деформировалось 300 капитальных зданий. Большее число из них деформировалось из-за оттаивания многолетнемерзлых грун-

тов, меньшее — из-за охлаждения и промораживания водоносных таликов.

Анализ состояния земляного полотна железных дорог России показывает, что все конструкции путей подвергаются деформациям в период эксплуатации, а иногда и строительства. На центральном участке БАМа спустя 5—6 лет после окончания строительства протяженность земляного полотна без существенных деформаций составляла всего 54% общей длины трассы. На наиболее опасные деформации, связанные с просадкой земляного полотна и пучением, приходится около 11% пути. По данным ЦНИИСа, протяженность участка железных дорог, пораженных пучением, составляет почти 1/3 общей протяженности деформированных участков. Около 90% средств, отпускаемых на ремонт полотна железных дорог, расходуется на борьбу с пучением. Строительство железных и автомобильных дорог приводит к существенной активизации наледообразования. Так, на отдельных участках трассы БАМа количество наледей увеличилось на 50—70%, что потребовало значительных затрат на строительство постоянных противоналедных сооружений.

Аварийность плотин в криолитозоне в среднем составляет 46% и достигает в районах Арктики и Северо-Востока России 70—87%. Установлено, что в 85% случаев аварии происходят из-за оттаивания многолетнемерзлых пород в бортах и основаниях плотин в результате процессов льдообразования, пучения, морозобойного растрескивания. Наибольшей аварийностью и соответственно наименьшей надежностью характеризуется малая гидротехника с мерзлыми плотинами высотой до 10—20 м и хвостохранилища.

Анализ причин неблагоприятного состояния зданий и сооружений в криолитозоне показывает, что от 15 до 30% аварийных ситуаций связано с ошибками, допущенными при инженерно-геологическом обосновании участков строительства, т.е. при характеристике геокриологических условий. Значительный процент деформаций связан с ошибками при проектировании, нарушением режима эксплуатации. Только правильный, грамотный учет геокриологических условий территории, обоснованный выбор проектных решений позволяют избежать непредвиденных деформаций зданий и сооружений и обеспечить их надежную эксплуатацию. Имеются многочисленные примеры успешного возведения и существования зданий и сооружений на многолетнемерзлых грунтах. Эти здания оборудованы центральным отоплением, горячим водоснабжением и имеют все современные удобства. В качестве примера можно привести некоторые микрорайоны Норильска, расположенные на 69° с.ш. в зоне сплошного распространения многолетнемерзлых пород, Мирного — центра алмазодобывающей промышленности, Воркуты и многих других (рис. 20.2).

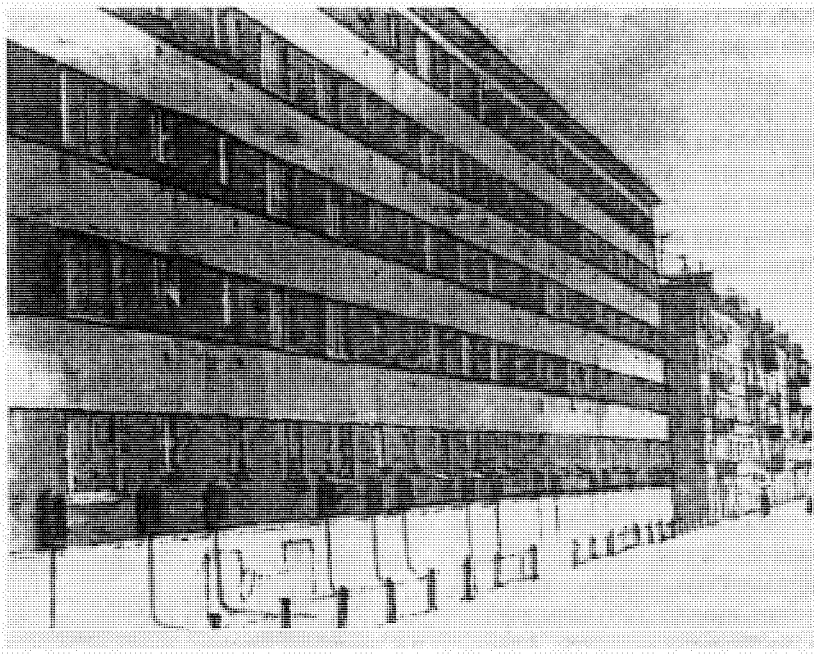


Рис.20.2. Пример строительства здания с сохранением грунтов в многолетнемерзлом состоянии в период эксплуатации, г Воркута (*фото Е.М Чувилина*)

В инженерной геокриологии выделяют обычно четыре вида хозяйственного освоения территорий, которые характеризуются специфическими воздействиями на многолетнемерзлые породы и геокриологическую обстановку в целом:

1) региональное освоение крупных территорий криолитозоны, связанное с широкими преобразованиями природных условий (сооружение крупных водохранилищ и гидроэлектростанций, сведение крупных лесных массивов и их воспроизводство, осушение болот и т.д);
2) хозяйственное освоение территорий криолитозоны при различных видах строительства (гражданского, промышленного, линейного, гидротехнического и др.);
3) освоение территорий для целей горнодобывающей промышленности и подземного строительства в области многолетнемерзлых пород;
4) агробиологические виды освоения территорий в криолизоне (разработка и мелиорация территорий для сельского хозяйства).

Очевидно, что эффективное освоение территорий невозможно без учета техногенных изменений геокриологической обстановки, без проведения системы мероприятий по управлению мерз-

лотным процессом для предотвращения, ликвидации или ограничения опасных последствий. В связи с этим необходимо осуществить комплекс научно-исследовательских работ, включающих: 1) изучение существующей геокриологической обстановки территории, подлежащей освоению; 2) изучение возможных техногенных воздействий на геокриологическую среду; 3) прогноз соответствующих этим воздействиям изменений геокриологических условий; 4) разработку схем проведения защитных и природоохранных мероприятий. Выполнение перечисленных работ должно предшествовать периоду активного освоения территории, началу капитального строительства.

Изучение существующей геокриологической обстановки необходимо для установления закономерностей распространения, формирования и динамики сезонно- и многолетнемерзлых пород и геокриологических процессов, составления геокриологических карт и построения физических и математических моделей для геокриологического прогнозирования. При этом, по мнению В А Кудрявцева, при изучении геокриологических условий недостаточно фиксировать существующую геокриологическую обстановку территории, а необходимо выявить закономерности ее формирования и развития, установить и оценить роль отдельных природных факторов в формировании температурного режима и других геокриологических характеристик верхних горизонтов горных пород Тогда, зная характер изменения природного комплекса в ходе планируемого освоения территории, можно прогнозировать изменения геокриологических условий Наиболее полно такой постановке исследований отвечает методика геокриологической съемки (см гл 19)

Техногенные воздействия приводят к различным изменениям геокриологических условий — повышению или понижению среднегодовой температуры грунтов, их сезонному или многолетнему оттаиванию или промерзанию Для выявления направленности и степени влияния хозяйственного освоения на мерзлотную обстановку необходима систематизация (типизация) техногенных воздействий Большинство предложенных схем типизации техногенных воздействий основывается на разделении и оценке целенаправленных и стихийных (непреднамеренных) воздействий Так, для рационального использования и охраны природной среды в криолитозоне особое значение приобретают непреднамеренные изменения климата, которые могут охватить большие территории в результате нарушений экологической обстановки Целенаправленные воздействия обычно подразделяются по своей природе на механические, физические, химические, биологические и др , причем за первыми закрепилось название нагрузок, а за остальными — воздействий

Последствия техногенных нагрузок и воздействий зависят от их продолжительности и площади, на которой они происходят. По времени действия они могут быть *постоянными* и определяться сроком поддержания в заданном виде и режиме вновь создаваемых техногенных ландшафтов или, например, сроком эксплуатации сооружения; *временными*, продолжающимися несколько лет (например, во время изысканий, подготовки к строительству и в период строительства), и *импульсными*, продолжительностью не более одного сезона (например, разовые изменения высоты и плотности снега, уплотнение и деформация мохово-кустарничкового покрова, излив воды на поверхность и др.). Импульсные воздействия, как правило, не вызывают изменений во всей толще мерзлых пород, а обычно приводят к изменениям глубин слоя сезонного оттаивания. Вре́менные и особенно постоянные воздействия могут привести к изменению теплового состояния пород на большую глубину, вплоть до полного оттаивания мерзлой толщи.

Мощность многолетнемерзлой толщи, затрагиваемой техногенными изменениями, находится также в прямой зависимости от площади приложения воздействий. В настоящее время принято говорить о точечных, линейных и площадных нарушениях естественных ландшафтов при освоении территорий.

Процессы, вызванные техногенными нагрузками и воздействиями, являются планируемыми и регулируемыми инженерными проектами. К ним относятся процессы образования «чаш оттаивания» под зданиями и сооружениями с тепловыделением и осадки оттаявшего грунта, которые допускаются проектом до определенного предела. Эти процессы противопоставляются вновь возникающим непредусмотренным, нередко слабо регулируемым. Такими процессами являются оттаивание многолетнемерзлых пород в черте застройки в результате зачернения поверхности в районах угледобычи. Часто сопутствующие нарушения носят характер вторичных изменений, следующих за первичными нарушениями (непосредственным результатом инженерных мероприятий) вследствие их причинно-следственной зависимости. По характеру ответной реакции геологической среды предлагается выделять обратимые, необратимые и деструктивные нарушения.

Последствия техногенного воздействия на природную среду могут проявиться в изменении ландшафтно-климатических условий, геодинамического состояния элементов рельефа, геокриологической обстановки, геофизических характеристик, инженерно-геологических, гидрогеологических и других условий. В зависимости от вида хозяйственной деятельности человека будет меняться удельный вес каждого из перечисленных воздействий.

Так, последствия гидротехнического строительства могут проявляться в изменении геодинамических, гидрогеологических и

геотермических условий и рельефа. Это выражается в перераспределении больших объемов воды на поверхности земли, подъеме уровня грунтовых вод, заболачивании, водном осадконакоплении, просадке дневной поверхности, абразии и термоабразии, формировании новых таликовых зон в ложе водохранилищ и крупных водотоков, в развитии карста и термокарста, оползней и др.

Последствия разработки месторождений полезных ископаемых могут проявиться в изменении рельефа, геодинамических, криологических, гидрогеологических и инженерно-геологических особенностей территории. Любая разработка приводит к истощению запасов полезных ископаемых и изменению геостатического поля земли вследствие появления выработанных пространств. Кроме того, подземная разработка часто связана с появлением мульд проседания дневной поверхности, которая в большинстве случаев сопровождается активизацией термокарста с формированием новой гидрогеологической обстановки и истощением запасов подземных вод, с преобразованием рельефа местности, отвалами пустой породы. Открытая разработка связана с преобразованием рельефа местности, глубокими выемками, с коренными изменениями гидродинамической системы, с выветриванием и разуплотнением вскрытых пород, оползнями откосов, пучением дна выемки и откосов, суффозией. Разработка россыпных месторождений связана с изменением рельефа днища речных долин, кольматацией руслового аллювия, снижением подруслового расхода и, как следствие, промерзанием подруслового талика.

Наземное строительство (строительство гражданских и промышленных комплексов и линейных сооружений) связано с изменением геотермической, геохимической, гидрогеологической, инженерно-геокриологической и геофизической обстановок. А под влиянием инженерных сооружений изменяются температура, а также соотношение объемов мерзлых и талых пород, активизируются экзогенные геокриологические процессы (термокарст, наледеобразование, пучение, солифлюкция и др.), изменяется режим грунтовых вод, происходит химическое загрязнение вод и засоление грунтов, появляются наведенные физические поля.

Характер и интенсивность техногенных воздействий на многолетнемерзлые грунты, которые связаны с наземным строительством, поддаются регулированию. Рационально выбрав способы и место строительства, предусмотрев соответствующие защитные мероприятия, можно избежать нежелательных последствий хозяйственного освоения.

Таким образом, каждому типу сооружений или виду хозяйственного освоения территории соответствует свой набор нарушений и техногенных нагрузок, определяющих методику инженерно-геокриологических изысканий и конкретного прогнозирования. Для составления схем типизации техногенных воздействий

на природную среду необходимы изучение опыта освоения различных территорий и постановка специальных режимных наблюдений с применением наземных станций и повторных аэрофото- и космосъемок.

Проведя геокриологические исследования и зная характер техногенных воздействий, можно предвидеть качественную или количественную характеристику изменений мерзлотной обстановки под влиянием тех или иных видов воздействий на различных участках, т.е. составить геокриологический прогноз.

На основе данных геокриологических исследований и геокриологического прогноза выбирают принципы и разрабатывают приемы рационального использования геологической среды криолитозоны. Выделяют следующие, наиболее общие принципы:

1) «свободного пользования», т.е. без ограничения по геокриологической обстановке;
2) сохранения естественного теплового состояния пород (мерзлого или талого) с использованием мероприятий по ограничению изменений температурного режима пород и развития (активизации) инженерно-геокриологических процессов;
3) допущения изменения естественного состояния пород (многолетнего оттаивания, ужесточения температурного режима и новообразования мерзлых толщ) с использованием мероприятий по управлению мерзлотным процессом для предотвращения неблагоприятных последствий.

Основные приемы освоения обычно сводятся к следующему: 1) ограничение освоения по площади (освоение данного вида допускается лишь на отдельных участках территории); 2) ограничение по технологии строительства; 3) управление мерзлотным процессом для создания требуемой инженерно-геокриологической обстановки; 4) отказ от освоения данной территории (прием запретов)

Рекомендации по принципам и приемам освоения криолитозоны, по рациональному размещению народнохозяйственных объектов, по технически и экономически целесообразным проектным решениям инженерной защиты территории составляют основу проекта рационального использования геологической среды криолитозоны.

20.2. Проблемы освоения криолитозоны в связи с возможным глобальным потеплением климата

Известно, что криолитозона сформировалась в четвертичный период и несет следы многих похолоданий и потеплений клима-

та, обусловленных длинно-, средне- и короткопериодными колебаниями температуры воздуха разной геофизической природы.

Инструментальные наблюдения по многим метеопунктам криолитозоны России показывают, что с середины 60-х годов XX в. до настоящего времени отмечается тенденция повышения среднегодовой температуры воздуха. Потепление климата, по данным наблюдений на геокриологических стационарах, сопровождается отчетливо выраженным повышением среднегодовой температуры пород и активизацией некоторых криогенных процессов.

Объяснение современного потепления связывают как с естественной динамикой климата, так и с влиянием антропогенного фактора — увеличением содержания в атмосфере некоторых малых газовых составляющих: углекислого газа (CO_2), закиси азота (N_2O), метана (CH_4), галогенопроизводных углеводородов и тропосферного озона. Все эти газы прозрачны для коротковолновой солнечной радиации, но они поглощают и излучают длинноволновую радиацию и тем самым способны повлиять на глобальный климат. Эти малые газовые составляющие принято называть парниковыми газами. Увеличение концентрации CO_2 и других парниковых газов приводит к нагреву поверхности Земли и нижних слоев атмосферы.

Сравнение большого числа моделей климатических систем, разработанных как российскими, так и зарубежными исследователями, показало, что прогнозируемые темпы потепления климата находятся в пределах 0,013—0,075°С в год. Наиболее вероятное ожидаемое при удвоении концентрации CO_2 (которое прогнозируется к концу XXI в.) повышение глобальной температуры воздуха составит 1,5—5,5°С. Согласно сценарию Вашингтона и Мичла, в пределах России повышение максимальных среднемесячных температур приземного слоя воздуха при удвоении концентрации CO_2 может составить 1—2°С, минимальных — от 4—6°С на большей части криолитозоны северо-восточной Евразии, до 8—10°С на Чукотке и Камчатке. По сценарию Хансена и других, повышение среднегодовой температуры воздуха в России составит 4—6°С, максимальное ожидается на Арктическом побережье и островах Ледовитого океана. Аналогичные результаты получены и другими исследователями.

Практически все климатические модели предполагают антропогенное повышение температуры воздуха в будущем. Вместе с тем прогнозируемое потепление климата «накладывается» на естественно-историческую тенденцию изменения температур воздуха, связанную с астрономическими и геолого-географическими причинами. Методика прогнозирования динамики температур воздуха основана на гармоническом анализе данных наблюдений на опорных метеостанциях в предположении существования разно-

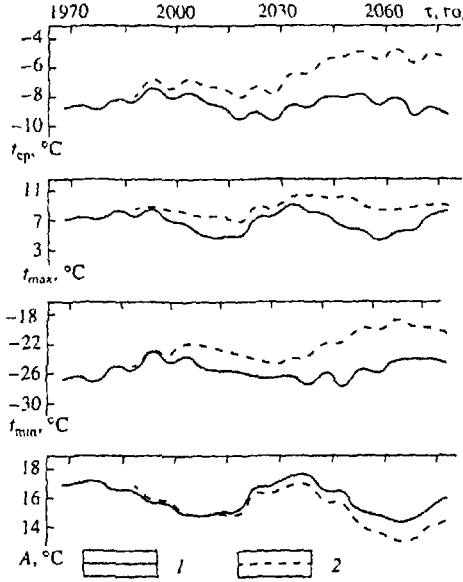


Рис 20.3 Динамика среднегодовой ($t_{ср}$), максимальной среднемесячной (t_{max}), минимальной среднемесячной (t_{min}) температуры и амплитуды колебаний среднемесячных температур воздуха A

1 — естественно-исторический прогноз без учета глобального потепления климата, *2* — прогноз с учетом глобального потепления климата

периодных ритмов, накладывающихся друг на друга с различными сдвигами фаз и амплитудами. Гармоническое разложение временны́х температурных рядов позволяет получить аналитические зависимости и построить кривые динамики среднегодовой, максимальной и минимальной среднемесячных температур воздуха на исследуемом интервале времени и в будущем (рис. 20.3) как без учета глобального потепления, так и с его учетом. На рисунке видно, что в отдельные годы повышение температур воздуха за счет парникового эффекта может компенсироваться ее понижением за счет естественно-исторической динамики климата.

Очевидно, что прогнозируемое повышение температур воздуха приведет к существенным изменениям температурного режима сезонно- и многолетнемерзлых пород. В зависимости от масштаба этих изменений в различных регионах неизбежно возникнут проблемы, связанные с возможным оттаиванием толщ мерзлых пород, развитием деструктивных геокриологических процессов, оказывающих негативное влияние на инженерные сооружения.

Существуют два основных подхода к оценке реакции мерзлоты на глобальное потепление климата· математическое моделирование и метод палеоаналогов. И тот и другой методы используются для прогноза изменения геокриологических условий в будущем. Оба подхода имеют как положительные, так и отрицательные стороны Математическое моделирование базируется на численных методах решения нестационарной задачи теплопроводности (задачи Стефана) с использованием современной вычислительной техники Однако используются и приближенные аналитические методы, позволяющие определить вероятное положение южной границы многолетнемерзлых пород в будущем в соответствии с принятым сценарием. Использование численных методов прогноза дает возможность определить время вероятного начала много-

летнего оттаивания пород, динамику температурного режима всей мерзлой толщи независимо от их начальной температуры, геологического строения и свойств. При математическом моделировании современные геокриологические условия рассматриваются как начальные. Конечные результаты прогноза зависят от принятого математического аппарата и выбора верхних граничных условий на весь прогнозируемый период, а именно от динамики температур воздуха, эволюции растительного покрова, условий снегонакопления и др. Метод палеоаналогов предполагает использование палеоклиматических и палеомерзлотных реконструкций для тех интервалов геологического прошлого, во время которых повышение средней глобальной температуры воздуха по сравнению с современной соответствуют уровню, ожидаемому в будущем в связи с парниковым эффектом.

Реакция криолитозоны России на глобальное потепление климата может быть рассмотрена на основе результатов геокриологического прогноза, выполненного при использовании сценария Института глобального климата и экологии РАН. Это один из экстремальных сценариев, позволяющий проследить пространственные закономерности повышения за определенный период не только среднегодовой, но и среднемесячных температур приземного слоя воздуха на территории России. Согласно этому сценарию в зависимости от географического положения района прогнозируется повышение среднегодовой температуры воздуха на 4—8°С, максимальной среднемесячной — на 2—3°С, минимальной среднемесячной — на 6—12°С.

Закономерности деградации многолетнемерзлых пород могут быть представлены в виде пространственно-временной изменчивости трех характеристик: среднегодовой температуры, времени начала оттаивания толщи многолетнемерзлых пород и глубины их многолетнего оттаивания. Расчеты проводились для большого числа пунктов, расположенных в области островного, массивноостровного, прерывистого и сплошного распространения многолетнемерзлых пород, характеризующихся различными среднегодовыми температурами, геологическим строением, составом пород, их мощностью.

Анализ полученных данных показывает, что время начала многолетнего оттаивания на каждом участке зависит от существующей в настоящее время среднегодовой температуры пород и от ожидаемой тенденции повышения среднегодовой температуры воздуха на каждом конкретном участке. Период времени τ, в течение которого среднегодовая температура на верхней поверхности мерзлых пород повысится до 0°С, ощутимо не зависит от их состава и свойств, а прямо пропорционален среднегодовой температуре мерзлых пород на момент начала потепления климата t_0, взя-

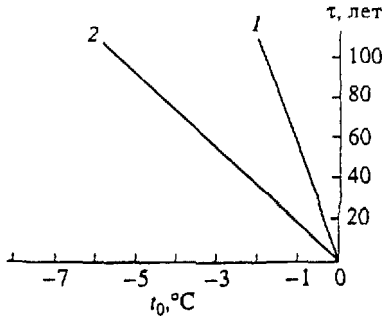


Рис.20.4. Зависимость времени (t) начала оттаивания мерзлых пород от их начальной среднегодовой температуры t_0 для разных трендов потепления климата:

1 — Δt=0,045°С/год; *2* — Δt = 0,06°С/год

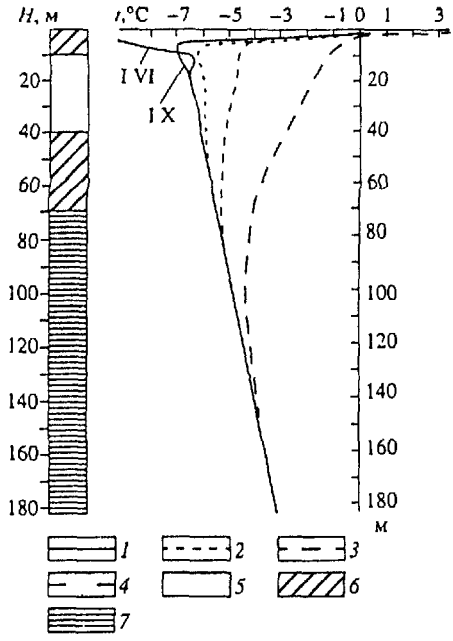


Рис.20.5. Геологическое строение и распределение температур пород по глубине (*север Западной Сибири*):

1 — начальный момент времени, *2* — 2010 г; *3* — 2040 г; *4* — 2100 г.; *5* — песок, *6* — суглинок, *7* — глина

той по модулю, и обратно пропорционален тренду потепления Δt и может быть рассчитан по уравнению $\tau = K(t_0/\Delta t)$, где K — коэффициент, зависящий от тренда повышения температуры воздуха. На рис. 20.4 приведены результаты расчетов для пунктов, различающихся строением разреза (торф, суглинок, песок), ландшафтными и климатическими условиями (использованы прогнозные расчеты по пунктам Нум-То, Надым, Тазовский, Воркута, Амдерма и др.), но имеющих один тренд потепления. Расчет показали, что для $\Delta\tau$=0,06°С/год K=1,13, для $\Delta\tau$=0,045°С/год K=2,47.

В условиях неустановившегося температурного режима, где из года в год происходит повышение температуры пород по глубине (рис. 20.5), не корректно говорить о среднегодовой температуре пород на глубине нулевых годовых амплитуд как о постоянной температуре в течение длительного отрезка времени. Тем более это не корректно, когда начинается многолетнее оттаивание пород с поверхности. Поэтому для оценки тенденции изменения температур пород в разрезе принята фиксированная глубина, приблизительно равная глубине нулевых годовых амплитуд в современных условиях — 18—20 м. Расчеты показали, что изменение температуры пород на этой глубине в будущем существенно зависит от их начальной температуры (рис. 20.6). При относительно высоких начальных отрицательных температурах пород большая

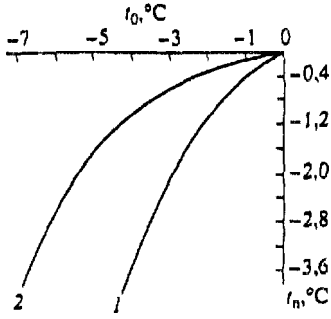


Рис.20.6. Зависимость прогнозной среднегодовой температуры многолетнемерзлых пород $t_п$ от их начальной среднегодовой температуры t_0 через:

1 — 50 лет и *2* — 110 лет от начала потепления климата с трендом 0,06°С/год

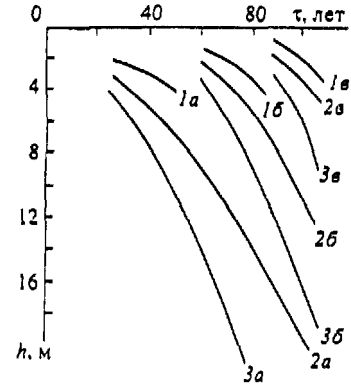


Рис.20.7. Зависимость глубины многолетнего оттаивания мерзлых толщ *h* от времени t с трендом потепления климата 0,06°С/год для пород различного состава и начальной среднегодовой температуры t_0:

1 — торф; *2* — суглинок; *3* — песок; *а* — t_0= −1°С; *б* — t_0= −3°С; *в* — t_0= −5°С/год

часть поступающего в грунт тепла идет на фазовые переходы при опускании кровли мерзлых пород и поэтому повышение температуры идет относительно медленно. В интервале низких среднегодовых температур интенсивность повышения температуры мерзлых пород увеличивается до температуры начала активных фазовых переходов.

Скорость и глубина многолетнего оттаивания пород определятся не только их начальным температурным состоянием и прогнозируемым трендом повышения температуры воздуха, но и составом и теплофизическими свойствами отложений (рис. 20.7). Например, скорость многолетнего оттаивания мерзлого торфа при тренде потепления 0,06°С/год составит около 6 см/год, суглинка — около 13 см/год, песка — около 20 см/год. Выявленные закономерности позволяют установить количественные оценки интенсивности деградации толщ мерзлых пород при их разной исходной среднегодовой температуре на любой момент времени от начала повышения температуры воздуха для разных пород. Результаты такой оценки на 50-й и 110-й год от начала потепления климата для некоторых типов грунтов представлены в табл. 20.1.

Повышение среднегодовой температуры пород при глобальном потеплении климата вызывает не только деградацию мерзлых пород с поверхности, но и их оттаивание снизу. Темп оттаивания определяется составом пород, среднегодовой температурой, мощностью и величиной теплопотока из недр Земли. Например, на Европейском Севере в районах распространения суглинистых по-

Таблица 20 1

Прогноз характеристик криолитозоны через 50 лет (числитель) и 110 лет (знаменатель) от начала потепления климата с трендом 0,06°С/год

Температура мерзлых пород к началу потепления, °С	Время начала оттаивания мерзлых пород, годы	Температура мерзлых пород, °С	Глубина оттаивания мерзлых пород, м		
			торф	суглинок	песок
–7	более 110	менее –5/–2,5	0,0	0 0	0,0
–5	95	–3/–1	0,0	0,0	0,0
–3	55	–1/–0,2	0,0/3,5	0,0/8	0,0/13
–2	40	–0 5/–0,2	1/более 3	2/10	4/16
–1	20	–0 2/–0,0	2/более 3	5/13	8/20
–0,5	10	–0/более 0	более 3/ более 3	6/14	10/22

род при мощности криолитозоны 50 м величина оттаивания снизу к 2100 г может составить около 2 м, при мощности 100 м — до 1 м

На основе математического моделирования составлена «Прогнозная геокриологическая карта России на 2100 г с учетом глобального потепления климата» (рис 20 8), основой для составле-

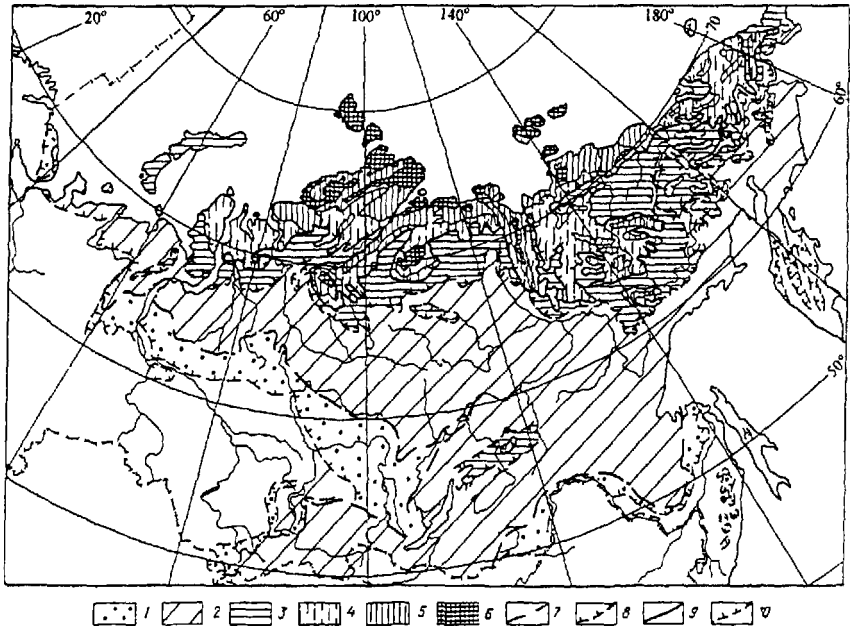


Рис 20 8 Прогнозная геокриологическая карта России на 2100 г (с учетом возможного глобального потепления климата по сценарию ИГКЭ)

1 —8 — области распространения многолетнемерзлых пород *1* — протаявших к 2100 г, $t_{ср}$>0°С, *2* — с глубиной залегания кровли от 5 до 20, реже до 50 м, $t_{ср}$=0 −3°С, *3*— преимущественно сплошных по площади, $t_{ср}$=+0,5 −2°С, *4—6* — сплошных по площади (*4* — $t_{ср}$= −1 −5°С, *5* — $t_{ср}$= −5 −6°С, *6* — $t_{ср}$= −5 −8°С), *7—10* — южная граница *7* — к 2100 г, *8* — островного, *9* — сплошного, *10* — современного распространения многолетнемерзлых пород

ния которой послужила «Геолокриологическая карта СССР масштаба 1:2 500 000». На карте (см. рис. 20.8) выделяется несколько областей, характеризующихся различными прогнозируемыми геокриологическими условиями:

1) область, где многолетнемерзлые породы, имеющие в настоящее время мощность до 15 м, за расчетный период практически полностью протают. Среднегодовая температура пород в этой области по всем разрезам станет положительной. В холодное время года отложения будут промерзать на некоторую глубину, определяемую конкретными климатическими ландшафтными условиями, составом, свойствами верхнего горизонта пород. Северная граница области будет приблизительно соответствовать современной северной границе редкоостровного распространения высокотемпературных многолетнемерзлых пород;

2) область, где практически повсеместно мерзлые породы будут оттаивать с поверхности. В зависимости от состава, строения и свойств отложений, их начальной среднегодовой температуры мощность оттаявшего с поверхности слоя составит 5—20 м. В разрезе выделяются два горизонта пород: талые, со среднегодовой температурой от 0 до 2°С, и подстилающие их многолетнемерзлые породы, температура которых меняется по глубине от 0 до −0,2...−0,5°С. Для этой области также характерно сезонное промерзание отложений;

3) область, где возможно преобладание многолетнемерзлых пород со среднегодовой температурой до −2°С. Однако в некоторых районах могут отмечаться участки, где, как и во второй области, начнется оттаивание пород с поверхности. Южная граница этой области, по сути, станет южной границей распространения многолетнемерзлых пород с поверхности по результатам прогноза на 2100 г. На участках распространения многолетнемерзлых пород произойдет их сезонное оттаивание, на участках таликов — сезонное промерзание;

4—6) области сплошного распространения многолетнемерзлых пород. Их среднегодовая температура, за исключением таликовых зон под крупными реками и озерами, будет отрицательной, но на 4—6°С выше, чем в современных условиях.

Во всех выделенных областях талые, протаивающие и мерзлые породы будут характеризоваться нестационарным температурным режимом, их температура по разрезу, глубины сезонного промерзания, сезонного и многолетнего оттаивания будут меняться во времени на протяжении всего прогнозируемого периода. Многолетнее оттаивание пород в связи с глобальным потеплением климата на участках распространения льдистых отложений, повторножильных льдов, мономинеральных залежей льда неизбежно приведет к активизации и новообразованию процессов термокарста,

термоэрозии, солифлюкции, термоабразии, многолетнего пучения пород.

С потеплением климата может также существенно измениться пораженность территорий морозным пучением пород. Сейчас в регионах с низкотемпературными мерзлыми породами интенсивность морозного пучения невелика из-за небольшой глубины сезонного оттаивания и суровой зимы, при которой промерзание сезонноталого слоя происходит быстро, за 1—1,5 месяца. Потепление климата и соответствующее увеличение глубины сезонного оттаивания приведет к увеличению пучения пород, особенно на равнинах с избыточным увлажнением поверхности, на 20—50%. На участках с прогнозируемой несливающейся мерзлотой и с новообразованными несквозными таликами получат широкое распространение сезонные и многолетние бугры пучения.

Заметные последствия потепления климата можно ожилать в береговой зоне арктических морей, где под влиянием термоабразии и термоденудации происходит разрушение и отступание береговых уступов. Если в современных условиях средняя скорость отступания берегов, сложенных льдонасыщенными дисперсными отложениями, составляет 1,5—2,0 м/год, то при потеплении климата она может увеличиться до 3 м/год и более. Следует также отметить, что потепление климата может стать причиной развития широкого спектра геокриологических процессов, на одной и той же территории образующих парагенетические ряды, развивающиеся с большой скоростью и со значительным деструктивным эффектом от их суммарного проявления Последнее может быть опасно при хозяйственном освоении.

Одним из важнейших последствий деградации многолетнемерзлых пород, обусловленных глобальным потеплением климата, является изменение условий работы многих сооружений в криолитозоне, которые проектировались без учета этого фактора. Дело в том, что прочностные и деформационные свойства многолетнемерзлых грунтов, являющихся основаниями инженерных сооружений, в значительной мере зависят от температуры. С повышением температуры первые уменьшаются, а вторые возрастают, что может привести к деформациям сооружений и появлению материального ущерба.

При строительстве с использованием грунтов по I принципу (с сохранением мерзлого состояния грунтов) расчет оснований в большинстве случаев ведется по первому предельному состоянию (по несущей способности). Расчеты, проведенные Л Н.Хрусталевым в соответствии с рекомендациями и указаниями нормативных документов, применительно к условиям Якутска позволяют ответить на вопрос об устойчивости и надежности зданий в условиях глобального потепления климата (табл. 20.2). Из таблицы следует, что отказы оснований начнутся уже при незначительном по-

Таблица 20.2

Снижение несущей способности многолетнемерзлого основания столбчатого фундамента в Якутске

Повышение температуры воздуха, °С	0,0	0,5	1,0	1,5	2.0
Несущая способность оснований, %	100	93	85	73	50
Несущая способность оснований опор трубопроводов и ЛЭП, %	100	91	81	69	38

Таблица 20.3

Снижение долговечности основания здания, построенного с предварительным оттаиванием многолетнемерзлых грунтов в Якутске

Повышение температуры воздуха, °С	0,0	0,5	1,0	1,5	2.0
Долговечность основания, %	100	68	46	42	23

вышении среднегодовой температуры воздуха, измеряемом десятыми долями градуса, и распространятся на все фундаменты, когда оно превысит 1,5°С. Это свидетельствует о том, что запасы по несущей способности, выраженные через повышение температуры наружного воздуха, незначительны.

При строительстве с использованием грунтов по II принципу (с их оттаиванием) расчет оснований ведется по второму предельному состоянию (по деформациям) При этом расчетные формулы практически никаких запасов прочности не предусматривают. Однако в отличие от I принципа отказ основания будет происходить на сразу с изменением температуры, а по прошествии довольно продолжительного времени, т.е. изменение температуры приведет лишь к изменению долговечности основания (табл. 20.3). Из таблицы следует, что и при строительстве по II принципу небольшое повышение температуры воздуха существенно сказывается на прочности сооружений

На основе проведенных расчетов можно сделать вывод, что глобальное потепление станет важным фактором, определяющим устойчивость сооружений на многолетнемерзлых грунтах

20.3. Региональные преобразования природной среды при освоении крупных территорий криолитозоны

Инженерные работы могут приводить к нарушению геолого-географической обстановки на больших площадях, в регионах и даже в целом на земном шаре. В последнее время постановка и

разработка многих вопросов геокриологических исследований, связанных с региональными преобразованиями природы, чрезвычайно актуальны в связи с проблемами рационального природопользования и охраны природы. Влияние на геокриологическую обстановку таких проектов, как создание каскадов водохранилищ на реках криолитозоны, городских агломераций, интенсивное освоение огромных площадей нефтяных и газовых месторождений, может превышать возможные изменения геокриологических условий при естественной динамике климата и эволюции природной среды.

Так, температура воздуха в крупных городах Севера (Норильске, Анадыре, Магадане и др.) летом на 2—3°С, а зимой на 4—5°С выше, чем на прилегающей территории, что связано с прямыми тепловыделениями, изменением альбедо в связи с запылением, обилием асфальта, бетона и т.д. При дальнейшем расширении городов, например до размеров крупных центров Японии, Америки, их тепловые нагрузки, по некоторым данным, становятся сопоставимы с масштабами синоптических возмущений. Средняя глобальная температура при этом не изменится, но могут произойти перераспределение тепловой энергии на значительных площадях из-за нарушений общей циркуляции атмосферы и, как следствие, изменение геокриологической обстановки.

Загрязнение атмосферы на прилегающих к крупным городам территориях оказывает существенное влияние на состояние растительного покрова, одного из ведущих температуроформирующих факторов. Так, уже есть данные, что выбросы в атмосферу серы, азота, сернистого газа, никеля и других металлов, характерные, например, для Норильска, приводят к образованию концентрических поясов различной степени нарушенности экосистем. Ширина зоны полного уничтожения или сильного нарушения мохово-лишайниковой растительности, деградации древесно-кустарниковых сообществ может составлять 4—10 км и иметь площадь до 1000 км². Начальная стадия нарушения растительного покрова фиксируется на площадях 40—60 тыс. км². Уничтожение и изменение видового состава растительности сопровождаются изменением условий снегонакопления, инфильтрации и стока атмосферных осадков, химического состава почв и грунтов на больших территориях и неизбежно приведет к изменению среднегодовой температуры грунтов, их свойств и глубины сезонного оттаивания, возникновению криогенных процессов.

Добыча нефти и газа в Западной Сибири также сопровождается существенными изменениями природной среды. Снижение пластового давления вызывает уплотнение пород и постепенную осадку земной поверхности. На одном из месторождений Шаинской группы она достигла 56 см, а в центральной части Западной Сибири понижение поверхности даже на 0,5 м вызывает резкое увеличе-

ние распространения болот. Следовательно, можно предполагать, что если в последующие 10—12 лет будет продолжаться понижение пластового давления, то просадка достигнет 1,5 м и территория будет полностью заболочена. Южнее Сибирских Увалов, где мерзлые породы приурочены к торфяникам, выступающим над поверхностью болот на 0,7—1 м, понижение поверхности приведет к полному оттаиванию многолетнемерзлых пород.

В первой половине 80-х годов обсуждался проект переброски части стока северных рек в южные районы страны Реализация этого проекта могла бы привести к существенным изменениям геокриологической обстановки на большой территории Западной Сибири. Так, один из вариантов проекта предусматривал отбор 4—5 км^3 воды из озер Карелии и переброску их через Мариинскую систему в бассейн Волги, что могло вызвать снижение уровня воды в озерах на 2,8—3 м и искусственное осушение более 60 тыс. км^2 ныне заболоченной территории. Геокриологическими последствиями этого были бы повсеместное увеличение глубин сезонного промерзания и образование перелетков мерзлоты. Кроме того, расчеты показывают, что в связи с уменьшением зеркала воды озер и болот испарение могло уменьшиться на 0,4 км^3/год В результате повысилась бы среднегодовая температура воздуха на 1,6—1,8°С и соответственно температура пород, возросла бы континентальность климата. Наоборот, в южных районах за счет расхода воды увеличилось бы испарение, что могло понизить летние температуры воздуха на 2—2,5°С, т.е. климат стал бы менее континентальным.

Анализ воздействия мероприятий этого проекта показывает, что в Западно-Сибирском регионе сокращение стока Оби приведет к изменению количества тепла, выносимого ею в Обскую губу. Это должно существенно сказаться на ледовой обстановке Обской губы и привести к понижению летней температуры воздуха в прилегающих районах. Кроме того, обмеление русла Оби и ее притоков, понижение уровня воды в Обской губе приведет к новообразованию многолетнемерзлых пород на мелководных участках, обнажившихся косах и барах. Изменение ледового режима и формирование многолетнемерзлых пород в русле Оби и Обской губе осложнит судоходство, кратковременное и сложное в настоящее время из-за малых глубин и многочисленных мелей.

В южных районах Западной Сибири, где обширные поймы Оби и ее притоков талые, сокращение продолжительности паводкового затопления пойм приведет к многолетнему промерзанию, постепенной смене господствующей здесь луговой растительности на моховые болота. В придолинной полосе как на самой Оби, так и на ее притоках в результате осушения грунтов увеличится глубина сезонного оттаивания и, как следствие, активизируется тер-

моэрозия, а на участках развития сильнольдистых грунтов и повторно-жильных льдов — процессы термокарста

Планировавшаяся переброска части стока Оби на юг предусматривала создание водохранилищ, которые могут существенно изменить микроклимат территории и вблизи южной границы криолитозоны вызвать протаивание мерзлых пород на большой площади. На рубеже XX—XXI вв. остро встал вопрос о возможном глобальном потеплении климата за счет увеличения содержания в атмосфере парниковых газов, что может привести к существенному изменению геокриологических условий. Последствия реакции криолитозоны на глобальные изменения климата см в разд. 20.2.

Из приведенных примеров видно, что одной из основных задач при решении региональных народнохозяйственных проектов является прогнозирование изменений геокриологических условий на больших территориях. Разработка таких прогнозов должна базироваться на комплексном изучении возможных региональных изменений климатических, природно-экологических условий и представляет сложную комплексную проблему.

20.4. Рациональное использование криолитозоны при различных видах строительства

Хозяйственное освоение территории всегда является комплексным, многоплановым и включает в себя строительство и эксплуатацию. 1) гражданских и промышленных объектов (жилые, общественные, коммунальные, фабричные, заводские здания и сооружения); 2) линейных сооружений (железные и автомобильные дороги, трубопроводы, подземные коммуникации, линии электропередач; 3) аэродромов; 4) гидротехнических сооружений Особенности строительства и эксплуатации зданий и сооружений в криолитозоне будут рассмотрены в гл. 21. Здесь же остановимся на освещении остальных видов строительного освоения.

Дорожное строительство. В криолитозоне в последние годы дорожному строительству уделяется большое внимание Это — трасса БАМ протяженностью 3145 км, железная дорога Сургут—Уренгой—Ямбург, проектирующиеся железная и автомобильная дороги на Ямале и др. В практике проектирования дорог применяются два принципа использования грунта в качестве основания (рис. 20.9). Первый принцип — это сохранение многолетнемерзлых грунтов в основании земляного полотна в течение всего периода эксплуатации дороги за счет поднятия верхней поверхности мерзлоты до подошвы насыпи Второй принцип основан на оттаивании многолетнемерзлых грунтов основания Оттаивание мерзлоты может быть частичным, на глубину, определяемую расчетом по допустимым деформациям полотна, и полным, предполагаю-

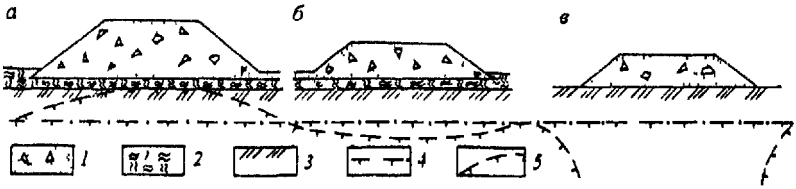


Рис 20 9 Примеры применения принципов проектирования и строительства автомобильных и железных дорог в криолитозоне

а — с созданием ядра многолетнемерзлых пород в основании насыпи, *б* —с частичным оттаиванием мерзлых грунтов *в* — с предварительным оттаиванием многолетнемерзлых грунтов *1* — насыпной грунт *2* — мохово-растительный слои, *3* — естественное основание насыпи *4* и *5* — границы многолетнемерзлых пород соответственно в естественных условиях и в эксплуатационный период

щим оттаивание мерзлых грунтов до начала строительства дороги и осушение грунта под дорожной конструкцией и на придорожной полосе

Проектирование по I принципу ведут на участках с низкотемпературными многолетнемерзлыми сильнопросадочными грунтами, когда оттаивание может привести к недопустимым деформациям и разрушению дорожной одежды

Сохранение мерзлых грунтов в основании дорог обеспечивается конструкциеи дороги и мероприятиями, использование которых обосновывается теплотехническими расчетами Земляное полотно отсыпают из несцементированных обломочных грунтов с обязательным сохранением мохово-дернового покрова в основании насыпи и вдоль дороги Для сохранения мохового покрова отсыпку насыпи выполняют «от себя» Строительные машины при этом передвигаются по отсыпаннои насыпи, грунт отсыпается непосредственно на моховой покров Для уменьшения высоты насыпи в основание земляного полотна укладывают теплоизолирующие прослойки из торфа, уплотненного мха, шлака и др Хорошие результаты дает использование теплоизолирующих пенопластовых щитов повышенной прочности, которые с успехом были использованы при строительстве некоторых участков на трассах железных дорог Уренгой—Ямбург, БАМ В качестве охлаждающих применяются вертикальные и наклонные сезонно-охлаждающие устройства (см рис 19 3)

Проектирование по I принципу может осуществляться и с предварительным промораживанием грунтов основания Этот метод был предложен Б И Поповым, Н Ф Савко и другими при строительстве дорог в Западной Сибири, южнее границы распространения многолетнемерзлых пород Обводненные грунты болотных массивов с мощным слоем торфа невозможно было использовать в качестве основания для автодорог Удаление снежного и раститель-

ного покрова в течение 2—3 лет на трассах дорог привело к промерзанию верхнего стоя торфа, формированию маломощного прослоя многолетнемерзлых пород, который и был использован в качестве основания для насыпей.

Проектирование по II принципу — с частичным оттаиванием мерзлоты — ведут обычно для насыпи из глинистых и песчаных грунтов с влажностью менее предела текучести и незначительными осадками при протаивании Мохово-дерновый покров в основании насыпи при этом не убирается Проектирование по II принципу — с полным оттаиванием мерзлоты — ведут преимущественно на легкоосушаемых грунтах Его применяют главным образом тогда, когда возможны заблаговременное оттаивание мерзлых грунтов, осушение дорожной полосы и упрочнение грунтов основания в результате их предпостроечной осадки при протаивании При этом необходимо не менее чем за год до начала основных работ расчистить дорожную полосу от леса, кустарника, снять моховой покров в пределах полосы и устроить водоотводные канавы.

В криолитозоне проектирование железных и автомобильных дорог проводится в основном на насыпях Выемки допускаются главным образом на участках с благоприятными геокриологическими (скальные, щебенистые или гравелистые слабольдистые грунты) и гидрогеологическими (отсутствие надмерзлотных вод) условиями. При необходимости сооружения выемки на участке льдистых дисперсных грунтов ее нужно проектировать только с заменой льдистых грунтов, обеспечением теплоизоляции откосов и водоотвода из выемок

Наибольшую опасность для земляного полотна представляет неравномерное пучение, которое вызывается главным образом неоднородностью грунтов, неодинаковыми условиями их увлажнения и промерзания. Основными мероприятиями по предотвращению и уменьшению пучения являются замена грунтов, устройство прослоек из крупнозернистых грунтов (для увеличения интенсивности промерзания и прерывания путей миграции влаги), осушение полосы отвода, применение теплоизоляционных слоев (для сокращения глубины промерзания), засоление грунтов (понижение температуры замерзания) и т д.

Большой ущерб дорожному строительству наносит активизация процесса наледеобразования Основные причины этого — изменение условий естественного грунтового стока при сооружении выемок; повышение верхней границы мерзлоты в насыпях, построенных по I принципу; неправильная организация поверхностного стока в водопропускных сооружениях (трубах, малых мостах); изменение (распластывание) водного потока рек и ручьев при возведении мостов. Мерами борьбы с наледями служат временные и постоянные ограждения из снега, грунта, заборы из

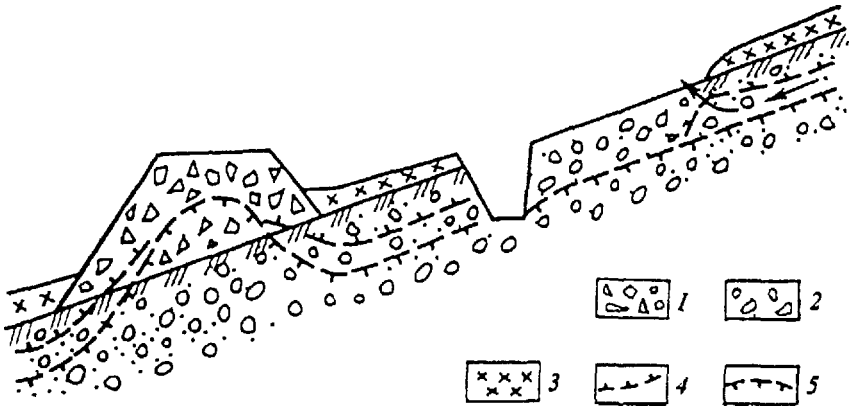


Рис 20 10 Схема одной из конструкций мерзлотного пояса для борьбы с наледями надмерзлотных вод

1—2 — грунты (*1* — насыпной *2* — хорошо фильтрующий), *3* — снег *4—5* — границы (*4* — промерзающих с поверхности и *5* — многолетнемерзлых грунтов) Стрелками показано направление движения грунтового потока

шпал и досок, водоотводящие канавы, водонепроницаемые экраны, мерзлотные пояса, деистие которых основано на перехвате грунтового потока и искусственном перемещении наледи выше по склону или в сторону от дороги (рис 20 10) Кроме перечисленных способов для борьбы с наледями проводятся осушение местности, утепление и углубление русел ручьев и др В последнее время внедрен метод предотвращения наледеобразования с помощью откачки грунтовых вод водозаборными скважинами

При сооружении выемок, подрезке склонов, неправильной организации водопропусков возможна активизация термоэрозионных процессов, борьба с которыми представляет серьезную проблему в связи с необходимостью проведения большого объема земляных работ по ликвидации промоин

Магистральные трубопроводы служат для транспортировки газа, нефти и других энергоносителей от месторождения до населенного пункта или промышленного объекта Сегодня они являются неотъемлемой частью ландшафта криолитозоны, протягиваясь на сотни и тысячи километров, пересекая на своем пути различные геокриологические зоны В настоящее время существуют различные типы прокладки и конструктивные особенности трубопроводов и используется разная температура транспортируемого продукта

Конструктивные особенности и температурный режим трубопроводов зависят от характера перекачиваемого продукта Так, нефтепроводы могут эксплуатироваться только при положительной температуре, причем минимальные температуры нефтепро-

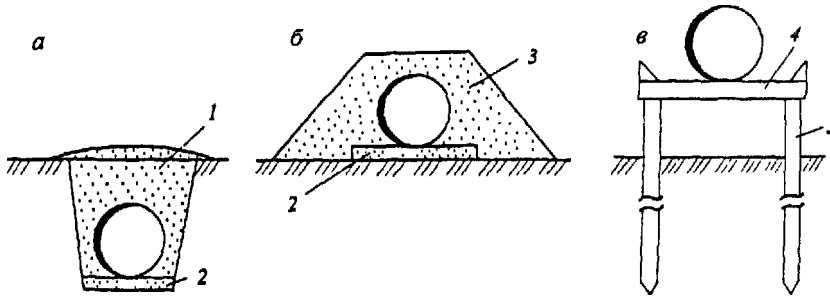


Рис.20.11. Способы прокладки трубопроводов:

а — подземный, *б* — в насыпи, *в* — надземный, *1* — грунт обратной засыпки траншеи, *2* — песчаная подушка, *3* — насыпной грунт, *4* — ригель, *5* — свая

вода составляют плюс 5—10°С, так как при более низкой температуре нефть густеет, образуются парафиновые пробки, она становится непригодной для транспортировки. Газопроводы могут иметь как положительную, так и отрицательную температуру.

В зависимости от положения относительно поверхности грунта трубопроводы делятся на подземные, наземные (в насыпи или без обваловки) и надземные (рис.20.11). Наибольшее тепловое влияние на мерзлые грунты оказывают трубопроводы, уложенные подземно, поскольку трубы (особенно больших диаметров), широко использующиеся на магистральных газопроводах, залегают в многолетнемерзлых породах ниже глубины сезонного оттаивания. Наименьшее тепловое воздействие на мерзлые породы наблюдается при надземной прокладке трубопроводов.

Температурный режим перекачиваемого газа определяет его тепловое влияние на вмещающие мерзлые породы, особенности формирования сезонных и многолетних ореолов оттаивания мерзлых пород. В зависимости от конкретных условий подготовки газа он может транспортироваться как с положительной, так и с отрицательной температурой. Все многообразие возможных режимов транспортировки газа может быть сведено к четырем вариантам. На рис. 20.12 показаны схемы теплового взаимодействия подземного трубопровода с грунтами. Учитывая, что в любых мерзлотных условиях, даже в области сплошного распространения многолетнемерзлых пород, такое линейно-протяженное сооружение, как трубопровод, будет неизбежно пересекать талые участки (например, при подземной прокладке на участках подрусловых или подозерных таликов). На приведенной схеме отдельно рассмотрены варианты теплового взаимодействия трубопровода с грунтами на участках распространения многолетнемерзлых пород и на таликовых участках.

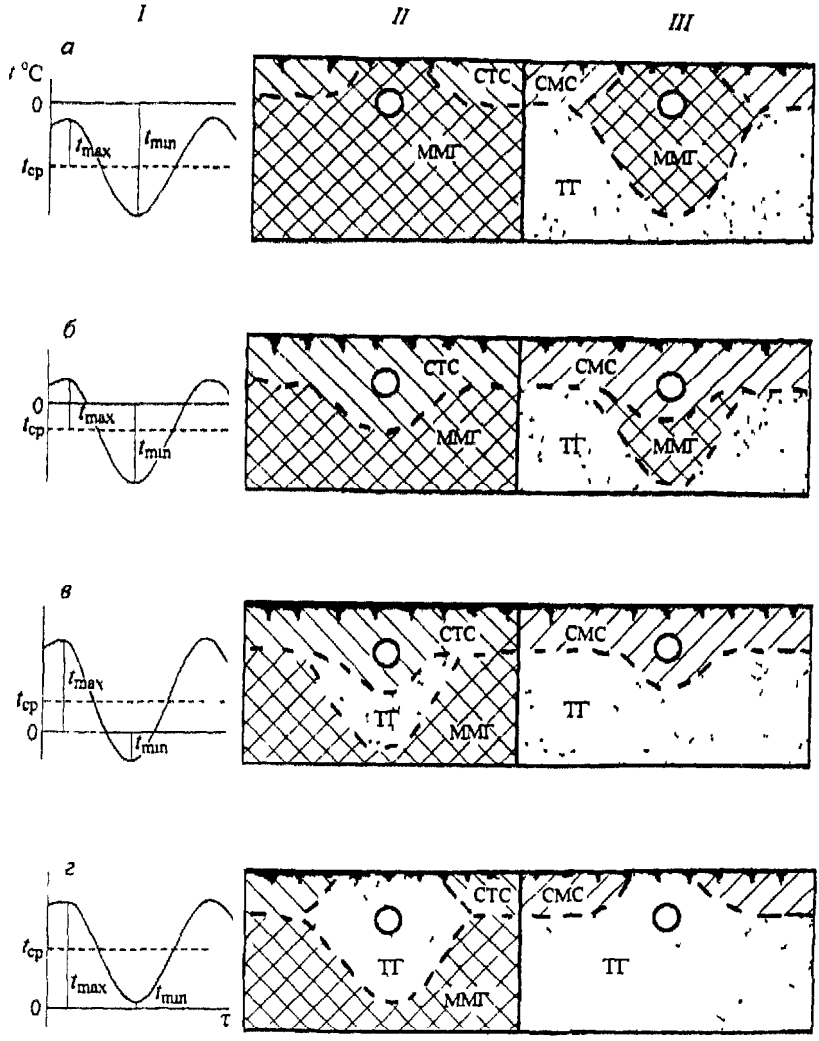


Рис 20 12 Сезонный ход температуры газа (I) и схемы теплового взаимодействия подземных газопроводов с многолетнемерзлыми (II) и талыми (III) грунтами при разных соотношениях среднегодовой $t_{ср}$, минимальной t_{min} и максимальной t_{max} температур газа

а — $t_{ср}<0°C$ $t_{max}<0°C$ *б* — $t_{ср}<0$ C $t_{max}>0°C$ *в* — $t_{ср}>0°C$ $t_{min}<0°C$ *г* — $t_{ср}>0°C$ $t_{min}>0°C$ тг — талый грунт стс — сезонноталый слой смс — сезонномерзлый слой ммг — многолетнемерзлый грунт

Очевидно, что в зависимости от сочетания среднегодовой $t_{ср}$, минимальной среднемесячной t_{min}, максимальной среднемесячной t_{max} температуры газа картина теплового взаимодействия трубопровода с мерзлыми и талыми грунтами будет различна Так, при транспортировании газа с положительной температурой про-

дукта в течение всего периода эксплуатации (в правой части рисунка показана принципиальная картина динамики температурного режима трубопровода) на участках распространения многолетнемерзлых пород будут формироваться многолетние ореолы оттаивания. Мощность сезонноталого слоя над трубопроводом может сокращаться. На участках таликов существенных изменений происходить не будет, здесь при высокой температуре газа возможно лишь сокращение глубины сезонного промерзания пород. Такой температурный режим транспортировки газа условно назван *положительным.*

В том случае, когда среднегодовая температура газа положительная, а зимняя минимальная отрицательная, в области распространения мерзлых пород на фоне многолетних ореолов оттаивания в зимнее время будет отмечаться сезонное промерзание под нижней стенкой трубы. На участках развития таликов в зимнее время будут формироваться сезонные ореолы промерзания пород. Такой температурный режим газа назван *теплым*

При отрицательной среднегодовой и положительной максимальной температуре пород в криолитозоне многолетнее оттаивание отложений исключается, однако в теплое время года под нижней стенкой трубы будут формироваться сезонные ореолы оттаивания. На участках распространения талых пород будут формироваться ореолы многолетнего промерзания, оттаивающие на некоторую глубину в теплый период. Подобный температурный режим газопровода назван *холодным*

Наконец, когда в течение всего времени эксплуатации температура газа имеет отрицательные значения, в области многолетней мерзлоты возможно сокращение глубин сезонного оттаивания пород над трубопроводом, а на участках таликов будут формироваться многолетние ореолы промерзания, оттаивание грунтов в которых под нижней стенкой отмечаться не будет.

Рассмотренные на рис. 20.12 варианты температурного режима трубопровода возможны и на одной трассе Например, газ на выходе из компрессорной станции имеет постоянную температуру плюс 30—40°С. При взаимодействии трубопровода с грунтом или воздухом температура по длине трассы постепенно понижается, приближаясь к температуре окружающей среды. В связи с этим на начальном участке трассы возможно многолетнее протаивание грунта вокруг трубопровода, а на расстоянии 100—150 км от компрессорной станции — сезонное или многолетнее промерзание. Таким режимом характеризуется, в частности, трубопровод Медвежье—Надым—Пунга.

Основными нежелательными криогенными процессами при прокладке подземных трубопроводов с положительной температурой являются образование ореолов оттаивания вокруг трубо-

провода, осадка грунта, заболачивание за счет изменения условий поверхностного стока, термокарст, по траншеям часто развивается термоэрозия. При отрицательной температуре газа, когда формируются ореолы промерзания вокруг трубопроводов, возможно их выпучивание.

Прокладка трубопроводов в насыпи создает проблему обеспечения устойчивости самой насыпи. Опыт эксплуатации газопроводов в Западной Сибири показал, что местные грунты, представленные пылеватыми песками, практически не пригодны для ее возведения, так как через два—три года после начала эксплуатации насыпь размывается, оголяя трубопровод.

При надземной прокладке основной проблемой является обеспечение устойчивости свайных опор от воздействия сил морозного пучения, развивающихся в промерзающих грунтах сезонноталого слоя. Поскольку вес трубопровода незначителен, то для «погашения» касательных сил выпучивания фундаментов опор требуется значительное заглубление свай.

Все это предопределяет специфику геокриологических исследований при проектировании, строительстве и эксплуатации магистральных трубопроводов. Трассы магистральных трубопроводов выбирают так, чтобы обойти участки с негативными мерзлотными процессами и явлениями (бугры пучения, активный термокарст, солифлюкция). Для уменьшения теплового взаимодействия горячих и теплых трубопроводов на вмещающие грунты применяют теплоизоляцию трубы.

При расчетах трубопроводов обязательно выполняется прогноз промерзания—оттаивания вмещающих грунтов, учитывается осадка грунтового основания при его оттаивании и пучение при его сезонном и многолетнем промерзании.

Переходы магистральных трубопроводов через естественные и искусственные препятствия осуществляются надземно или под водой.

Через неширокие водные преграды, овраги и транспортные магистрали обычно устраивают надземный переход. При этом применяют балочные, арочные, вантовые и многопролетные балочные конструкции. Для преодоления широкой водной преграды устраивают мост или дюкер (труба с закрепленными пригрузами, уложенная по дну водоема в траншею).

Можно утверждать, что сегодня уровень наших знаний и накопленный опыт проектирования, строительства и эксплуатации магистральных трубопроводов позволяют осуществить любой способ прокладки трубопровода в любых мерзлотно-грунтовых условиях. Вопрос заключается лишь в затратах средств и труда на строительство и эксплуатацию трубопровода.

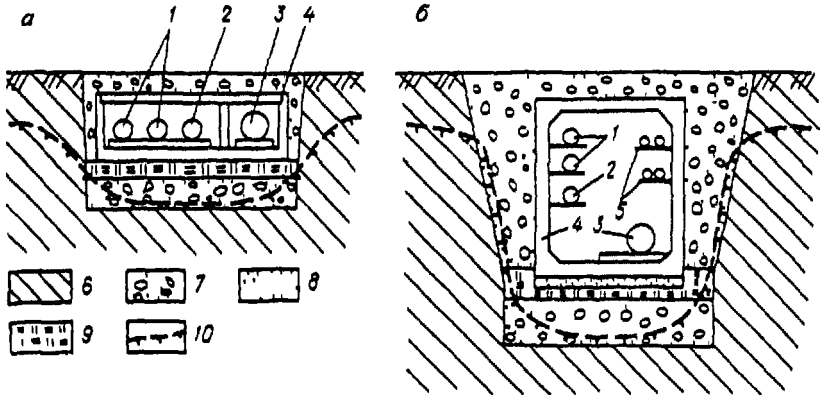


Рис 20 13 Схема прокладки подземных коммуникаций в непроходных (*а*) и проходных (*б*) вентилируемый каналах·

1 — тепловые сети, *2* — водопровод, *3* — канализация, *4* — железобетонные секции, *5* — электрические кабели, *6—7* — грунты (*6* — естественного основания *7* — насыпные непучинистые), *8* — песчаная подушка, *9* — глинобетон, *10* — граница многолетнемерзлых грунтов

Водопроводные и канализационные трубопроводы в криолитозоне представляют собой дорогостоящие сооружения. К тому же, чтобы вода не замерзала, ее приходится подогревать в течение шести—восьми зимних месяцев. Для установления способа укладки этих труб проводятся тепловые расчеты, в результате которых определяются такие характеристики, как изменение температуры вдоль водовода, его теплопотери, зона оттаивания вокруг труб и др.

Практика строительства выявила следующие способы укладки инженерных сетей· 1) надземная прокладка, 2) наземная прокладка в насыпи; 3) подземная прокладка в траншеях; 4) подземная прокладка в вентилируемых и невентилируемых каналах, где могут укладываться совместно все коммуникации (рис 20 13) Все способы прокладки предусматривают применение теплоизоляции В вентилируемых каналах в летнее время температура воздуха близка к температуре наружного воздуха В этот период в основании канала происходит незначительное оттаивание мерзлых участков Зимой же из-за естественной вентиляции в канале поддерживается отрицательная температура воздуха, в результате чего происходит промораживание протаявшего летом грунта Таким образом, многолетнемерзлые грунты, залегающие ниже подготовленного основания, постоянно будут находиться в мерзлом состоянии

Линии электропередач (ЛЭП), не имеющие тепловыделений, в меньшей степени, чем другие линейные сооружения (авто- и железные дороги, трубопроводы), изменяют геокриологические ус-

ловия При проектировании ЛЭП основное внимание уделяется расчету устойчивости их опор Опоры устанавливаются на свайных, столбчатых или плитных фундаментах, которые проектируются, как правило, по принципу сохранения грунтов в мерзлом состоянии При расчетах опор на механическую устойчивость используются прочностные и деформационные характеристики мерзлых грунтов, которые определяются с учетом возможного изменения температурного режима грунтов в полосе трассы ЛЭП При назначении прочностных характеристик мерзлых грунтов необходимо учитывать не только статические нагрузки (вес опор и фундаментов), но и динамические, обусловленные воздействием порывов ветра на опоры Кроме того, проводятся расчеты фундаментов опор на действие сил морозного пучения

Аэродромные покрытия состоят из искусственного покрытия и основания, лежащих на естественных грунтах Искусственное покрытие — это самый верхний, относительно тонкий и прочный слой, воспринимающий основную ударную нагрузку. Искусственное основание состоит из слоя или из нескольких слоев щебня, гравия и песка, предварительно обработанных химическими вяжущими веществами Оно служит для перераспределения напряжений от колес на бóльшую площадь и передачи их на естественное основание, т е верхние слои грунта, выровненные и искусственно уплотненные (рис 20 14) Аэродромные покрытия должны отвечать следующим техническим требованиям 1) прочность и долговечность, 2) ровность и износостойкость; 3) шероховатость поверхности, необходимая для хорошего сцепления колес с покрытием, 4) беспыльность, 5) водонепроницаемость и устойчивость к климатическим воздействиям

При проектировании аэродромов используются результаты расчетов прочности и устойчивости покрытия и его искусственного основания. Кроме того, необходимо знать характеристики прочности и деформируемости грунтов естественного основания Обыч-

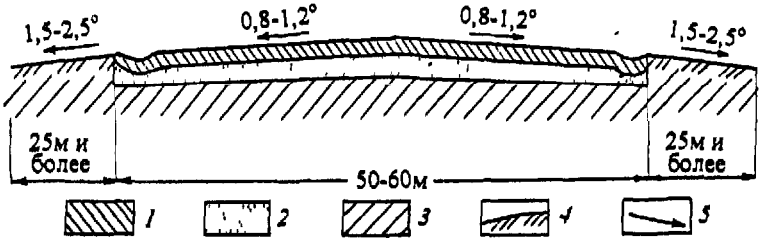


Рис 20 14 Конструкция аэродромного покрытия

1 — собственно покрытие, *2—3* — основания (*2* — искусственное, *3* — естественное), *4* — растительный слой, *5* — направление и величина уклона поверхности

но строительство аэродромов в районах развития мерзлоты ведется: с сохранением грунтов основания в мерзлом состоянии; с протаиванием мерзлых пород в процессе строительства и эксплуатации; с предварительным протаиванием и улучшением свойств грунтов основания. Выбор той или иной схемы проектирования и сооружения аэродромов, расчеты устойчивости оснований покрытий аэродромов проводятся так же, как и при автодорожном строительстве. Специфика проектирования аэродромов по сравнению с земляным полотном дорог заключается в предъявлении повышенных требований к их устойчивости.

Гидротехнические сооружения. К концу XX в. в районах криолитозоны в России и в зарубежных северных странах (Канада, Аляска, Норвегия, Швеция, Финляндия, Исландия) было построено, строится и эксплуатируется более 600 гидротехнических сооружений: гидроузлов, гидроэлектростанций с водохранилищами, плотин и дамб, хвостохранилищ без учета мелких гидромелиоративных сооружений, кратковременных перемычек и дамб дражных полигонов. В России наиболее крупными являются Вилюйская, Хантайская, Мамаканская, Колымская, Зейская ГЭС, Аркагалинская ГРЭС.

Наиболее ответственные гидросооружения — это водоподпорные плотины и ограждающие дамбы, аварии и разрушения которых приводят к значительному ущербу в народном хозяйстве, катастрофическим изменениям в окружающей среде и даже к человеческим жертвам. Поэтому капитальность и надежность плотин и гидроузлов должна быть высокой, особенно для крупных гидроузлов и высоких плотин.

В области развития мерзлых пород наиболее распространены плотины из грунтовых материалов. В зависимости от способов возведения и видов грунтов, слагающих тело и противофильтрационные элементы (устройства), все плотины из грунтовых материалов подразделяются на четыре основных вида.

1. Земляная насыпная плотина, возводимая из песчаных, глинистых или крупнообломочных грунтов, отсыпаемых с естественным (под собственным весом) или искусственным (с послойным) уплотнением.

2. Земляная намывная плотина, возводимая из мелкодисперсных (песчаных, глинистых) и крупнообломочных грунтов, которые намываются в тело сооружения средствами гидромеханизации по технологиям гидронамыва.

3. Каменно-земляная плотина, в основное тело которой отсыпают крупнообломочные и валунно-глыбовые грунты, а в противофильтрационные устройства укладывают с послойным уплотнением слабофильтрующие мелкопесчаные или глинистые грунты, либо крупнообломочные грунты с песчано-глинистым заполнителем не менее 30—40%.

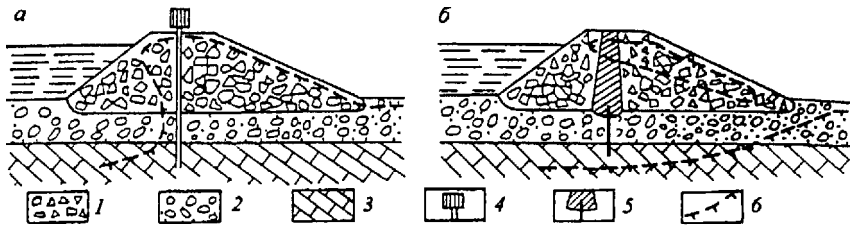


Рис.20.15 Проектирование земляных плотин по I (*а*) и II (*б*) принципам:

1 — тело плотины, *2—3* — основания (*2* — естественное фильтрующее, *3* — нефильтрующее скальное), *4* — охлаждающие установки, *5* — противофильтрационная завеса с удерживающим ее колом, *6* — граница многолетнемерзлых грунтов

4. Каменно-набросная плотина, тело которой возводится из крупнообломочных и валунно-глыбовых грунтов, а противофильтрационные устройства делаются из негрунтовых материалов (металлических листов, диафрагм, шпунта, железобетонных стенок, асфальтовых экранов, синтетических пленок и др.).

Перечисленные виды грунтовых плотин в зависимости от их температурного режима подразделяются на два основных типа — мерзлая и талая плотины и один вспомогательный (промежуточный) тип — тало-мерзлая (или мерзло-талая) плотина, наименование которых взаимосвязаны с температурным состоянием грунтов основания и принципом их использования в мерзлом (I принцип) или в талом (II принцип) состоянии (рис. 20.15).

При возведении плотины по I принципу многолетнемерзлые породы основания плотины сохраняются в естественном мерзлом состоянии в процессе строительства и эксплуатации, а талые грунты противофильтрационного элемента плотины замораживаются до начала заполнения водохранилища и затем сохраняются в мерзлом состоянии в течение всего периода эксплуатации.

II принцип строительства допускает оттаивание многолетнемерзлых пород основания в процессе строительства и эксплуатации плотины или проводится искусственное их оттаивание на заданную (проектную) глубину до начала заполнения водохранилища при сохранении противофильтрационного элемента (устройства) в основном в талом состоянии при эксплуатации.

Строительство по I принципу ведется обычно в условиях, когда в качестве оснований используются сильнольдистые грунты, характеризующиеся значительной просадочностью после оттаивания или увеличением водопроницаемости. Для проморозки ядра плотины широко применяются замораживающие системы, в которых теплоносителем служит холодный атмосферный воздух. Циркуляция холодного воздуха осуществляется принудительно через коаксиальные колонки, опущенные в скважины, пробуренные с

гребня плотины или через горизонтальные воздуховоды в теле плотины Однако, как показывает опыт, стоимость таких систем высока, а надежность недостаточна, так как колонки и воздуховоды постепенно зарастают льдом, а очистка их трудоемка В настоящее время чаще применяются охлаждающие системы с естественной циркуляцией теплоносителя — саморегулирующиеся охлаждающие установки.

Проектирование плотин с постепенным оттаиванием мерзлых пород допускается, когда невозможно сохранить основание в мерзлом состоянии или когда это экономически нецелесообразно

Проектирование плотин по принципу оттаивания грунтов оснований должно предусматривать постепенную осадку оттаивающих грунтов, не превышающую допустимых значений, причем грунты основания после оттаивания не должны иметь высокую водопроницаемость.

При проектировании гидротехнических сооружений большое внимание уделяется району проектируемого водохранилища. При инженерно-геокриологической оценке территории будущего водохранилища следует иметь в виду, что в процессе его наполнения и дальнейшего существования будет происходить деградация мерзлоты. Если отложения представлены скальными трещиноватыми породами, трещины которых сцементированы льдом, карбонатными породами с карстовыми полостями, заполненными льдом, крупнообломочными льдонасыщенными грунтами — их оттаивание может привести к утечке воды из водохранилища. Помимо этого необходимы прогноз возможности термоабразионной переработки берегов водохранилища и обоснование мероприятий по защите территории от подтопления.

Лед как строительный материал. Климатические условия большей части территории России, особенно ее северных районов, оказываются благоприятными для широкого использовании льда, снега и мерзлых пород в качестве строительных материалов. Так, из них возводятся сезонные и многолетние склады, ледяные дороги и переправы, дамбы, плотины, временные пирсы и т.д. В многолетнемерзлых породах строятся подземные сооружения — склады, холодильники, хранилища, лаборатории и др.

Подземные холодильники существуют на Ямале и Тазовском п-ве, в низовьях Енисея, Лены, на Таймыре и Чукотке. Преимущество их перед обычными подземными сооружениями заключается в том, что в них можно обойтись без крепления стенок и кровли пород или применять легкое предохранительное крепление. Нередко применяется также внутренняя ледяная облицовка.

При проектировании сооружений из льда и мерзлых грунтов должны выбираться такие конструктивные решения, которые при деформации отдельных элементов сооружений обеспечивают устойчивость их в целом. Не допускаются при этом элементы, испы-

тывающие напряжение изгиба (балки, плоские перекрытия) и растяжения. Следует принимать конструктивные решения, при которых все элементы сооружения работают только на сжатие. В таких случаях постоянное деформирование, не вызывая разрушения сооружений, приводит лишь к утолщению сводов, уменьшению высоты и увеличению ширины колонн и стен. При проектировании закладывается величина допускаемых деформаций на расчетный период эксплуатации сооружения, которая не приведет к аварийным ситуациям.

Среди всех сооружений из льда наиболее распространены ледяные склады. В них все основные конструкции выполняют из льда, перекрытия делают в виде смежно стоящих полукруглых сводов толщиной 2 м, соединенных вверху сплошной ледяной плитой. Снаружи ледяной склад защищают от таяния слоем теплоизоляции из опилок, шлака или других теплоизоляционных материалов. В период эксплуатации в складах поддерживают температуру от 0 до −10°С за счет поступления наружного холодного воздуха через вентиляционный шурф обычно с принудительной вентиляцией. Зимой для предотвращения чрезмерного выхолаживания внутри складов используют скрытую теплоту замерзания воды путем обрызгивания пола и стен водой. Летом поддерживают температуру от 0 до −2°С, для чего применяют ледосоляное охлаждение. В сооружениях из льда можно создавать отапливаемые помещения с помощью легких теплоизоляционных ограждений и вентиляции холодного воздуха между этими ограждениями и основными конструкциями.

В последнее время в России проводят эксперименты по созданию ледяных и ледогрунтовых островов и платформ для размещения буровых скважин на шельфе арктических морей. Опыт таких сооружений в США и Канаде показал высокую перспективность их использования для разведки и добычи нефти и газа из шельфовых месторождений. Для намораживания платформ используют различные методы: послойное намораживание, намораживание разбрызгиванием воды, охлаждение саморегулирующимися установками, принудительное охлаждение различными хладоносителями.

20.5. Рациональное использование криолитозоны для целей горнодобывающей промышленности и подземного строительства

С нуждами горнодобывающей промышленности и горными работами связаны: 1) разработка траншей, карьеров; 2) устройство насыпей, отвалов, хвостохранилищ; 3) сооружение дражных

полигонов и промплощадок; 4) проходка тоннелей, шахтных стволов и коридоров; 5) строительство подземных промышленных сооружений (холодильников, хранилищ газов и др.); 6) сооружение разведочных и эксплуатационных нефтяных и газовых скважин и др.

Освоение территории для нужд горнодобывающей промышленности проводят на заранее определенных участках, расположение которых определяется в основном местоположением месторождений полезных ископаемых. Поэтому задачей инженерно-геокриологических исследований является весьма ограниченный выбор площадки размещения сооружений и строительных объектов. На участках месторождений оценивают существующие геокриологические условия, дают прогноз их изменения в связи со строительством и эксплуатацией сооружений, разработкой месторождения и составляют проект мероприятий по управлению мерзлотным процессом.

Разработка траншей и карьеров осуществляется обычно двумя способами: взрывным и механическим. На долю последнего приходится около 30% объема мерзлого грунта, разрабатываемого у нас в стране. Основной показатель, определяющий трудность механической разработки, — сопротивление мерзлых грунтов резанию. Этот показатель зависит от состава, льдистости и температуры мерзлых пород и возрастает в 10—15 раз по сравнению с разработкой талых пород (рис. 20.16). При выборе способа механической разработки следует учитывать, что наименьшей прочностью мерзлые грунты обладают на разрыв. Поэтому целесообразно применять методы разработки, основанные на сколе, отрыве пород. При определении механических характеристик мерзлых пород используют значения их мгновенной прочности.

Механическую разработку применяют, как правило, на участках, сложенных дисперсными грунтами. Участки с гравийно-галечными крупнообломочными породами разрабатывают либо взрывными способами, либо с предварительным оттаиванием.

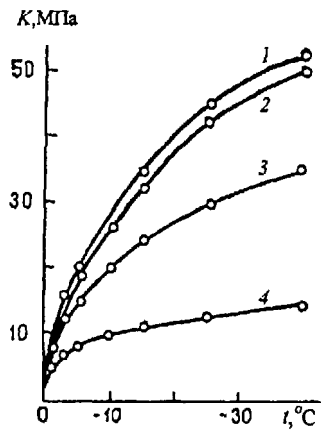


Рис 20.16. Зависимость удельного сопротивления мерзлых пород резанию K от температуры:
1 — супесь, *2* — суглинок, *3* — глина; *4* — песок

Хранение отходов пустой породы в терриконах, отвалах, хвостохранилищах (хвосты — термин, обозначающий отходы обогащения, представляющие несвязный материал из различных по величине зерен раздробленных минералов) в горнодобывающей промышленности яв-

ляется серьезной проблемой. Поскольку хвосты представляют разжиженную массу, насыщенную химическими реагентами обогащения, при сооружении хвостохранилищ наиболее ответственным является сооружение ограждающих дамб. Хвостохранилища проектируют с сохранением мерзлого основания или с оттаиванием грунтов. В последнем случае должны быть предусмотрены мероприятия, исключающие фильтрацию отходов через дамбу или основания хвостохранилищ.

С отвалом горных пород из шахт, карьеров, траншей связана проблема их устойчивости. Высота отвалов на крупных горнодобывающих предприятиях достигает нескольких сотен метров. Так, в Норильске существуют отвалы пород высотой 100 м и более. Устойчивость отвалов в значительной степени определяется температурой отвальных пород, которая изменяется в течение года. Для расчета устойчивости откосов необходимо знать прочностные свойства слагающих их пород в зависимости от состояния (мерзлое, талое) и температурного режима. На основании полученных в процессе исследований прочностных характеристик пород (угол внутреннего трения, сцепления и др.) рассчитывают устойчивость бортов отвалов, карьеров, траншей (безопасный угол откоса, критическую массу отвала).

Разработка россыпных месторождении открытым способом связана с удалением вскрышных пород (так называемых «торфов»), разработкой и промывкой рудосодержащих пород («песков»). Отложения россыпных месторождений представлены, как правило, гравийно-галечными грунтами. В мерзлом состоянии они трудно поддаются механической разработке, поэтому обычно их предварительно оттаивают.

Методы оттаивания мерзлых грунтов при разработке россыпей, по Г.З.Перльштейну (1979), включают: 1) задержание (увеличение мощности) снега в холодный период и его механическую уборку в начале теплого периода; 2) удаление растительности и верхнего слоя почвы; 3) устройство неглубоких (20—30 см) тепловых ванн летом; 4) заливку площади водой на зиму и создание ледовоздушной системы; 5) гидроигловое оттаивание; 6) пароотаивание; 7) электропрогрев; 8) термохимические методы. Все эти методы широко используют также при предпостроечном оттаивании мерзлых грунтов (см. гл. 21.). Помимо перечисленных методов часто применяют послойное, дождевальное и фильтрационно-дренажное оттаивание, засоление грунтов, создание искусственных «сущенцов».

При послойном оттаивании по мере естественно оттаивающего летом грунта он механически удаляется с поверхности на глубину 10—20 см, в результате чего обнажаются мерзлые грунты. Затем опять происходит естественное (радиационно-тепловое)

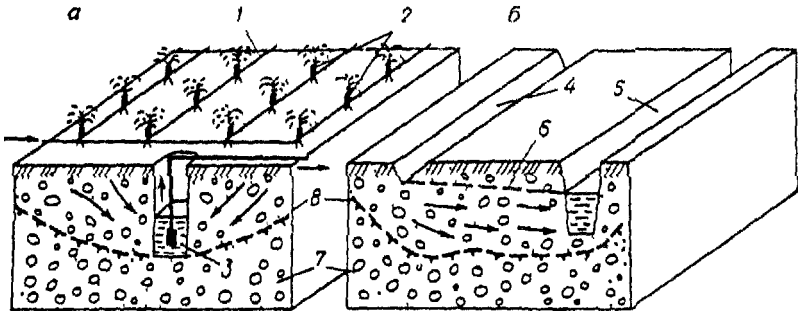


Рис 20 17 Схемы оттаивания мерзлых грунтов дождевальным (*а*) и фильтрационно-дренажным (*б*) способами

1 — распределительные трубопроводы *2* — дождевальные насадки *3* — дренажный колодец с насосом, *4—5* — канавы (*4* — оросительная, *5* — дренажная), *6* — уровень грунтовых вод, *7* — гравийно-галечные грунты *8* — граница многолетнемерзлых грунтов

оттаивание нового слоя и его удаление Эта операция повторяется в течение всего летнего периода, чем интенсифицируется процесс протаивания За теплый период таким способом удается оттаять россыпь мощностью до 10—15 м

Дождевальное оттаивание применяют для подготовки участков россыпей, сложенных породами, с высокой водопроницаемостью в талом состоянии Метод заключается в разбрызгивании воды из расположенных по сетке дождевальных установок (рис 20 17, *а*) Для интенсификации процесса применяют пленочные покрытия, снижающие затраты тепла на испарение и уменьшающие турбулентный теплообмен, и солевые растворы, которые позволяют переводить грунт из мерзлого в талое состояние при отрицательных температурах

Фильтрационно-дренажное оттаивание мерзлых пород осуществляется в результате теплоотдачи горизонтального фильтрационного потока, который создается в талом слое под действием разности уровней воды в оросителе и дрене (см рис 20 17, *б*) Ввиду небольших напорных градиентов фильтрационного потока способ применим для оттаивания пород, обладающих в талом состоянии коэффициентами фильтрации более 40 м/сут

Гравийно-галечные грунты с незначительным содержанием песчаного заполнителя могут быть подготовлены к круглогодичной разработке путем обезвоживания Суть метода заключается в том, что при влажности менее 2—3% эти грунты при отрицательной температуре не обладают специфическими свойствами мерзлых пород и по степени механической разработки близки к талым Искусственно обезвоженные в летний период сезонно-талые грунты часто называют «сушенцами»

Шахты и тоннели относятся к подземным горным выработкам. Большую опасность представляет оттаивание мерзлых пород за стенками крепи шахт в летнее время. В результате оттаивания многолетнемерзлых пород возле шахт часто наблюдаются провалы и воронки, деформируются надшахтные строения. Большинство шахт, разрабатывающих россыпные месторождения в криолитозоне, эксплуатируются только в холодный период года. Применяется теплоизоляция крепи и специальный режим вентиляции.

Со специфическими свойствами мерзлых пород при этом виде освоения приходится сталкиваться как в криолитозоне, так и в области распространения талых грунтов (метро), поскольку в горном деле широко используется метод проходки выработок в слабых водонасыщенных и плывунных грунтах с применением их искусственного замораживания. Под защитой ограждения из промороженных грунтов, обладающих повышенной прочностью и слабой водопроницаемостью, и производится проходка. После окончания проходки и установления постоянной крепи необходимость в ледогрунтовом ограждении отпадает, и замороженный грунт оттаивает. При проектировании выполняют теплотехнические и статистические расчеты устойчивости мерзлого грунта вокруг выработок. Теплотехнические расчеты определяют выбор мероприятий по замораживанию грунтов, устанавливают температурное поле вокруг подземных сооружений. С помощью статистических расчетов оценивают устойчивость выработки и определяют ее безопасные размеры. Необходимо учитывать, что мерзлые грунты могут развивать во времени пластические деформации ползучести, которые во много раз превышают мгновенные (упругие) деформации. Поэтому при расчете горных выработок на устойчивость исходят из положений теории реологии и проводят его по прочности и деформациям грунтов с учетом фактора времени.

Подземные промышленные сооружения (склады, хранилища, заводы, электростанции, убежища и др.) в области распространения многолетнемерзлых пород по тепловому режиму подразделяются на сооружения с положительной и отрицательной температурами эксплуатации. Первые обычно размещают в скальных породах, хотя могут быть использованы и другие достаточно прочные и устойчивые породы. В маломощных подземных холодильниках штольневого и шахтного типа температура обычно поддерживается за счет естественных запасов холода в многолетнемерзлой толще и не опускается ниже −10°С. При их теплотехнических расчетах учитывается тепло, выделяемое внутри сооружения, и тепло, поступающее в помещение при воздухообмене сооружений с атмосферой. Для пополнения «запаса холода»

предусматриваются зимнее проветривание или искусственная вентиляция помещения и хорошая теплоизоляция летом.

Существуют подземные сооружения, температура внутри которых ниже естественной температуры мерзлой толщи. К ним относятся крупные подземные холодильники с температурой ниже −20...−30°С и хранилища сжиженных газов с температурой ниже −180°С. Сооружения такого типа предусматривают обязательное применение дополнительного естественного или искусственного охлаждении. В процессе их эксплуатации неизбежно развитие в породах ряда процессов, связанных с низкой температурой: трещинообразования (повышающего газопроницаемость вмещающих мерзлых пород); сублимации льда из мерзлых пород (приводящей к осыпанию и обрушению грунтовых стенок); аблимации и обледенения стен подземных выработок и др.

Бурение разведочных и эксплуатационных скважин на нефть и газ в криолитозоне приводит к растеплению окружающего скважину грунта и его оттаиванию. Опыт показывает, что применение воды в качестве промывочной жидкости, как это практикуется вне области распространения мерзлых пород, в криолитозоне практически непригодно, поскольку приводит к дальнейшему растеплению и оттаиванию грунта, образованию в приустьевой зоне каверн, искривлению устья скважин. Поэтому сейчас используются специальные промывочные жидкости, незамерзающие при отрицательной температуре. Кроме того, в качестве рабочего агента эффективно применение воздуха. Не менее сложной проблемой является крепление обсадных труб (колонн).

Эксплуатация нефтяных и газовых скважин также связана с выделением тепла. Температура газа и сырой нефти в залежах изменяется от 20 до 90°С, а дебит скважин составляет сотни тонн в сутки. Если не принять необходимых мер при строительстве скважины, то со временем можно ожидать оттаивания многолетнемерзлого грунта вокруг скважины, образования просадочных приустьевых воронок (рис. 20.18), повышения нагрузок на обсадные колонны, что приводит к децентрации бурового оборудования, осложняет монтаж фонтанной арматуры и работу станков-качалок.

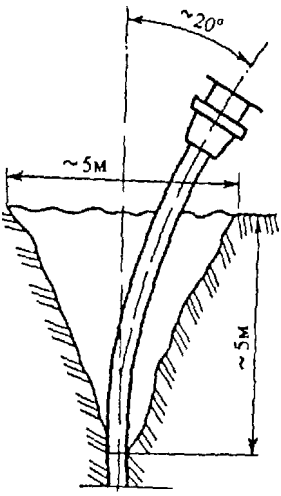


Рис. 20.18 Образование просадочной воронки в связи с оттаиванием многолетнемерзлых грунтов вокруг эксплуатационной газовой скважины (*по данным натурных наблюдений*)

Оттаивание грунта можно предотвратить охлаждением приствольной зоны с помо-

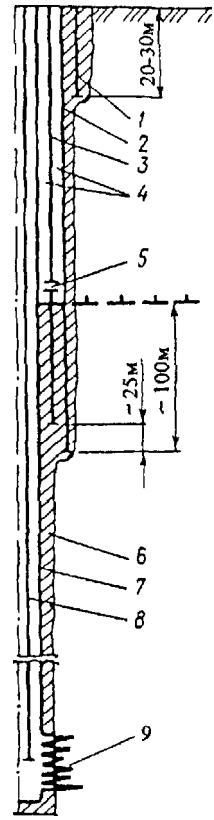


Рис 20 19 Конструкция эксплуатационной газовой скважины с теплоизоляцией ствола

1 — направляющая труба, 2—3 — кондукторы (2 — наружный, 3 — внутренний), 4 — теплоизоляционная воздушная прослойка, 5 — циркуляционное отверстие, 6 — цементный камень, 7 — эксплуатационная обсадная колонна труб, 8 — колонна насосно-компрессорных труб, 9 — интервал перфорации

щью циркуляции специальных хладоагентов (активный способ) и созданием надежной теплоизоляции ствола (пассивный способ) В первом случае в толще многолетнемерзлых пород располагают две коаксиальные трубы, пространство между которыми наполняется воздухом или азотом (рис. 20.19). Таким образом, в задачи геокриологических исследований при разработке конструкций скважин входят: расчеты температурных полей вокруг скважины в периоды проходки и эксплуатации, определение возможности кавернообразования в результате вытаивания сильнольдистых грунтов и льда

20.6. Агробиологические виды освоения криолитозоны

В последние годы приобретают все большее значение геокриологические исследования для сельскохозяйственного использования территории Это связано с освоением не только области распространения многолетнемерзлых пород, но и районов глубокого сезонного промерзания: Нечерноземной зоны европейской части России, Западной Сибири, Читинской области, зоны БАМ. Пока здесь ставится задача создания не крупных сельскохозяйственных угодий, а только сельскохозяйственных очагов. Одна из причин невысоких урожаев, как и их неустойчивости, в этих районах заключается в недостаточной теплообеспеченности почвы

Основными характеристиками теплового состояния почв, которые лимитируют развитие сельскохозяйственных культур, по А.М Шульгину, являются: 1) сумма активных температур; 2) минимальные температуры почв; 3) глубины сезонного промерзания и протаивания; 4) сроки существования сезонного промерзания и оттаивания. Сумма активных температур почвы на глубине 10—20 см — основной фактор, определяющий развитие растений. Под этим термином понимается сумма среднесуточных температур за период с температурами почвы выше 10°С Зная сумму активных температур почвы, можно устанавливать возможность раз-

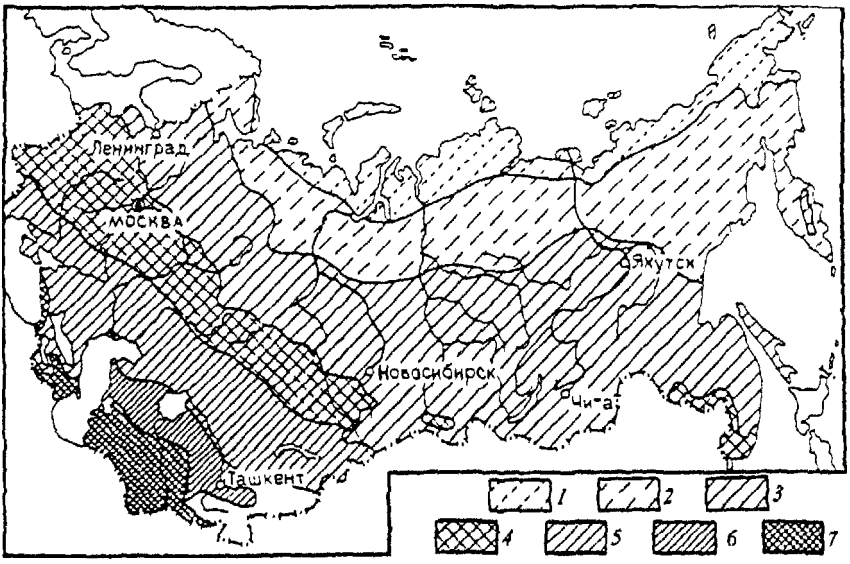


Рис.20.20. Сумма активных температур почвы (°С) на глубине 20 см (*по В.Н.Димо*):

1 — <400, *2* — 400—1200, *3* — 1200—2000; *4* — 2000—2800, *5* — 2800—4400, *6* — 4400—5200, *7* — 5200—6800

вития того или иного вида земледелия. Как видно из схемы (рис. 20.20), на значительной площади сумма активных температур на глубине 20 см составляет 1200—2000°С — это зона рискованного земледелия. По значениям минимальных температур почвы, глубин сезонного промерзания и сроков существования сезонного промерзания большая часть сельскохозяйственных угодий России попадает в зону рискованного земледелия, где необходимо решение задач по улучшению климата почвы, проведению тепловой мелиорации.

Основными задачами *тепловой мелиорации* почв являются: 1) борьба с глубоким зимним промерзанием почвы в холодный период года; 2) обеспечение максимально быстрого прогрева пород в теплый период. Помимо этого в области развития озимых культур необходимо обеспечить растениям максимально благоприятный температурный режим в зимнее время. При температуре выше −3°С на глубине 5 см происходят выпревание и повреждение озимых растений, а при температуре ниже −15°С — их вымерзание.

Предотвращение глубокого промерзания почвы осуществляется проведением снегозадержания и снегонакопления: устройством лесозащитных полос, которые могут обеспечить увеличение мощности снега на полях до 45—50 см по сравнению с 20 см на откры-

тых пространствах, либо кулисным земледелием — мероприятием, основанном на задержании снега полосами неполегаемой зимой растительности (подсолнуха, кукурузы, гречихи). Для этого нередко используют снегопахоту, когда снег сгребают плугом в валы высотой 0,5—0,6 м, расположенные через 10—15 м друг от друга и вытянутые в направлении, перпендикулярном к ветру. Осеннее рыхление почвы способствует увеличению поверхности испарения, приводит к осушению почвы, уменьшению коэффициента теплопроводности, созданию дополнительного теплоизолирующего покрова и к сокращению мощности промерзающего слоя.

В зонах с избыточным увлажнением в весенний период широко применяется снегосгон — удаление снега с полей снегопахами, культиваторами. При снегосгонах необходимо, чтобы среднесуточная температура воздуха была выше температуры верхнего горизонта почвы. Правильное проведение снегосгона в европейской части России ускоряет начало протаивания на 10—12 дней и сокращает срок существования сезонномерзлого слоя пород на 7—10 дней.

Прокатывание катком в весенний период способствует уплотнению верхнего слоя почвы, увеличению коэффициента теплопроводности, что способствует лучшему прогреву и более интенсивному протаиванию. Наблюдения показывают, что прокатывание почвы может увеличить ее температуру на глубине 20 см в первые летние месяцы на 4—5°С. Наиболее эффективен этот метод на сухих почвах, наименее — на влажных. Положительным является и то, что прокатывание дает еще и противоэрозионный эффект, способствует задержанию влаги. Мульчирование поверхности — сплошное или междугрядовое покрытие почвы опилками, соломой, торфом, навозом, сажей, а также бумагой, битумной эмульсией и т.п. — проводят как для повышения, так и для понижения температуры почвы.

В Нечерноземной зоне для более быстрого прогрева почвы применяют гребневые и грядовые посевы. Гребни и гряды увеличивают поверхность нагревания на 20—25%, что повышает летнюю температуру на грядах на 2—5°С по сравнению с горизонтальной поверхностью.

В северных районах, где применение обычных методов повышения теплообеспеченности малоэффективно, применяется укрытие почв светопрозрачными полиэтиленовыми и полиамидными пленками. Эти пленки пропускают коротковолновую солнечную радиацию и до 90% задерживают длинноволновое излучение поверхности почвы, препятствуют турбулентному тепло- и влагообмену, в результате чего поверхность под ними прогревается на 7—10°С выше, чем на открытых участках, и увеличивается глубина оттаивания. На севере широко используют также и приемы теп-

ловой гидромелиорации, в частности лиманное орошение. В этом случае в конце мая—начале июня поля заливают слоем воды 25—40 см сроком на 6—10 дней. После удаления воды активные температуры (выше 10°С) проникают в почву на 20—25 дней раньше и на 15—20 см глубже, чем в естественных условиях.

Группой магаданских ученых под руководством С.В.Томирдиаро разработаны рекомендации по созданию луговых угодий в днищах спущенных термокарстовых озер. Как показали исследования, донные отложения термокарстовых озер обладают высокой биологической продуктивностью. Суть метода заключается в искусственном осушении термокарстовых озер, создании дренажной системы для некоторого обезвоживания донных осадков и в высеивании кормовых трав. При соблюдении определенных мер по эксплуатации таких угодий можно обеспечить высокую урожайность трав для кормовой базы местного животноводства сроком на 5—6 лет, реже до 10 лет, а затем травяная растительность начинает замещаться мохово-лишайниковой и кустарничковой.

20.7. Проблемы подземной изоляции радиоактивных отходов в толщах многолетнемерзлых пород

Одной из важнейших проблем экономического значения является изоляция накопленных к настоящему времени радиоактивных отходов (РАО), загрязняющих окружающую среду. В отношении подземного захоронения радиоактивных отходов (РАО) в немерзлых (талых) горных породах в настоящее время имеются не только отечественные и зарубежные публикации, но накоплен как положительный, так и отрицательный опыт их захоронения. В конце 80-х годов российскими учеными была предложена концепция захоронения радиоактивных отходов в толще многолетнемерзлых пород, суть которой заключается в том, что в течение всего периода эксплуатации хранилищ вмещающие породы либо вообще не должны оттаивать, либо вокруг хранилища допускается формирование ореола оттаивания ограниченной мощности. При этом в массиве пород не должно быть гидравлической связи вод таликовой зоны, образовавшейся около хранилища, с надмерзлотными, межмерзлотными и подмерзлотными водами, выводящей радионуклиды на поверхность.

К началу XXI в в пределах криолитозоны России не было создано ни одного подземного хранилища РАО В связи с этим остановимся на основных проблемах, возникающих при разработке проектов создания хранилищ и могильников радиоактивных отходов и наметим пути их решения.

Рассматривая условия строительства и эксплуатации хранилищ радиоактивных отходов в криолитозоне и вне ее, можно выделить

положительные и отрицательные моменты использования мерзлых пород в качестве вмещающей среды К положительным моментам относятся следующие

1 Мерзлые скальные и дисперсные породы характеризуются существенно пониженной скоростью протекания различных химических реакций и резко повышенными изоляционными свойствами по сравнению с немерзлыми породами Они являются практически нефильтрующими, что исключает возможность выноса радионуклидов за пределы хранилищ, обладают хорошими сорбционными свойствами и малыми скоростями миграции незамерзшей воды, ионов растворимых солей и химических элементов в них

2 Достаточно высокие по сравнению с талыми породами прочностные свойства мерзлых пород (даже таких, как песок и глина) позволяют сооружать подземные хранилища без крепления их стенок, что существенно удешевляет строительство

3 Многолетнемерзлые породы на Земле существуют неизменно на протяжении нескольких десятков и даже сотен тысяч лет и в настоящее время нет каких-либо оснований полагать, что они могут исчезнуть в ближайшие тысячи лет При этом существующий уровень развития геокриологии позволяет оценить и дать прогноз развития мерзлых толщ и площади их распространения как в результате естественно-исторической динамики природных условий, так и за счет промышленно-хозяйственной деятельности

4 Следует также учитывать, что многолетнемерзлые породы достаточно широко распространены и занимают более 25% суши земного шара, а в России почти 2/3 ее территории При этом на большей части криолитозоны мерзлые толщи достигают мощности более 300—500 м, занимая в основном приполярные и полярные области с крайне малой плотностью населения, что весьма важно в социальном плане

В силу перечисленных обстоятельств криолитозона представляет собой достаточно надежную среду для захоронения отходов ядерного производства

Вместе с тем многолетнемерзлые породы весьма чувствительны к изменениям внешних условий, реагируя на них изменением температурного режима, мерзлого и талого состояния, в связи с чем изменяются прочностные, деформационные миграционные свойства пород и др Особенно резкое изменение свойств происходит при оттаивании льдистых мерзлых пород В этом случае в скальных и дисперсных несвязных грунтах (крупнообломочных, песчаных) теряются противофильтрационные свойства, что может приводить к выносу радионуклидов за пределы подземных хранилищ Оттаивание дисперсных сильнольдистых грунтов (су-

песей, суглинков, глин) или грунтов, вмещающих мономинеральные залежи подземных льдов (повторно-жильных, пластовых, захороненных), сопровождается осадкой поверхности и может приводить к развитию негативных криогенных процессов — термокарста, термоэрозии, солифлюкции и др.

Поэтому возникают проблемы, которые требуют решения в каждом конкретном случае применительно к инженерно-геокриологическим условиям захоронения РАО К таким проблемам следует отнести необходимость оценки:

1) механической устойчивости грунтовых стенок хранилищ РАО в мерзлых породах как на период строительства и загружения его отходами, так и на период длительного хранения отходов в загруженных и законсервированных выработках;
2) теплового взаимодействия РАО с вмещающими мерзлыми породами для недопущения существенного изменения механических и изоляционных свойств окружающего массива горных пород;
3) изоляционных (фильтрационных, ионно-миграционных, газопроницаемых, сорбционных, коррозионных и др.) свойств мерзлых пород с целью возможного сохранения и обеспечения надежного механического и геохимического барьера для радиоактивных элементов на весь период их изоляции от экосистемы.

Кроме того, необходима разработка долгосрочного естественно-исторического и техногенного геокриологических прогнозов в связи с динамикой геолого-географической среды и с учетом возможного глобального потепления климата.

Подземные хранилища РАО являются объектами экологической опасности. Поэтому требуется высокое качество исследований, изысканий, инженерно-геокриологического мониторинга, проектирования, строительства и эксплуатации этих объектов, обеспечивающих экологически безопасное существование хранилищ. Отсутствие опыта строительства и эксплуатации хранилищ РАО определяет важнейшую роль геокриологического прогнозирования.

Анализируя условия сооружения подземных хранилищ в криолитозоне, необходимо учитывать возможность развития геолого-географических событий на весь планируемый период изоляции отходов, которые могут привести к разрушению хранилища в результате воздействия экзогенных или эндогенных геологических процессов. К таким неблагоприятным событиям могут быть отнесены рельефообразующие (эрозионные, денудационные) и сейсмические процессы, вызывающие воздымание или опускание поверхности, геологических блоков горных пород и т.д.

Самообезвреживание РАО происходит в течение длительного времени. Известно, что такие опасные для живых организмов изо-

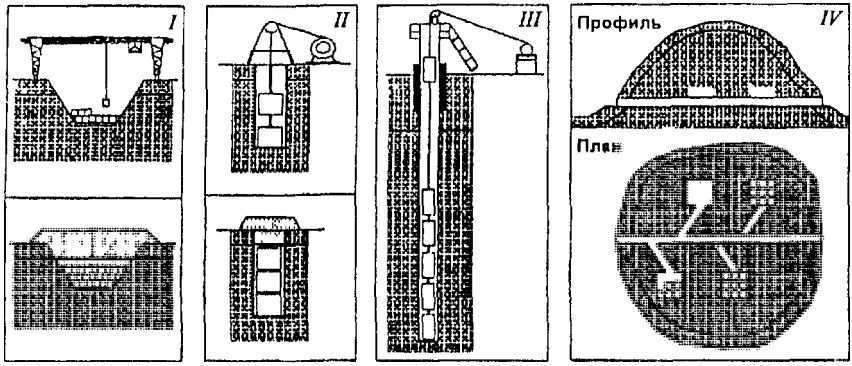


Рис.20.21. Основные типы хранилищ твердых РАО в многолетнемерзлых горных породах (*по материалам ВНИПИПромтехнологии Минатома России*)

I — траншея, II — шахтный ствол, III — скважина, IV — штольня

топы, как стронций и цезий, снижают свою активность до экологически безопасного уровня примерно за 600 лет, а для распада до такого же уровня трансурановых элементов требуются десятки и сотни тысяч лет. Это определяет необходимость составления сверхдолгосрочных (до 10 тыс. лет) геокриологических прогнозов.

В зависимости от степени активности радиоактивные отходы могут быть тепловыделяющими (высокорадиоактивные отходы) и практически нейтральными в тепловом отношении к вмещающим горным породам (средне- и низкоактивные). В последнем случае прогноз в основном сводится к оценке изменений геокриологических условий в связи с естественно-историческими причинами, техногенными воздействиями при сооружении хранилищ и их обслуживании в период эксплуатации, т.е. к прогнозу температурного режима мерзлых пород на срок загружения камер для оценки как прочностных, так и изоляционных свойств вмещающих хранилище многолетнемерзлых пород.

Высокая изолирующая способность многолетнемерзлых пород к процессам миграции радионуклидов позволяет использовать простые типы горных выработок для создания хранилищ РАО, основными из которых являются (рис. 20.21): 1) *траншея* — для подземной изоляции РАО низкого и среднего уровня активности; 2) *ствол* — для подземной изоляции РАО среднего и высокого уровней активности и отработанного ядерного топлива; 3) *скважина* — для подземной изоляции РАО высокого уровня активности; 4) *штольни* различного сечения — для подземной изоляции РАО и отработанного ядерного топлива.

Отходы ядерного производства низкой и средней активности предполагается захоранивать в траншейных хранилищах. Захоронение высокорадиоактивных отходов в толще многолетнемерзлых

пород предполагается осуществлять в штольнях, специальных скважинах или шахтных стволах. Эти отходы характеризуются монотонно убывающим во времени тепловыделением, поэтому с момента их загрузки в хранилища во вмещающих мерзлых породах начинают формироваться ореолы оттаивания. По мере снижения уровня активности величина теплопотока из мерзлой толщи становится больше тепловыделения от отходов, начинается промерзание оттаявших пород со стороны мерзлой толщи и через некоторое время ореол оттаивания полностью промерзает.

Математическое моделирование процесса формирования температурного режима пород под влиянием тепловыделяющих радиоактивных отходов позволяет выявить основные закономерности динамики развития ореолов оттаивания мерзлых пород вокруг хранилищ. В качестве примера рассмотрим хранилище скважинного типа диаметром 0,4 м. Эффективный период полураспада радионуклидов принят равным 30 годам, что соответствует смеси радионуклидов, характерных для отработанного ядерного топлива атомных электростанций. Начальное энерговыделение радиоактивных отходов варьировалось от 0,3 до 1,0 кВт/м^3, что также характерно для отходов топлива атомных реакторов. Расчеты проводились для двух видов грунтов, вмещающих могильники: сильнольдистых суглинков и плотных скальных грунтов — гранитов, содержащих небольшое количество льда в трещинах Результаты расчетов радиуса оттаивания и температуры грунтов вблизи поверхности могильника приведены на рис. 20.22.

Как следует из рисунка, при начальном тепловыделении радиоактивных отходов 0,35 кВт/м^3 и начальной температуре мерзлых суглинков −3°С радиус оттаивания составит 5,8 м и достигнет максимума через 25—30 лет после начала эксплуатации. Затем начнется промерзание ореола оттаивания, обусловленное теплопотоком со стороны мерзлой толщи. Полностью грунт промерзнет че-

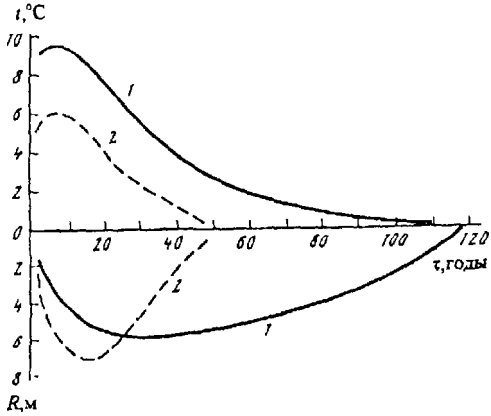


Рис 20 22 Динамика формирования радиуса оттаивания (*R*) и температуры (*t*) пород вблизи поверхности скважинного хранилища·

1 — суглинистый грунт, *2* — гранит (начальное тепловыделение радиоактивных отходов 0,35 кВтм^3)

рез 110—120 лет. В скальных породах при тех же входных параметрах процесс протекает более интенсивно. Максимальный ореол оттаивания диаметром 7 м сформируется через 15 лет, промерзание оттаявших ранее пород завершится через 50—52 года. Вследствие меньшей теплопроводности и больших затрат тепла на фазовые переходы более интенсивный разогрев грунта вблизи могильника происходит в тонкодисперсных грунтах по сравнению с хорошо теплопроводными скальными. Температура пород вблизи могильника в суглинках повышается до 7—10°С, в гранитах — до 6°, максимум температуры отмечается через 5—8 лет после начала эксплуатации.

Существенное влияние на формирование ореолов оттаивания и температурного режима пород оказывает начальная температура окружающего могильник грунта. С понижением температуры пород мощность ореолов оттаивания должна сокращаться. Этот эффект в значительно большей степени проявляется в скальных грунтах, чем в тонкодисперсных. Так, при начальной температуре пород около 0°С в гранитах радиус оттаивания может достигать 25—28 м, а при температурах пород −5°С мощность зоны оттаивания сокращается до 4 м. В суглинистых отложениях с большими затратами тепла на фазовые переходы и меньшей теплопроводностью, чем в скальных грунтах, изменение радиуса оттаивания при понижении температуры пород от 0 до −5°С не превышает 5 м (рис.20 23). Температура пород вблизи могильника с понижением начальной температуры вмещающего многолетнемерзлого грунта понижается практически по линейному закону. Повышение начального энерговыделения радиоактивных отходов приводит к значительному увеличению ореолов оттаивания грунтов При этом зависимость мощности зоны оттаивания от энерговыделения и для скальных, и для тонкодисперсных грунтов близка к линейной (рис 20.24). Так же как и в предыдущем примере, эффект увеличения ореолов оттаивания от величины начального энерговыделения сказывается в большей степени в скальных грунтах, чем в тонкодисперсных. Обращает на себя внимание факт существенного повышения температуры пород с ростом начального тепловыделения. В приведенном

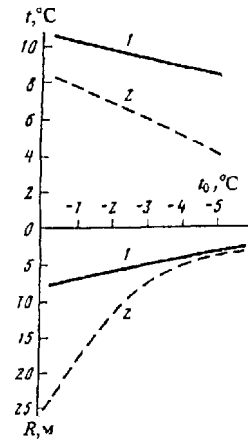


Рис 20 23 Зависимость радиуса оттаивания (R) и температуры (t) пород вблизи поверхности скважинного хранилища от начальной температуры вмещающих пород (t_0) на 10-й год эксплуатации

1 — суглинистый грунт, *2* — гранит

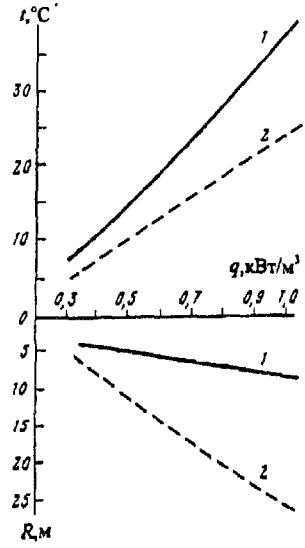


Рис 20 24 Зависимость радиуса оттаивания (R) и температуры (t) пород вблизи поверхности скважинного могильника от начального тепловыделения (q) на 10-й год эксплуатации при температуре вмещающих пород −3°С·

1 — суглинистый грунт, *2* — гранит

примере при объемной плотности энерговыделения 1,0 кВт/м³ в суглинистых грунтах температура вблизи могильника повышается до 40°С. Очевидно, что в зависимости от диаметра скважины и начальной температуры массива мерзлых пород можно ожидать еще большего разогрева грунта вблизи внешней поверхности могильника. Однако интенсивное тепловое влияние отходов сказывается только на незначительном расстоянии от могильника и резко ослабевает по мере приближения к границе оттаивания (рис. 20.25), что не должно приводить к существенному изменению механических и изоляционных свойств массива вмещающих пород в целом.

Теоретически прогнозируемое глобальное потепление климата за счет увеличения содержания в атмосфере парниковых газов (см. разд. 20.2) может существенно сказаться на тепловом состоянии и экранирующей способности многолетнемерзлых пород, используемых для хранилища РАО, в северных районах криолитозоны

Таким образом, проведенные теоретические исследования показывают, что в качестве вмещающих могут быть использованы как скальные, так и дисперсные многолетнемерзлые породы. Последние могут быть более благоприятны для захоронения отходов, поскольку они более инерционны в тепловом отношении и в них формируются ореолы оттаивания меньшей мощности. Экологически неблагоприятные ситуации могут возникнуть, когда фронт многолетнего оттаивания пород достигнет места расположения хранилищ.

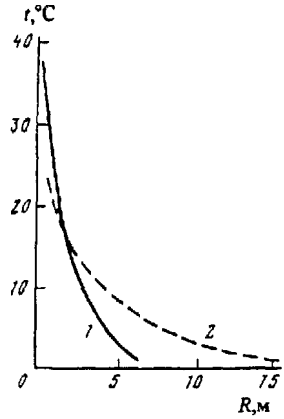


Рис 20 25 Распределение температуры пород по длине радиуса ореола оттаивания (R) скважинного могильника на 10-й год эксплуатации при температуре вмещающих пород −3°С и начальном тепловыделении 1,0 кВт/м³

1 — суглинистый грунт, *2* — гранит

21 ГЛАВА

21.1. Принципы использования многолетнемерзлых грунтов в качестве оснований инженерных сооружений

При строительстве вне области развития многолетнемерзлых пород обычно принимается, что вся нагрузка от сооружения передается через подошву фундамента на грунтовое основание, а грунты, соприкасающиеся с боковой поверхностью фундамента, только в отдельных случаях (сваи, глубокие фундаменты) принимают вертикальную нагрузку Иначе оценивается работа фундамента (его взаимодействие с грунтом) в районах глубокого сезонного промерзания и развития многолетнемерзлых грунтов Здесь нагрузка передается на грунт через все поверхности соприкосновения с ним фундамента Это связано с тем, что происходит смерзание поверхности фундамента с грунтом, в результате чего касательные и нормальные усилия передаются от грунта к фундаменту и от фундамента к грунту Величина передаваемых усилий при этом ограничивается прочностью смерзания

Направление усилий, которые возникают при взаимодействии фундамента с грунтом, может изменяться во времени и зависит от того, в каком слое (сезонном или многолетнем) располагается фундамент Основные варианты заложения фундаментов приведены на рис 21 1 Так, в пределах слоя сезонного промерзания (протаивания) касательные усилия, передаваемые грунтом фундаменту, направлены снизу вверх и развиваются в течение части года, в период промерзания этого слоя и его пучения В пределах слоя многолетнемерзлых пород в результате смерзания грунта с боковой поверхностью фундамента мерзлый грунт принимает от фундамента часть нагрузки не только через его подошву, но и по всей боковой поверхности В то же время боковое смерзание нижней части фундамента с многолетнемерзлыми слоями породы в целом увеличивает сопротивление фундамента выпучиванию, которое возникает при промерзании грунтов слоя сезонного протаивания В зависимости от совокупного действия нормальных и касательных сил, сил выпучивания (а также и трения) фундамент может находиться в устойчивом состоянии или перемещаться (выпучиваться, оседать) Неравномерное перемещение фундаментов вверх

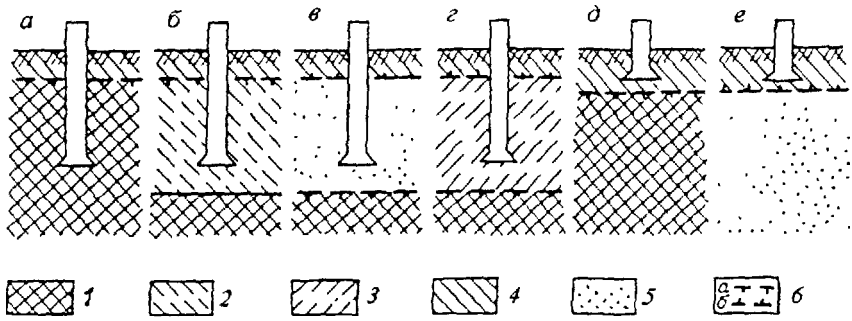


Рис 21 1 Типичные схемы заложения фундаментов (*а, б* — в многолетнемерзлых грунтах; *в, г* — в грунтах несквозных таликов, *д, е* — соответственно в сезоннооттаивающих и сезоннопромерзающих грунтах)

1—5 — грунты (*1* — находящиеся в многолетнемерзлом состоянии в течение всего периода эксплуатации сооружения, *2* — искусственно промороженные до начала строительства или в период эксплуатации, *3* — искусственно оттаянные до начала строительства или в период эксплуатации, *4* — подвергающиеся сезонному оттаиванию и промерзанию, *5* — находящиеся в талом состоянии в течение всего срока службы сооружения), *6* — верхняя поверхность многолетнемерзлых (*а*) и нижняя сезонномерзлых (*б*) грунтов

или вниз служит, как правило, основной причиной деформаций зданий и сооружений. Закладывая фундаменты глубже подошвы сезоннопромерзающего или сезоннопротаивающего слоя, можно добиться того, что влияние ежегодных процессов пучения и осадки грунтов распространяется только на часть его боковой поверхности. Фундаменты же, заложенные целиком в слое сезонного промерзания—протаивания, испытывают влияние пучения и осадки не только через боковую поверхность, но и через подошву фундамента.

При проектировании и строительстве на многолетнемерзлых грунтах следует предусмотреть меры, обеспечивающие сохранность и долговечность сооружений и требуемые эксплуатационные качества. Это достигается выбором оптимальной конструктивной схемы сооружения, типа фундамента, методов улучшения строительных свойств грунтов основания и регулирования теплового взаимодействия сооружений с основаниями. Совокупность всех мероприятий (или части) принято называть способом обеспечения устойчивости инженерных сооружений. В России эти способы разрабатывались в процессе строительства в Заполярье (в северных ландшафтно-климатических зонах) и затем были обобщены в нормативном документе «Строительные нормы и правила. Основания и фундаменты на вечномерзлых грунтах» (СНиП 2.02 04—88). В этом документе они объединяются в две большие группы, называемые принципами использования мерзлых грунтов в качестве оснований сооружений.

Принцип I — многолетнемерзлые грунты основания используются в мерзлом состоянии, сохраняемом в процессе строительства и в течение всего заданного периода эксплуатации сооружения; подошва фундамента опирается на многолетнемерзлые грунты Способы обеспечения устойчивости сооружений могут создаваться путем: 1) сохранения мерзлого состояния грунтов основания (или понижения температуры многолетнемерзлых грунтов), 2) ограничения оттаивания многолетнемерзлых грунтов основания; 3) предварительного промораживания грунтов основания; 4) промораживания грунтов основания в процессе строительства и эксплуатации сооружений

Принцип II — многолетнемерзлые грунты основания используются в оттаявшем состоянии (с допущением оттаивания их в процессе эксплуатации сооружений или с их оттаиванием на расчетную глубину до начала строительства); подошва фундамента расположена выше кровли многолетнемерзлых пород Сюда относятся способы обеспечения устойчивости сооружений путем: 1) приспособления надфундаментнои конструкции к неравномерным осадкам основания при оттаивании многолетнемерзлых пород в процессе эксплуатации (конструктивный метод); 2) предварительного оттаивания многолетнемерзлых грунтов под всем зданием: 3) предварительного локального оттаивания многолетнемерзлых грунтов (оттаивание производится только в местах передачи нагрузки на основание от зданий); 4) стабилизации начального положения верхней границы многолетнемерзлых грунтов.

Выбор принципа строительства на многолетнемерзлых грунтах и способа его обеспечения основывается, с одной стороны, на всестороннем изучении геокриологических условий территории с учетом их возможных изменений при строительстве и эксплуатации сооружений, с другой — на учете конструктивных особенностей сооружений (размеров фундаментов, используемых строительных материалов, сроков службы сооружений), режимов эксплуатации (с тепловыделением или без него с применением мокрого или сухого процесса и т.д). Реализация I принципа строительства в криолитозоне достигается специально разработанными способами.

Способ обеспечения устойчивости сооружения путем сохранения мерзлого состояния грунтов основания (или его ужесточения). Широкое использование этого способа началось после того, как в 1928 г. Н.А.Цытовичем была создана методика теплотехнических и прочностных расчетов многолетнемерзлых оснований сооружений Применение способа основано на полном удалении тепла, выделяемого зданием или сооружением, т.е на сохранении существующего температурного режима многолетнемерзлых грунтов осно-

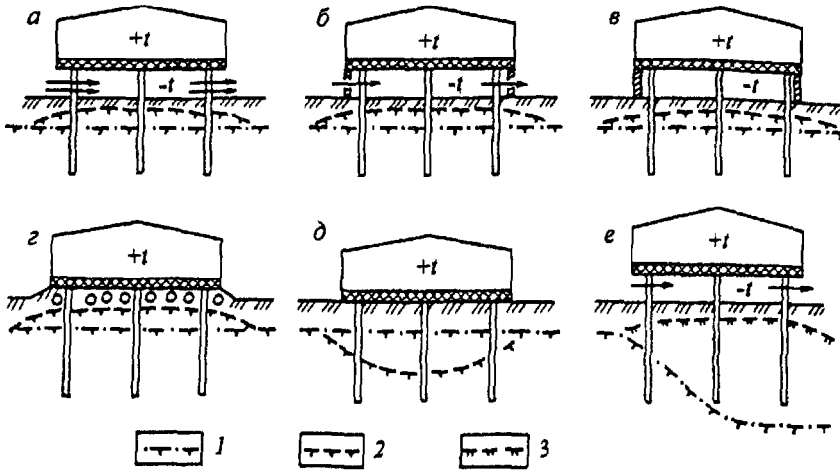


Рис 21 2 Конструкция сооружений при I принципе использования грунтов в качестве основания·

а—в — подполья (*а* — проветриваемые сквозные, *б* — проветриваемые закрытые с продухами, *в* — с холодным первым этажом), *г—е* — конструкции сооружений (*г* — на подсыпках с охлаждающими трубами в основании, *д* — с ограничением оттаивания многолетнемерзлых грунтов, *е* — с предварительным промораживанием грунтов), *1—3* — границы многолетнемерзлых грунтов (*1* — в естественных условиях, *2* — в условиях, сформировавшихся в процессе эксплуатации сооружений, *3* — после предварительного промораживания)

вания или их охлаждении до более низкой температуры, чем естественная. Самой распространенной конструкцией, обеспечивающей теплоотвод от зданий, является вентилируемое подполье, получившее широкое применение на практике благодаря простоте конструкции и надежности эксплуатации. Начиная с 1928 г. на Севере и Северо-Востоке России в Воркуте, Норильске, Якутске, Магадане и других городах было построено большое число инженерных сооружений с сохранением мерзлого состояния грунтов основания. Почти полувековой опыт их успешной эксплуатации доказал жизнеспособность этого способа строительства. В дальнейшем он был широко использован зарубежными специалистами при строительстве на Аляске и Севере Канады. При этом обычно применяются подполья нескольких конструкций (рис. 21.2, *а, б, в*): 1) сквозные, т.е. открытые со всех сторон пространства под зданием или сооружением, свободно вентилируемые воздухом круглогодично (зимой и летом); 2) закрытые с продухами, устраиваемые с помощью перекрытия подпольного пространства цоколем и созданием в нем вентиляционных отверстий, по которым циркулирует воздух, необходимый для сохранения или ужесточения мерзлого состояния основания; 3) с холодным цоколем без

продухов, устраиваемые, как правило, в районах с сильными ветрами, так как зимой продухи забиваются снегом.

Для определения высоты проветриваемых и непроветриваемых подполий проводят специальные теплотехнические расчеты, исходящие из предположения полного удаления тепла от зданий. Методика таких расчетов, предложенная Н.А.Цытовичем, развита Н.И.Салтыковым, Г.В.Порхаевым и др. Опыт показывает, что в зависимости от суровости геокриологических условий и размеров зданий высота подполий может изменяться от 0,5 до 1,8—2,0 м. Для уменьшения теплопотерь через перекрытие над подпольем в жилых зданиях на Севере применяют непродуваемые многослойные полы с теплоизоляцией.

Если по результатам теплотехнических расчетов естественная вентиляция оказывается недостаточной, предусматривается побудительная вентиляция или искусственное охлаждение (ужесточение температурного режима) грунтов оснований. Один из вариантов конструкции приведен на рис. 21.2, *г*.

Способ обеспечения устойчивости сооружений ограничением оттаивания многолетнемерзлых грунтов основания. Согласно этому способу допускается оттаивание многолетнемерзлых пород на некоторую глубину, определяемую теплотехническим расчетом. Фундаменты заглубляют в многолетнемерзлые грунты ниже стационарной чаши оттаивания (см. рис. 21.2, *д*). Этот способ применяется крайне редко, в основном для временных сооружений. Ему присущи два существенных недостатка, обусловленых оттаиванием многолетнемерзлых грунтов в процессе эксплуатации здания. Во-первых, по мере опускания верхней границы мерзлых грунтов на боковую поверхность фундамента действуют силы негативного трения (оттаявший грунт зависает на фундаменте), увеличивая общую нагрузку на фундамент; с ростом оттаивания силы негативного трения увеличиваются. Во-вторых, по мере оттаивания грунта основания происходит уменьшение объема его мерзлой части (за счет растепления). Таким образом, при этом способе в процессе эксплуатации здания происходит увеличение нагрузки на основание с одновременным уменьшением его несущей способности. Преимущество способа — отсутствие в здании охлаждающей системы.

Способ обеспечения устойчивости сооружений путем предварительного промораживания грунтов основания. В области островного распространения многолетнемерзлых пород не всегда удается полностью разместить сооружение только на мерзлых участках. В этом случае под подошвой фундаментов, которые попадают на талые грунты, предварительно промораживают слой талого грунта (см. рис. 21.2, *е*) и далее поддерживают его в мерзлом состоянии с помощью охлаждающей системы. Предварительное охлаждение

проводят в зимнее время естественной вентиляцией наружным воздухом очищенной от снега поверхности дна котлована под столбчатые фундаменты и искусственной вентиляцией скважин под свайные фундаменты.

Промораживание, как правило, производят установками искусственного холода, что обходится очень дорого, и такой метод не получил широкого распространения. Известны случаи, когда после прекращения работ промороженные массивы вновь оттаивали, что приводило к деформации построенных на них зданий. Причиной было тепловое влияние сопредельной застройки и фильтрации грунтовых вод, которым не могла противостоять охлаждающая система здания. Возможность такого явления необходимо учитывать при проектировании путем разработки специальных технических мероприятий по поддержанию мерзлого состояния искусственно промороженных массивов грунтов.

Способ обеспечения устойчивости сооружений путем промораживания грунтов основания в процессе строительства и эксплуатации разработан Л.Н.Хрусталевым и Ю.А.Александровым для участков распространения многолетнемерзлых пород несливающегося типа, когда кровля мерзлых пород разобщена со слоем сезонного промерзания. При этом способе подошву фундаментов закладывают в слое талого грунта, подстилаемого многолетнемерзлым. После возведения фундаментов рядом с каждым из них устанавливают охлаждающие установки, которые заглубляют на 0,5—1,0 м в многолетнемерзлый грунт и приступают к монтажу вентилируемого подполья и надфундаментных конструкций. Промораживание грунта вокруг охлаждающих установок приводит к увеличению его объема, возникновению больших горизонтальных давлений в талом грунте, расположенном между охлаждающими установками. Силы давления защемляют фундамент, мешая ему перемещаться вверх под действием сил пучения. Со временем происходит полное промерзание грунтов основания с сохранением устойчивости фундамента. Для промораживания используется только естественный холод, поэтому стоимость промораживания значительно уменьшается. Кроме того, на несколько месяцев сокращаются сроки строительства за счет совмещения операций по промораживанию и монтажу надфундаментной конструкции. Наконец, уменьшается потребность в замораживающих колонках, поскольку их располагают не по всей площади зданий, а только возле фундаментов. Эти преимущества способа определили его широкое применение на практике. С момента разработки способа в 1974 г. в Южной геокриологической зоне построено несколько десятков объектов, которые успешно эксплуатируются.

Типы фундаментов, применяемых при строительстве по I принципу: малозаглубленные (поверхностные), столбчатые и свайные

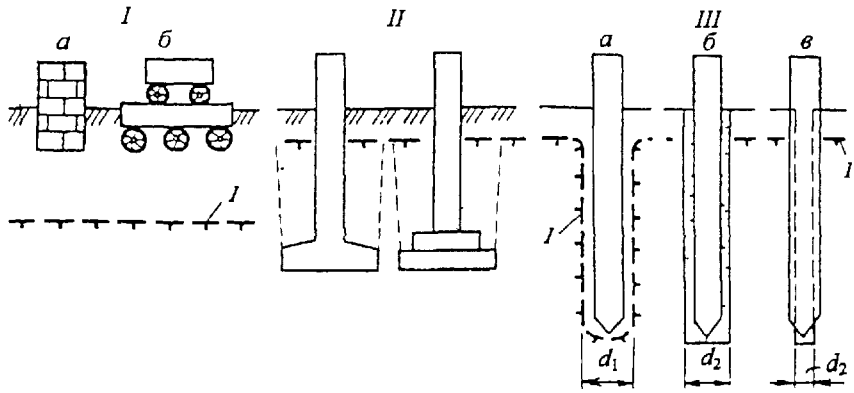


Рис 21 3 Основные типы фундаментов, применяемых при строительстве на многолетнемерзлых грунтах

I — малозаглубленные поверхностные (*а* — кирпичные и бетонные, *б* — деревянные), II — столбчатые, III — свайные, d_1, d_2 — соответственно диаметры зоны оттаивания и буровой скважины, *1* — поверхность многолетнемерзлых пород

(рис. 21.3). Малозаглубленные фундаменты используются в основном для легких, одноэтажных, чаще всего деревянных зданий. Они закладываются в неглубокие выемки в пределах слоя сезонного оттаивания или прямо на поверхности грунта. Эксплуатация сооружений с этими типами фундаментов сопровождается деформациями пульсационного характера при сезонном промерзании и пучении грунтов, а также сезонном оттаивании и осадке. В свайных фундаментах давление на сваю уравновешивается силами противодействия мерзлого грунта в торце сваи и силами смерзания грунта с ее боковой поверхностью Если прочность многолетнемерзлых пород не обеспечивает устойчивость сооружения на сваях, применяют столбчатые фундаменты, укладывая башмаки в основание сваи (рис 21.3, II)

Для изготовления свай используют железобетон, дерево, металл При проектировании предусматривают заложение одиночных, парных или кустов свай. По способу погружения различают буроопускные, бурозабивные и опускные сваи (рис. 21 3. III) В первом случае их устанавливают в заранее пробуренную скважину большего диаметра, чем диаметр сваи Пространство между сваей и стенкой скважины заполняют шламом или раствором, который потом замерзает Бурозабивные сваи забивают в скважину меньшего, чем сама свая, диаметра. Этот способ применим при среднегодовых температурах мерзлых грунтов, близких к 0°С Опускные сваи устанавливают в предварительно прогретый и оттаявший грунт

II принцип использования многолетнемерзлых грунтов в качестве оснований сооружений, как было отмечено выше, включает

в себя также несколько способов обеспечения устойчивости сооружений.

Способ обеспечения устойчивости сооружений путем приспособления надфундаментной конструкции к неравномерным осадкам основания при допущении оттаивания многолетнемерзлых пород в процессе эксплуатации (конструктивный метод проектирования и строительства) является самым старым в фундаментостроении на Севере России. При строительстве этим способом за счет тепловыделения от зданий и сооружений в их основании формируется чаша (ореол) оттаивания (рис. 21.4, *а*), происходит осадка грунта, как правило, неодинаковая из-за литологической неоднородности грунтов основания, неравномерности тепловыделения здания и распределения в нем нагрузок, разной глубиной оттаивания под центром и краями здания. Проектирование фундаментов по этому способу применяют лишь при полном учете последствий оттаивания, при соблюдении мероприятий по обеспечению приспособления конструкций фундамента и сооружения к тем деформациям, которые будут развиваться в ходе оттаивания. Поэтому при строительстве на оттаивающих грунтах необходимо обеспечить как можно более медленное и равномерное по площади оттаивание грунта, способствующее равномерности осадок. Если же будет допущено быстрое развитие осадок, то конструкция здания может не успеть приспособиться к ним, в результате чего возникают недопустимые деформации сооружений, приводящие к аварийным ситуациям.

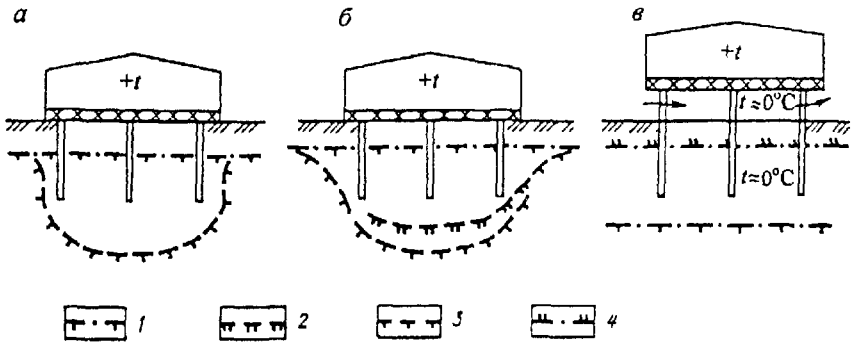


Рис 21 4 Конструкции фундаментов при II принципе использования грунтов в качестве основания

а — с допущением оттаивания многолетнемерзлых грунтов в процессе эксплуатации, *б* — с предварительным оттаиванием многолетнемерзлых грунтов, *в* — по методу стабилизации положения верхней границы многолетнемерзлых грунтов, *1—4* — границы (*1* — многолетнемерзлых грунтов в естественных условиях, *2* — после предварительного оттаивания, *3* — сформировавшихся в процессе эксплуатации, *4* — сезонно-промерзающего слоя)

Расчет и проектирование фундаментов с допущением оттаивания основания должен включать: 1) определение глубины оттаивания многолетнемерзлых грунтов основания на различные моменты времени эксплуатации, 2) определение несущей способности оттаивающих грунтов оснований, 3) определение неравномерности осадок оттаивающих грунтов оснований; 4) определение размеров и конструкций фундаментов, 5) испытание фундаментов на выпучивание.

На оттаивающих грунтах применяют в основном две конструкции фундаментов — жесткую и гибкую. Первая из-за своей жесткости мало чувствительна к неравномерным осадкам. Для обеспечения жесткости конструкций сооружении используются сплошные плитные фундаменты, система жестких железобетонных ленточных фундаментов, коробчатые фундаменты, способные воспринимать значительные неравномерные осадки оттаивания основания. Усиления жесткости схемы конструкций добиваются также устройством так называемых поясов жесткости, когда производится обвязка стен зданий, несущих конструкций, свайных фундаментов железобетонными или железными поясами. Нередко также большие в плане здания и их фундаменты разбивают (осадочными швами) на отдельные жесткие отсеки, каждый из которых отдельно армируют поясами жесткости, т. е. в этом случае здание построено по жесткой схеме для отдельных блоков, которые могут перемещаться независимо друг от друга. Гибкая схема обеспечивает приспособление конструкций к неравномерным осадкам. Работает она на принципе возможности выравнивания деформирующихся элементов сооружения. Для этого используют шарнирные соединения элементов и частей зданий. Принцип шарнирных соединений исключает возникновение напряжений в местах перекосов, и здания практически следуют осадке. Применение гибкой схемы сооружений дает возможность «лечения» зданий: в таком случае заранее предусматривается установка в подполье домкратов, с помощью которых поднимают покосившиеся конструкции.

Наблюдения за состоянием зданий и сооружении, построенных по способу приспособления к неравномерным осадкам, показывают, что многие из них деформируются в процессе эксплуатации. Очевидно, рассмотренный способ фундаментостроения пригоден лишь для застройки участков с непросадочными или малопросадочными (просадочность менее 0,03) при оттаивании многолетнемерзлыми грунтами. При этом в последнем случае необходимо производить сложный расчет увеличения прочности конструкции, исходя из возможной неравномерности осадок основания.

Способ обеспечения устойчивости сооружений путем предварительного оттаивания многолетнемерзлых грунтов (рис. 21.4, *б*). Спо-

соб известен с 30-х годов, однако обоснование возможностей и условий применимости строительства с предварительным оттаиванием было дано лишь В Ф Жуковым в 1958 г Он заключается в том, что перед устройством фундамента проводят оттаивание мерзлых пород на такую глубину, при которой дальнейшее оттаивание грунта под действием тепла от здания за весь период его эксплуатации не вызовет осадки конструкции выше нормативной После оттаивания в течение двух—шести месяцев грунту дают возможность уплотниться под собственным весом, а затем на нем возводят фундамент; в качестве последнего обычно применяют перекрестные ленты или плиты Вынужденный перерыв в производстве работ для уплотнения грунта вызывает большие осложнения в технологическом процессе Для сокращения перерыва применяют вертикальный дренаж и электроосмос При площадном оттаивании размер подготавливаемого массива в плане (длина и ширина) принимают больше размеров здания на величину глубины оттаивания

Как показывают расчеты, глубина предварительного оттаивания зависит от многих параметров, главными из которых являются просадочность мерзлых пород при оттаивании и величина их отрицательной температуры В Южной геокриологической зоне, где температура мерзлого грунта близка к нулю, глубина предварительного оттаивания максимальна

Способ предварительного оттаивания стал широко применяться на практике, особенно в Южной зоне, с конца 50-х годов К настоящему времени накоплен опыт, который свидетельствует о том, что строительство на предварительно оттаянных грунтах не адекватно строительству на талых Двухслойное основание, представленное оттаянными грунтами и подстилаемыми их многолетнемерзлыми, деформируется в результате любого теплового воздействия Поэтому ошибки в прогнозах теплового взаимодействия здания с грунтами основания или всякого рода неучтенные теплоисточники, а также протечки санитарно-технических сетей и грунтовые воды столь же опасны для устойчивости здания, построенного по II принципу, как и для здания построенного по I принципу В практике известны многочисленные факты деформаций зданий, построенных с предварительным оттаиванием

В отличие от I принципа система «здание—основание», возводимая по II принципу, более инерционна и обладает свойством накопления повреждений Это означает, во-первых, что последствия нарушений теплового режима грунтов будут замечены не сразу, а по прошествии определенного времени, когда произойдет существенное растепление основания, и, во-вторых, при ликвидации источника нарушения система не восстановит свое первоначальное состояние

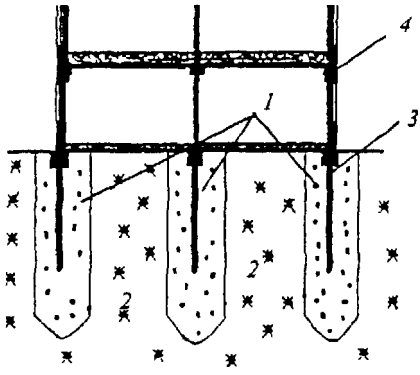


Рис 21 5 Схема возведения здания с локальным предварительным оттаиванием многолетнемерзлых пород

1 — предварительно оттаянный грунт, *2* — многолетнемерзлые породы, *3* — свайный фундамент, *4* — здание

Способ обеспечения устойчивости путем локального предварительного оттаивания многолетнемерзлых пород разработан в 1979 г А А Колесовым и др Он заключается в том, что предварительное оттаивание проводят только в местах расположения фундаментов. Затем после уплотнения оттаянного грунта под собственным весом на нем возводят фундамент (рис 21.5) из столбов и свай. Преимуществом способа является то обстоятельство, что оттаивание мерзлых пород непосредственно под подошвой фундамента начинается не сразу после ввода здания в эксплуатацию, а по прошествии определенного времени, в течение которого глубина общего оттаивания мерзлых пород под зданием достигает подошвы слоя локального оттаивания При большой мощности слоя это время может быть равно периоду эксплуатации, что, казалось бы, позволяет применить такой способ на участках с высокопросадочными при оттаивании многолетнемерзлыми породами. Однако это невозможно сделать, поскольку просадочные грунты при оттаивании резко теряют прочность и не могут воспринять боковое давление находящейся под фундаментом породы. В результате происходят просадки фундамента за счет выдавливания предварительно оттаянного грунта в сторону. Поэтому локальное оттаивание может быть рекомендовано только на прочных малольдистых грунтах. В 1978—1980 гг. способом локального оттаивания в Уренгое построен жилой микрорайон пяти- и девятиэтажных кирпичных зданий. Здания возведены на песчаных грунтах.

Способ обеспечения устойчивости сооружений путем стабилизации начального положения верхней границы многолетнемерзлых пород. Этот способ был разработан Г В.Порхаевым, Л.Н.Хрусталевым и другими в 1976 г. для возведения зданий на участках, где слой сезонного промерзания не смыкается с многолетнемерзлыми породами, мерзлые породы характеризуются значительными осадками при протаивании (более 2 см/м), а породы талого слоя, расположенного выше многолетнемерзлых, являются пучинистыми

Способ предусматривает заложение фундаментов (как правило, свайных) в талом слое, подстилаемом многолетнемерзлыми

породами, и устройство под зданием вентилируемого подполья со средней многолетней температурой воздуха около 0°С. При таком температурном режиме глубина сезонного промерзания пород в подполье становится равной глубине сезонного оттаивания, в связи с чем выше подошвы фундамента в течение всего года существует фазовая граница, на которой стабильно поддерживается температура замерзания. Вторая граница находится на кровле многолетнемерзлых пород. Между двумя фазовыми границами располагается слой талой породы — «буферный слой», в котором температурные градиенты, а следовательно, и теплопотоки через него, равны нулю. «Буферный слой» является той теплонепроницаемой завесой, которая обеспечивает стабилизацию начального положения верхней границы мерзлых пород. В действительности возможны отклонения средней многолетней температуры воздуха в подполье в область как положительных, так и отрицательных значений. В первом случае произойдут оттаивание мерзлых пород и осадка фундаментов, а во втором — начнется многолетнее промерзание грунтов и появится опасность выпучивания фундамента. Эти случаи учитываются при проектировании системы «здание—основание» выбором таких конструктивных параметров, которые обеспечивают ее надежность: мощность буферного слоя и глубину заложения фундаментов. С 1975 г. данный способ успешно используется в Воркутинском промышленном районе, где путем стабилизации возведено 66 гражданских крупнопанельных 5-этажных зданий, которые успешно эксплуатируются по настоящее время.

21.2. Методы мелиорации мерзлых пород как оснований сооружений

Под мелиорацией (улучшением) понимается целенаправленное изменение среднегодовой температуры, состава, строения и свойств мерзлых, промерзающих и протаивающих грунтов, их водно-теплового режима в направлении, необходимом для решения определенных практических задач При этом используются тепловая, водно-тепловая, механическая, физико-химическая и химическая мелиорации. Тепловая мелиорация заключается в искусственном понижении или повышении температуры грунтов с использованием различных источников тепла. Теплопередача в грунтах осуществляется кондуктивным способом. При водно-тепловой мелиорации используется тепло, переносимое конвективным и кондуктивным путем при нагнетании, фильтрации воды или орошении грунтов основания. Механические способы мелиорации используются для изменения свойств грунтов и включают: замену грунта, его уплотнение, разуплотнение, обезвоживание и т.д. Физико-химические и химические приемы мелиорации зак-

лючаются либо в использовании тепла, выделяющегося или поглощающегося при химических реакциях, либо в изменении агрегатного состояния грунтов путем введения в них различных химических реагентов, использования электроосмотического эффекта.

В последние годы наиболее широкое распространение получили методы тепловой или водно-тепловой мелиорации грунтов, обеспечивающие искусственное изменение (повышение или понижение) температуры мерзлых пород, промораживание талых или оттаивание многолетнемерзлых грунтов до начала или в процессе строительства.

Целенаправленное охлаждение мерзлых грунтов или промораживание талых грунтов. На практике это осуществляется разными способами. Наиболее простыми из них являются методы с использованием естественного охлаждения (систематическое удаление снега в зимний период, затенение или защита поверхности грунта теплоизоляцией летом, сооружение проветриваемых подполий, укладка в основания сооружений труб с естественной вентиляцией в холодный период и др.). Целесообразность применения того или иного метода подтверждается теплотехническим расчетом.

Для ускорения процесса производится искусственное охлаждение путем нагнетания холодного воздуха в скважины, пройденные на всю мощность охлаждаемой зоны, или в замораживающие колонки специальных воздушных установок, опущенных в эти скважины (рис.21.6). Теплосъем с такой колонки, по данным С.М.Филиповского, составляет 130—140 Вт/м^2. Глубина охлаждения (замораживания) достигает 17—20 м. Недостатком способа является необходимость затрат электроэнергии, наличия постоянного обслуживающего персонала и частых ревизий замораживающих колонок для удаления из них инея и ледяных пробок.

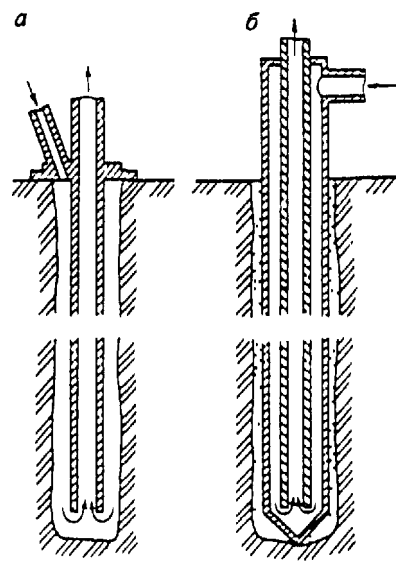


Рис.21.6. Воздушные охлаждающие установки

а — в буровых скважинах, *б* — в полых сваях

Наиболее эффективным является машинное охлаждение (замораживание) грунтов аммиачно-рассольными установками, обеспечивающими теплосъем до 300 Вт/м^2 замораживающей колонки. Однако машинное охлаждение — дорогостоящее мероприятие и требует постоянного обслуживания при экс-

плуатации Поэтому оно применяется в ограниченных случаях в гидротехническом и горном деле для ликвидации аварий сооружении, обусловленных оттаиванием многолетнемерзлых пород, для предварительного промораживания оснований при необходимости сокращения сроков строительства, а также проходки глубоких шахтных стволов и тоннелей в сильнообводненных породах Достигнутая в настоящее время глубина промораживания грунтов для проходки шахтных стволов составляет более 600 м

Получил распространение и способ охлаждения грунтов с использованием циркуляции хладоносителей по трубам, уложенным вблизи фундаментов сооружений Проектирование этого метода обычно предусматривает также и устройство проветриваемого подполья Применение такого сложного трудоемкого способа сохранения мерзлого состояния грунтов оправдано при строительстве очень ответственных сооружений, а также зданий и сооружений с высоким тепловыделением

Эффективными по простоте эксплуатации и экономичности являются саморегулирующие сезоннодействующие охлаждающие установки (СОУ), или, как их называют, термосваи Конструкции термосваи были разработаны в 60-х годах почти одновременно в России С И Гапеевым и в США Е А Лонгом Принцип их работы основан на замкнутой конвекции хладоагента — жидкостного, обычно керосина (термосваи Гапеева), или парожидкостного, обычно пропана, аммиака, фреона (термосваи Лонга) Конвекция обусловливается разностью плотностей хладоагента в надземной и подземной частях установок (рис. 21 7) В холодный период температура верхнего оголовка сваи ниже, чем температура грунта на глубине нижнего конца сваи В этих условиях пропан (в термосваях Лонга), испаряясь, поднимается вверх, конденсируется на стенках сваи и в виде жидкости с температурой, близкой к температуре воздуха, поступает в основание сваи, охлаждая прилегающий

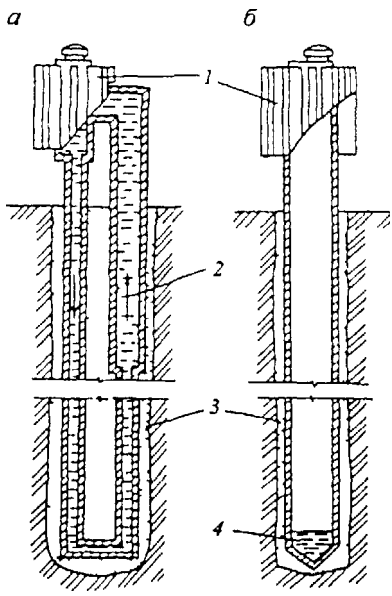


Рис 21 7 Конструкции саморегулирующихся сезоннодействующих охлаждающих установок

а — жидкостных (система С И Гапеева), *б* — парожидкостных (система Е А Лонга), *1* — радиатор, *2* — хладоагент (керосин) *3* — насыпной грунт *4* — хладоагент (пропан)

грунт. Жидкостные термосваи работают по этому же принципу — холодный керосин, опускаясь, вытесняет вверх менее плотный и теплый, при этом охлаждает грунт.

В настоящее время разработаны и внедрены многие модификации жидкостных и парожидкостных охлаждающих установок, отличающихся высокими показателями охлаждения, однако принцип работы всех этих конструкций остается тем же.

Жидкостные и парожидкостные системы представляют собой практически автоматические установки охлаждения многолетнемерзлых грунтов, не нуждающиеся в уходе. Они могут применяться как самостоятельно, так и монтироваться в теле свайного фундамента, поэтому их часто называют термосваями. Средняя хладопроизводительность жидкостных термосвай составляет 25—50 вт/м^2, у парожидкостных — 60—100 Вт/м^2. Практически достигнутая глубина охлаждения жидкостными термосваями составляет 25 м, парожидкостными — 50 м. Этот способ охлаждения (замораживания) может быть использован в условиях несплошного распространения многолетнемерзлых пород или несливающейся мерзлоты для предпостроечного промораживания грунтов основания при строительстве по методу допущения промерзания в ходе строительства и эксплуатации, для повышения несущей способности грунтов и поддерживания заданной температуры многолетнемерзлых оснований зданий и сооружений. Саморегулирующиеся охлаждающие установки широко используют в гидротехническом строительстве для создания и поддержания в мерзлом состоянии противофильтрационных ядер грунтовых плотин, в линейном строительстве — при сооружении опор мостовых переходов, трубопроводов, линий электропередач (ЛЭП), эстакад, для создания мерзлотных завес и др.

Один из недостатков жидкостных и парожидкостных термосвай заключается в том, что в летний период, когда термосваи не работают, возле них существенно повышается температура грунта. Этот недостаток устраняется применением устройств (зеротеров), аккумулирующих холод в зимний период. Зеротеры, представляющие собой оболочку, заполненную замерзающей при температуре ниже 0°С жидкостью (антифризом), монтируют возле термосваи. С наступлением зимнего периода термосвая включается в работу, охлаждает (замораживает) грунт и промораживает антифриз. Летом температура поверхности зеротера остается равной температуре плавления антифриза, т.е. поддерживается отрицательной, что обеспечивает заданную несущую способность основания.

Предпостроечное оттаивание многолетнемерзлых грунтов. Такой способ широко используется в практике фундаментостроения в криолитозоне при строительстве сооружений по II принципу.

Способы оттаивания многолетнемерзлых грунтов разделяются на два вида: с использованием естественного тепла и искусственных источников тепла.

Способы с использованием естественного тепла применяются при наличии достаточного времени. Область их применения ограничивается в основном южными районами криолитозоны при высокой среднегодовой температуре грунтов. Для увеличения глубины сезонного протаивания применяют: 1) задержание (увеличение мощности) снега или утепление поверхности грунта в холодный период; 2) очистку поверхности от снега весной для использования солнечной радиации; 3) удаление напочвенного растительного покрова и верхнего слоя грунта, зачернение поверхности, прозрачную хлорвиниловую пленку; 4) осушение площадки строительства; 5) неглубокие (20—30 см) тепловые ванны летом для улучшения прогрева грунта; 6) заливку котлованов водой на зиму (если свойства оттаивающих грунтов при этом не будут ухудшаться, например при песчаном и крупнообломочном составе грунтов), что предохраняет грунт от замерзания и способствует увеличению чаши протаивания.

Возможны и другие варианты использования естественного тепла для предварительного оттаивания грунтов, основанные на регулировании радиационного баланса. Как показывает опыт, перечисленные методы имеют ограниченное применение в связи с недостаточной эффективностью. Значительно более производительны методы с использованием искусственных источников тепла. Помимо рассмотренных ранее методов дождевального и фильтрационно-дренажного оттаивания наиболее широко применяются методы гидрооттайки холодной и горячей водой; оттаивания паром; электропрогрев мерзлых пород переменным током; термохимический метод оттаивания.

Метод гидрооттайки состоит в оттаивании мерзлых грунтов посредством иглофильтров (гидроигл), в которые под напором нагнетается вода (рис. 21.8, *а*). В зависимости от фильтрующей способности грунта гидроиглы располагают на расстоянии 3—5 м друг от друга. Гидроиглы погружают в грунт с помощью буровых станков. Гидроигловой метод оттаивания рекомендуется использовать для грунтов с коэффициентом фильтрации более 0,01 м/сут. Это дорогой метод, однако при строительстве на крупноскелетных грунтах, особенно в условиях высокотемпературных многолетнемерзлых грунтов, он позволяет провести работы по предпостроечному оттаиванию в течение 10—12 дней на глубину более 10 м (до 25 м).

Оттаивание паром мерзлых грунтов производится с помощью паровых игл (см. рис. 21.8, *б*) открытым (когда пар выпускается в конце трубы в грунт) и закрытым (когда пар циркулирует

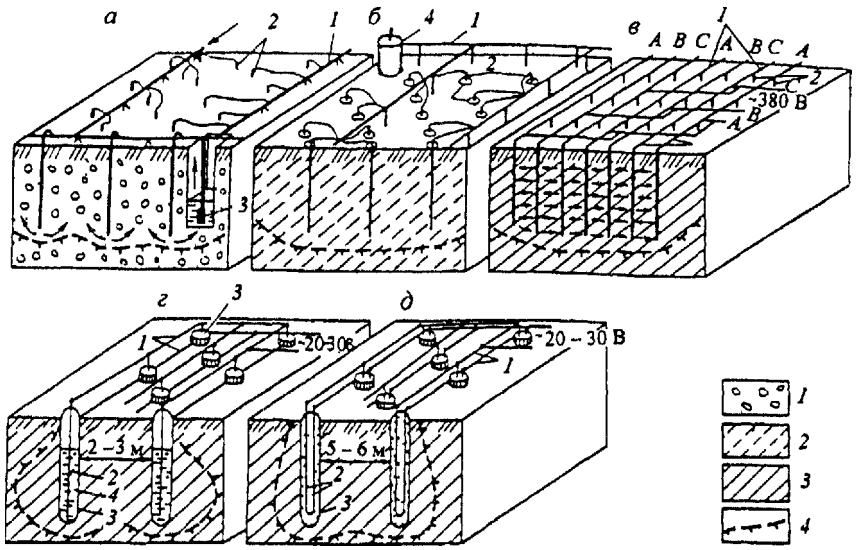


Рис 21 8 Способы предпостроечного оттаивания грунтов

а — гидроигловой (*1* — распределительный трубопровод, *2* — гидроиглы, *3* — дренажный колодец с насосом) *б* — паровыми иглами (*1* — паропровод, *2* — паровые иглы *3* — защитные колпаки, *4* — паровой котел), *в* — трехфазным переменным током (*1* — электропровод, *2* — электроды, распределенные по фазам *A, B, C*), *г* — электролитическими нагревателями (*1* — электропровод, *2—3* — электроды соответственно внутренний и внешний, *4* — электролит) *д* — омическими нагревателями (*1* — электропровод *2* — электрод, *3* — буровая скважина), *1—3* — грунты (*1* — гравийно-галечниковый, *2* — супесчаный *3* — суглинистый), *4* — граница многолетнемерзлых грунтов

внутри трубы) способами На практике чаще применяют открытый способ Погружение паровых игл в грунт происходит под действием собственного веса или незначительного побуждения ударным способом Применение пара позволяет оттаивать мерзлый грунт в основном до глубины 10 м

Электрооттаивание мерзлых грунтов является наиболее индустриальным способом и применяется в любых грунтах при наличии постоянных источников электроснабжения Технология оттаивания эдектропрогревом основана на использовании закона Джоуля—Ленца Существуют два способа использования токоприемников — в качестве электродов и в качестве электронагревателей В первом случае используется переменный трехфазный ток напряжением 380 В Электроды, представляющие специальные стальные иглы, заглубляют на заданную глубину и располагают параллельными рядами с шагом 2—2,5 м (см рис 21 8, *в*) Метод рекомендуется в основном для глинистых грунтов Затраты электроэнергии составляют 60—80 кВт/м^3 Во втором случае для прогрева грунта используют электролитические или омические на-

греватели (см. рис. 21.8, *г*, *д*). Питание электронагревателей осуществляется переменным током напряжением 20—30 В. Электролитические нагреватели обычно располагаются по сетке 3×2 м; омические — по сетке 6×5 м. Наиболее эффективно комбинированное использование токоприемников: на начальной стадии оттаивания в качестве электронагревателей (электролитических или омических), далее — в качестве электродов с использованием переменного тока высокого напряжения. Сочетание двух методов позволяет существенно увеличить скорость оттаивания многолетнемерзлых грунтов.

Термохимический метод оттаивания мерзлых грунтов заключается в применении в качестве источников тепла теплохимических реакций. Для этого используется термит — увлажненная негашеная известь. В результате гашения извести развиваются температуры до нескольких сотен градусов, что обусловливает оттаивание мерзлых грунтов. Кроме того, при гашении известь резко увеличивается в объеме, что приводит к уплотнению оттаивающего грунта.

Уплотнение и упрочнение оттаявших грунтов выполняются теми же методами, что и на талых.

Механическое уплотнение осуществляется трамбованием, виброуплотнением, иногда с добавлением поверхностно-активных веществ. Трамбование применяют для маловлажных (если степень насыщения водой менее 0,7%) грунтов. Глинистые грунты уплотняют трамбовкой на глубину 1,5—2 м. Глубинное уплотнение вибраторами позволяет уплотнять мелкопесчаные грунты до глубины 10 м.

К физическим методам относится уплотнение нагрузкой, обжатием с помощью понижения уровня грунтовых вод и т.п. Для слабых водонасыщенных глинистых грунтов наиболее эффективным методом является вертикальный песчаный дренаж, который ускоряет консолидацию их в несколько десятков раз. Вертикальное дренирование осуществляют засыпкой песка в буровые скважины специальными песчаными дренами диаметром 40—50 см на расстоянии 2—3 м друг от друга. Метод уплотнения грунта с помощью понижения уровня грунтовых вод основывается на увеличении веса грунта при временном понижении уровня.

Химическое уплотнение и закрепление грунтов производят инъецированием в грунт химических растворов, при затвердении которых образуется прочное основание. Химические методы применимы для водопроницаемых грунтов.

Электрохимический (физико-химический) метод заключается в применении электроосмотического обезвоживания. В процессе электроосмоса в водонасыщенных коллоидных глинистых и пылеватых грунтах возникает напорное движение по́ровой воды к

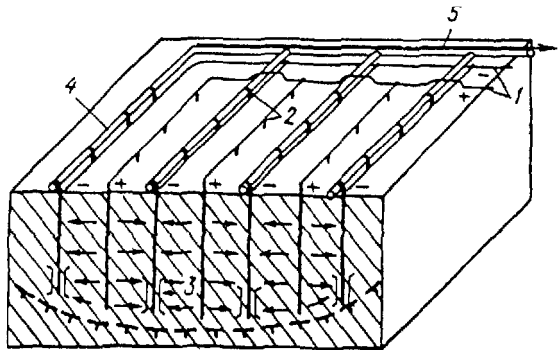


Рис 21 9 Схема электроосмотического уплотнения грунтов

1 — электропровод *2* — электроды *3* — фильтры *4* — соединительный шланг *5* — водосброс

катоду и увеличивается эффективное давление на скелет грунта у анода, что, с одной стороны, способствует обезвоживанию грунта, а с другой — уплотнению его скелета Метод применяется в дисперсных грунтах

Электроосмотическое уплотнение производится постоянным током Уплотненный массив имеет несколько контуров электродов (рис 21 9) Электроды внешнего контура являются катодами, внутреннего — анодами Электроды одновременно служат вертикальными дренами Для равномерного закрепления грунта электроосмосом необходима химическая добавка — насыщенный раствор извести с 7-процентным содержанием хлористого кальция Часто метод используется одновременно с закрепляющими реагентами, например с инъекцией жидкого стекла Электроосмотическое обезвоживание применяется, как правило, после электрооттаивания грунтов теми же электродами, но с измененной электрической схемой цепи

Предохранение оттаявшего слоя грунта от сезонного промерзания. Это мероприятие является важной частью мелиорации пород, поскольку оттаивание и разработка оттаянных пород или строительство на них редко осуществляются в течение одного сезона Глубокое зимнее промерзание вызывает дополнительные затраты на оттаивание сезонномерзлого слоя, сокращает сроки работ по дальнейшему оттаиванию грунтов Для уменьшения глубины промерзания или недопущения промерзания производят искусственное увеличение мощности снега, теплоизоляционные покрытия, затопление водой и т д В качестве теплоизолирующих покрытий могут быть использованы местные материалы — мох, хвоя, опилки и т д или синтетические искусственные теплоизоляторы — пенопласты, пенополистиролы и др Полное предохранение грунта от сезонного промерзания достигается при затоплении участков слоем воды на глубину несколько большую, чем глубина промерзания естественных водоемов

21.3. Принципы расчета оснований и выбор конструкций фундаментов, сооружаемых на мерзлых грунтах

Как было показано в гл. 8, физико-механические свойства мерзлых грунтов существенно зависят от их температуры. Особенно резко они изменяются при переходе грунтов из мерзлого состояния в талое, поэтому устойчивость сооружений обеспечивается только при создании определенного теплового режима грунтов основания. Кроме того, изменение температурного режима многолетнемерзлых грунтов может приводить к развитию или активизации неблагоприятных криогенных геологических процессов — пучения, термокарста, наледеобразования, морозобоинного трещинообразования, термоэрозии и др. И наконец, от теплового состояния грунтов зависят теплопотери сооружений, что сказывается на эксплуатационных расходах. Таким образом, определение типа фундаментов, расчет их площади и глубины заложения начинаются с определения температурного поля грунтов при выбранном принципе их использования в качестве оснований.

Теплофизика мерзлых грунтов тесно связана с механикой грунтов, поэтому наиболее корректным является совместное рассмотрение трех полей (температуры, влажности, напряжении), т.е. так называемой связанной задачи. Однако ввиду крайней сложности таких задач они носят только постановочный характер. Кроме того, для большинства случаев температурное поле при встречающихся на практике давлениях на мерзлые грунты мало зависит от их напряженного состояния, что позволяет рассматривать вопросы теплофизики независимо от механики, т.е. рассматривать несвязанные задачи. Например, сначала находят температурное поле грунтов на любой момент времени, а затем оценивают их прочностные параметры.

Аналитическое определение температурного поля грунтов также связано с рядом сложностей. В пределах застраиваемой территории необходимы: учет взаимного теплового влияния зданий, сооружений и тепловых сетей; оценка изменении температурного поля грунтов во времени; учет как кондуктивного, так и конвективного переноса тепла мигрирующей и фильтрующейся водой. Такие задачи относятся к классу нестационарных, многомерных, многофронтовых задач (типа Стефана). Их аналитическое решение получено только для ряда частных случаев. Как правило, основные упрощения задачи формирования температурного поля грунтов на застраиваемой территории сводятся к следующему: 1) фильтрация воды в грунтах, а следовательно, и перенос тепла фильтрующейся водой отсутствуют; 2) фазовые переходы происходят на границе зоны оттаивания грунта, под зданием при t=0°С; 3) перенос тепла в грунте (мерзлом и талом) подчиняется урав-

нению теплопереноса Фурье. При этих предпосылках количественные оценки теплового влияния зданий и сооружений на температурный режим многолетнемерзлых грунтов получены многими авторами и изложены в работах Г.В.Порхаева, Л.Н.Хрусталева и др. В общем виде нестационарные двух- и трехмерные задачи теплопроводности решаются численными методами с использованием ЭВМ.

При проектировании сооружений по I принципу теплотехнические расчеты проводят для: 1) обоснования выбора мероприятий для обеспечения сохранения мерзлого состояния грунтов (расчет вентилируемых подполий, холодных первых этажей, охлаждающих труб и каналов, охлаждающих устройств и т.д.); 2) определения расчетной глубины сезонного оттаивания грунтов; 3) вычисления расчетных температур многолетнемерзлых грунтов по глубине для определения прочностных характеристик мерзлых грунтов. При проектировании по II принципу теплотехническими расчетами определяют: 1) глубину сезонного промерзания грунтов; 2) глубину многолетнего протаивания грунтов под зданиями и сооружениями; 3) время многолетнего оттаивания грунтов под зданиями и сооружениями.

После определения теплового состояния грунтов рассчитывают их прочностные и деформационные характеристики с целью обеспечения эксплуатационной надежности зданий и сооружений.

Независимо от принципа использования грунтов в качестве оснований (I или II принцип) при возведении сооружений расчет оснований фундаментов производят по двум предельным состояниям: 1) по несущей способности (первая группа предельных состояний); 2) по деформациям (вторая группа предельных состояний). Кроме того, проверяют фундаменты на устойчивость против морозного пучения. Расчеты по первой группе предельных состояний проводят для определения надежности грунтов основания выдерживать нагрузку от сооружения. Цель расчетов по второй группе предельных состояний — определение допустимых деформаций грунта, не приводящих к потере устойчивости сооружения.

Методика расчета устойчивости фундаментов для единообразного ее применения изложена в СНиП 2 02.04—88 «Основания и фундаменты на вечномерзлых грунтах». Наибольший интерес представляют основные положения расчета оснований сооружений, проектируемых по принципу сохранения грунта в мерзлом состоянии, поскольку при расчете оснований, проектируемых по второму принципу, методы расчета фундаментов аналогичны расчетам для талых грунтов.

Устойчивость фундамента по несущей способности определяется по формуле

$$N \le \Phi / k_н, \qquad (21.1)$$

где N — расчетная нагрузка на основание; Ф — несущая способность основания; $k_н$ — коэффициент надежности (применяется в зависимости от класса сооружения по СНиП).

В расчетную нагрузку на основание фундамента N входят: вес надфундаментной конструкции с полезной нагрузкой; собственный вес фундамента (от уровня потолка подполья до подошвы фундамента).

Несущая способность основания Ф складывается из сопротивления сдвигу мерзлого грунта по поверхности смерзания части фундамента, вмороженной в многолетнемерзлый грунт, и сопротивления многолетнемерзлых грунтов нормальному давлению на подошве фундамента (рис. 21.10). Для столбчатых и свайных фундаментов

$$\Phi = m\left(RF + \sum_{i=n}^{n} R_{см_i} F_{см_i} \right), \qquad (21.2)$$

где m — коэффициент, зависящий от типа и конструкции фундаментов, изменяющийся, согласно СниП от 1,2 до 1,1; $R_{см_i}$ — расчетное сопротивление i-го слоя сдвигу по поверхности смерзания фундамента; R — расчетное сопротивление мерзлых грунтов нормальному давлению; $F_{см_i}$ — площадь i-го слоя боковой поверхности фундамента; F — площадь подошвы фундамента.

Величины $R_{см}$ и R приравниваются к значениям длительных сопротивлений сдвигу и сжатию и зависят от состава, льдистости грунтов и температуры на глубине заложения фундамента.

Мерзлые грунты, особенно при близкой к 0°С температуре, обладают пластическими свойствами, т.е. способностью деформироваться при действии на них длительных нагрузок. Оценка устойчивости оснований по деформациям производится при условии

$$S \le S_{доп}, \qquad (21.3)$$

где $S_{доп}$ — предельно допускаемая деформация основания и сооружения, определяемая в зависимости от типа сооружения и конструктивных особенностей фундаментов и сооружений; S — величина де-

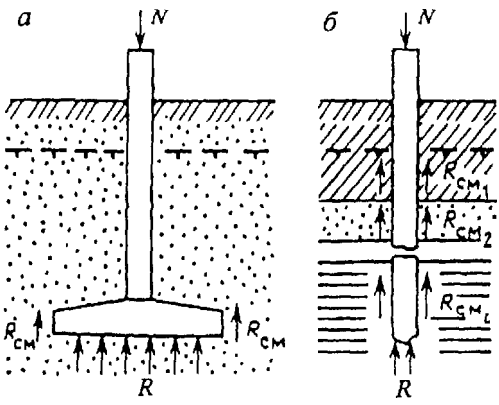


Рис.21.10. К расчету несущей способности столбчатых (*а*) и свайных (*б*) фундаментов в многолетнемерзлых грунтах

формации основания, зависящая от давления на грунт подошвы фундамента, состава, свойств мерзлого грунта основания (модуля деформации или коэффициента сжимаемости)

Условия (21 1—21 3) определяют устойчивость оснований фундаментов, обусловленную прочностными и деформационными свойствами многолетнемерзлых грунтов Однако в период сезонного промерзания грунтов на фундамент действуют силы выпучивания, направленные вертикально вверх и стремящиеся поднять, "выдернуть" фундамент из многолетнемерзлых грунтов Различают два вида сил пучения нормальные и касательные Нормальные силы действуют по нормали к подошве фундамента, расположенного в слое сезонного промерзания или протаивания Их необходимо учитывать при проектировании фундаментов неглубокого заложения (см рис 21 1)

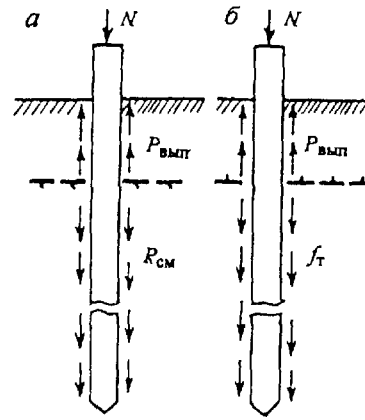


Рис 21 11 К расчету фундаментов на действие сил пучения в многолетнемерзлых (*а*) и талых (*б*) грунтах

Силы пучения, обусловленные смерзанием пучинистого грунта с боковой поверхностью фундамента, действуют по касательной к его поверхности Эти силы учитываются при проектировании основных типов фундаментов, глубина заложения которых, согласно СНиП 2 02 04—88, должна превышать нормативную глубину сезонного протаивания (промерзания) грунтов на участке Нормативная глубина сезонного оттаивания грунта определяется как наибольшая его глубина, наблюдаемая за срок не менее 10 лет на участках без растительного и торфяного покрова при условии удаления снежного покрова весной Эта глубина принимается равной средней из ежегодных максимальных глубин сезонного промерзания грунтов по данным наблюдений за период не менее 10 лет на открытой, оголенной от снега площадке при уровне подземных вод расположенном ниже глубины сезонного промерзания

Устойчивость фундамента на действие сил пучения грунта рассчитывают при условии, что выпучивающие фундамент силы должны быть меньше сил, удерживающих фундамент от выпучивания (рис 21 11)

$$(P_{вып}\, F) - N \leq (m/k_н)\, R, \qquad (21\ 4)$$

где $P_{вып}$ — удельные касательные силы пучения, F — площадь боковой поверхности фундамента, находящейся в пределах слоя сезонного промерзания или оттаивания, N — расчетная нагрузка на

фундамент, складывающаяся из давлений, создаваемых сооружением и фундаментом; P — расчетные значения силы, удерживающей фундамент от выпучивания: m — коэффициент условий работы, согласно СНиП, равный 1; $k_н$ — коэффициент надежности, принимаемый равным 1,1.

В том случае, когда фундамент расположен в многолетнемерзлых грунтах (см. рис. 21.11), значение P определяется сопротивлением мерзлых грунтов сдвигу по поверхности смерзания $R_{см}$ и площадью вертикальной поверхности смерзания $F_{см}$, равной произведению периметра фундамента на глубину погружения в многолетнемерзлый грунт:

$$P = R_{см} \cdot F_{см}. \tag{21.5}$$

Если фундамент расположен в талых сезоннопромерзающих грунтах, то силы, удерживающие его от выпучивания, определяются сопротивлением талых грунтов трению по поверхности трения $f_т$ и площадью поверхности трения $F_т$:

$$P = f_т F_т. \tag{24.6}$$

Удельные касательные силы пучения зависят от состава, влажности, глубины промерзания грунта, материала фундамента, влияющего на силу смерзания. Их величина изменяется от 0,05 до 0,13 МПа. В том случае, когда глубина сезонного промерзания превышает глубину заложения фундамента, в работу включаются нормальные силы пучения, а в левую часть уравнения (21.4) добавляется их значение. Это приводит к значительному ужесточению требований к конструкции фундамента, поскольку величина нормальных сил пучения значительно, иногда на порядок, превышает величину касательных сил.

Как следует из формул (21.2) и (21.4), несущая способность основания и силы, удерживающие фундамент от выпучивания, зависят от состава, свойств грунтов и, кроме того, прямо пропорциональны площади боковой поверхности фундамента, расположенной в многолетнемерзлом грунте. Отсюда следует, что, изменяя площадь фундамента, увеличивая или уменьшая глубину его погружения в мерзлый грунт, применяя различные конструктивные решения, можно добиться выполнения условий (21.2) и (21.4), обосновать выбор оптимальных размеров фундаментов и тем самым обеспечить устойчивость сооружений.

Регулированию поддается и глубина сезонного протаивания грунта, от которой зависит суммарное значение сил выпучивания. Добиваясь ее сокращения, применяя типы фундаментов с минимальной площадью смерзания с грунтом сезонноталого слоя, можно уменьшить силы пучения регулированием глубины заложения фундамента.

Однако только конструктивными решениями не всегда удается добиться устойчивости проектируемых объектов или эти решения становятся экономически нецелесообразными. В этих случаях необходимо использовать приемы, направленные на изменение свойств грунтов основания.

21.4. Нормативные документы по инженерно-геологическим изысканиям, проектированию и строительству инженерных сооружений в криолитозоне

Проведение инженерно-геологических изысканий, проектирование и строительство выполняются в соответствии с определенными требованиями, изложенными в нормативных документах. Согласно принятой в 1994 г. Государственным Комитетом Российской Федерации (РФ) по строительной политике «Системы нормативных документов в строительстве» (СНиП 10-01—94), они подразделяются на федеральные, территориальные и отраслевые.

Федеральные нормативные документы обязательны для всех предприятий, организаций и учреждений федерального, республиканского и местного подчинения, ведущих работы в определенной отрасли народного хозяйства. Так, федеральные документы по строительству — строительные нормы и правила (СНиП) — являются *обязательными* для всех организаций, независимо от их территориального расположения и ведомственной подчиненности, ведущих капитальное строительство и предшествующие ему работы: инженерные изыскания и строительное проектирование. Документы Министерства природных ресурсов РФ обязательны для всех организаций, производящих геологоразведочные работы. Аналогичный характер имеют документы других министерств и ведомств.

Строительные нормы и правила определяют стратегию производства работ. Они содержат основные принципиальные требования и положения, определяют основные задачи изысканий и проектирования, устанавливают порядок их решения, определяют виды и состав работ, устанавливают требования к организации проведения работ, эксплуатации зданий и сооружений. Строительные нормы и правила — документы директивного характера, с их требованиями должны быть ознакомлены все инженерно-технические работники изыскательских и проектных организаций.

Естественно, что в одном документе невозможно отразить все основные вопросы изысканий и проектирования применительно к различным видам строительства. Поэтому для промышленного, гражданского, гидротехнического, автодорожного и других видов

строительства выпускают различные ведомственные СНиПы. Основными СНиПами, в которых регламентируются изыскательские и проектные работы в криолитозоне, являются СНиП II-02—96 «Инженерные изыскания для строительства»; СНиП 2.02.04—88 «Основания и фундаменты на вечномерзлых грунтах», свод правил «Инженерно-геологические изыскания для строительства» (часть IV), правила производства работ при проведении инженерных изысканий в районах распространения многолетнемерзлых грунтов (СП-II-105—97). В какой-то мере вопросы проектирования в криолитозоне затрагивают СНиП 2.05.02—85 «Автомобильные дороги», СНиП 2.05.08—85 «Аэродромы» и др.

К нормативным документам по строительству относятся территориальные строительные нормы (ТСН). Они устанавливают требования к инженерным изысканиям, проектированию, строительству и эксплуатации зданий, сооружений и конструкций. Требования учитывают также специфические условия (природные, экономические и др.) данной территории, области, округа (например, Тюменской области, Ямало-Ненецкого национального округа и др.). Эти документы согласуются с федеральными органами. Территориальные нормативные документы обязательны для всех организаций, учреждений и предприятий, осуществляющих проектирование и строительство объектов, размещаемых на данной территории. Они не должны противоречить федеральным нормативным документам или дублировать их.

Ведомственные, или отраслевые, строительные нормы (ВСН) в отличие от федеральных и территориальных нормативных документов должны регламентировать работы, специфические для данного министерства или ведомства. Естественно, что ведомственные нормативные документы не должны противоречить федеральным. Они могут только развивать и дополнять последние. Ведомственные нормативные документы утверждают министерства и ведомства в соответствии с предоставленными им правами по согласованию с федеральными органами. Они обязательны для всех организаций, учреждений и предприятий министерства (ведомства), утвердившего эти документы. Для организаций других министерств и ведомств эти документы могут быть обязательными при условии их утверждения соответствующим министерством и ведомством.

Нормативные документы содержат только требования, имеющие прямое отношение к объекту нормирования. В них дается перечень основных положений, необходимых для выполнения данного вида работ — изысканий, проектирования.

Многие виды работ, входящие в состав изысканий и проектирования, могут выполняться различными методами в зависимости от многочисленных природных и технологических факторов. Каждый из них имеет определенные пределы применимости, свои

точность и стоимость, поэтому в строительных нормах в большинстве случаев нельзя однозначно регламентировать применение того или иного метода. Например, в Своде правил «Инженерно-геологические изыскания для строительства (СП-11-105—97)» указывается, что при проведении изысканий необходимо проводить термометрические наблюдения в скважинах, определять глубины промерзания и протаивания грунтов, используя различные методы. В целях унификации производства работ тем или иным методом составлены нормативные документы, регламентирующие выполнение работ по единой технологии однотипным по основным параметрам оборудованием. В Государственной системе стандартизации такие документы названы стандартами. В практике инженерно-геологических изысканий и проектирования применяются только государственные стандарты (ГОСТ), утвержденные Госстроем РФ.

Стандарты разделяются на следующие виды: технических условий, параметров, типов, марок, конструкций и размеров, технических требований, методов испытаний, правил, маркировки, упаковки, транспортировки и хранения и др. В инженерно-геокриологических изысканиях используются стандарты на методы испытаний, транспортировки и хранения образцов.

В развитие нормативных документов научно-исследовательскими или проектными организациями разрабатываются пособия (руководства), которые, не являясь нормативными, детализируют основные положения соответствующих СНиП, ВСН, СН, содержат примеры и алгоритмы расчетов, текстовые, табличные, графические данные и другие справочные материалы, необходимые для изысканий, проектирования и строительства. Основное назначение пособий состоит в том, чтобы помочь специалистам понять и усвоить соответствующий нормативный документ. После названия пособия указываются название и шифр нормативного документа, к которому оно разработано. К одному документу в зависимости от содержания может выпускаться одно или несколько пособий.

Кроме нормативных документов и пособий к ним различными министерствами и ведомствами выпускается большое число документов рекомендательного и методического характера (рекомендации, методические указания, методики и др.). Они составляются на вспомогательные или отдельные виды работ, еще недостаточно опробованные на практике, на методы их проведения, на методы расчетов, испытаний или определений. Основная цель этих документов — помочь скорейшему внедрению в практику изысканий и проектирования результатов научных исследований, проводимых научно-исследовательскими и проектными организациями. После апробации на практике отдельные положения рекомендаций и методик могут быть включены в нормативные документы.

22.1. Инженерно-геологические изыскания в криолитозоне

Инженерно-геологические и геокриологические исследования, проводимые для проектирования различных объектов строительства, получили название инженерно-геологических изысканий. Первым в мировой практике научным трудом, посвященном вопросам геокриологических исследований для целей строительства, была вышедшая в 50-х годах работа В.Н.Яновского «Методы исследования вечной мерзлоты в инженерно-строительных целях», в которой обобщался опыт освоения Европейского Севера и Сибири 30—40-х годов. Постановлением Совета Министров СССР от 21 сентября 1964 г. «Об упорядочении инженерных изысканий для промышленного, сельскохозяйственного и жилищно-гражданского строительства» было положено начало созданию единой службы инженерных изысканий в стране.

Основными документами для проведения инженерно-геологических изысканий как на талых, так и на многолетнемерзлых грунтах являются «Строительные нормы и правила Российской Федерации». Основополагающим из них является СНиП II-02—96 «Инженерные изыскания для строительства. Основные положения», разработанный на основе законодательных и нормативных актов Российской Федерации. В нем содержатся общие положения и требования к организации и порядку проведения: 1) инженерных изысканий, выполняемых для проектирования новых объектов, расширения, реконструкции, технического перевооружения и ликвидации действующих предприятий, зданий и сооружений; 2) ведения государственных кадастров, а также разработки рекомендаций для принятия экономически, технически, социально и экологически обоснованных проектных решений. В нем определены также содержание основных документов (договора, технического задания, программы инженерных изысканий), стадийность, цели и виды инженерных изысканий, состав технического отчета по результатам инженерно-геодезических, инженерно-геологических, инженерно-гидрометеорологических, инженерно-экологических изысканий, изысканий грунтовых строительных материалов и источников водоснабжения.

В дополнение обязательных положений и требований СНиП II-02—96 разработаны Своды правил (СП), устанавливающие технические требования и правила, состав и объемы инженерных изысканий, выполняемых на разных этапах (стадиях) освоения и использования территорий К ним относятся Своды правил СП II-105—97 «Инженерно-геологические изыскания для строительства Основные положения» (ч I) и «Правила производства работ при проведении инженерно-геологических изысканий в районах распространения многолетнемерзлых пород» (ч IV)

Согласно этим нормативным документам, состав, объемы, методы и технология производства инженерно-геологических изысканий на участках распространения таликов в криолитозоне устанавливаются такими же, как и вне криолитозоны При этом должна учитываться необходимость измерения температуры грунтов оснований и других характеристик для выполнения геокриологического прогноза взаимодействия сооружения с грунтами основания

В районах распространения многолетнемерзлых грунтов, согласно Своду Правил II-105—97 (ч IV), основной задачей инженерно-геологических изысканий является комплексное изучение инженерно-геологических условий района (участка, площадки, трассы) проектируемого строительства Для этого необходимо охарактеризовать рельеф, сейсмические, гидрогеологические условия, геологическое строение, состав, состояние и свойства грунтов, мерзлотно-геологические процессы и явления, а также изменение условии на освоенных территориях Целью такого изучения является получение необходимых и достаточных материалов для обоснования проектирования объектов с учетом рационального использования и охраны геологической среды Кроме того, необходимо получить данные для составления прогноза изменения инженерно-геокриологических условий при строительстве и эксплуатации предприятии, здании и сооружении Инженерно-геологические изыскания неразрывно связаны и предшествуют проектированию конкретных объектов строительства, что и определяет специфику изучения инженерно-геокриологических условий выбранных для строительства территорий Естественно, что инженерно-геологическое обеспечение проектирования гидроэлектростанций, подземных сооружений, автомобильных и железных дорог, объектов промышленного и гражданского строительства требует проведения специфического комплекса геокриологических исследований, поэтому состав и детальность инженерно-геологических изысканий зависят от конкретного вида строительства

Необходимость выполнения отдельных видов инженерно-геологических работ, условия их заменяемости устанавливаются в зависимости от стадиинности проектирования, сложности инже-

нерно-геологических условий, характера и класса ответственности проектируемых зданий и сооружений.

В действующих нормативных документах предусмотрено в основном трехстадийное проведение изысканий. Под стадией понимается законченная часть исследований состава инженерно-геологических изысканий, отличающаяся степенью детальности и порядком проведения работ, зависящая от стадийности проектирования объектов строительства. В соответствии с установленным порядком проектирования инженерные изыскания выполняются для разработки: 1) предпроектной документации; 2) проектов предприятий, зданий и сооружений; 3) рабочей документации предприятий, зданий и сооружений.

Название стадий изысканий соответствует стадиям проектных работ, в чем и заключаются преемственность и взаимозависимость инженерных изысканий и проектирования как единого процесса.

Инженерно-геологические (инженерно-геокриологические) изыскания выполняются по программе работ, которая составляется изыскателями (инженерами-геологами, геокриологами, гидрогеологами) на основании технического задания, выдаваемого проектной организацией. Успешное проведение изыскательских работ обеспечивается выполнением ряда требований, предъявляемых к составлению технического задания в зависимости от особенностей проектируемых объектов и их характеристик. На разных стадиях проектирования детальность этих сведений различна. Так, на предпроектной стадии техническое задание должно содержать сведения о характере строительства (новое строительство, реконструкция, расширение, техническое перевооружение) и проектируемых предприятиях, классе ответственных зданий и сооружений, воздействиях проектируемых объектов на природную среду и т.д. При промышленном и гражданском строительстве необходима схема генерального плана участка, площадки, трассы и т.д., которая представляет собой наиболее экономную компоновку проектируемых объектов, составленную с учетом технологических и других особенностей их взаимного расположения.

При проведении изысканий на стадии проекта в техническом задании должны содержаться данные об обосновании принципа использования грунтов в качестве оснований, о предполагаемых типах фундаментов, глубинах заложения подземных частей зданий и сооружений, о сфере взаимодействия проектируемых объектов с геологической средой.

Техническое задание на инженерные изыскания для разработки рабочей документации должно включать сведения о принятом принципе использовании многолетнемерзлых грунтов в качестве основания, технологическом назначении и тепловом режиме экс-

плуатации сооружений, способе прокладки коммуникаций и о мерах, обеспечивающих принятый принцип строительства и управление мерзлотным процессом.

Инженерно-геологические изыскания для разработки предпроектной документации должны обеспечивать изучение инженерно-геологических условий территории (района, площадки, трассы) проектируемого строительства и составление прогноза изменения этих условий в период строительства и эксплуатации зданий и сооружений. Исследования на этой стадии могут проводиться в нескольких направлениях, например, для: 1) составления генеральных схем развития отраслей и размещения производственных мощностей, комплексной оценки использования территорий; принятия принципиальных решений по размещению объектов строительства (района, пункта) и направления магистральных транспортных и инженерных коммуникаций; генеральных схем инженерной защиты территории от опасных геологических и инженерно-геокриологических процессов; 2) обоснования разработки схем энергетического использования реки и схем использования водных ресурсов; 3) разработки градостроительной документации — проектов районной планировки, генеральных планов, проектов детальной планировки, проектов или схем застройки.

Изыскания на этой стадии включают подготовительные полевые, лабораторные и камеральные работы. Первые содержат сбор, анализ и обобщение фондовых материалов предшествующих изысканий, материалов геологосъемочных работ, инженерно-геокриологических и гидрогеокриологических исследований, тематических геокриологических работ и других данных о природных условиях района проектирования строительства. На этой основе с использованием результатов дешифрирования материалов аэро- и космосъемок проводится орографическое ландшафтно-микроклиматическое районирование территории, составляется предварительная карта типизации инженерно-геокриологических условий.

В состав полевых работ включается рекогносцировочное геокриологическое обследование для уточнения и дополнения собранных материалов, сравнительной оценки сложности геокриологических условий изучаемой территории, установления распространения и развития опасных геологических процессов, выявления изменений геокриологических условий на застроенных территориях, а также анализ опыта строительства. При рекогносцировке проводятся маршрутные наблюдения, геофизические исследования, проходка отдельных горных выработок с отбором образцов грунтов, проб подземных вод и их лабораторные исследования.

Инженерно-геологические изыскания для составления генеральных схем развития и размещения производительных сил отраслей

и их отдельных важнейших составляющих (комплексной оценки территорий, принятия принципиальных решений по размещению объектов строительства, направлениям трасс магистральных транспортных коммуникаций и др.) должны обеспечивать составление карт инженерно-геокриологического районирования в масштабах 1:50 000—1:200 000 и мельче. Так, итогом изыскания для разработки проектов районной планировки являются инженерно-геокриологические карты масштаба 1:25 000—1:50 000; для составления генеральных планов городов и других населенных пунктов проводят инженерно-геокриологическую съемку в масштабах 1:5 000—1:10 000.

В сложных геокриологических условиях для ответственных сооружений, начиная с изысканий для разработки предпроектной документации, нормативными документами предусматривается проведение стационарных исследований, которые включают наблюдения за динамикой температуры многолетнемерзлых грунтов, за развитием криогенных геологических процессов, динамикой сезонного промерзания и протаивания, изменением свойств оттаивающих и промерзающих грунтов.

В камеральный период составляется отчет об изысканиях, в котором характеризуются природные и инженерно-геокриологические условия территории. Обязательным требованием к отчету является прогноз изменения геокриологической обстановки в естественных условиях и при освоении территории. К отчету прилагаются: карта ландшафтного районирования, геокриологическая карта с районированием территории по условиям строительства, инженерно-геокриологические разрезы, графики и таблицы свойств мерзлых грунтов и подземных льдов. В предусмотренных техническим заданием случаях к отчету прилагаются карты типов сезонного промерзания и оттаивания грунтов, льдистости грунтов, мощности многолетнемерзлых пород, криогенных процессов и образований.

Инженерно-геологические изыскания на стадии проекта, проводимые на выбранной площадке, должны обеспечить получение материалов, необходимых и достаточных для обоснования местоположения конкретных зданий и сооружений, выбора их конструктивных решений, определения мероприятий по инженерной защите территории, охране геологической среды, разработке проектов организации строительства и производства работ. Для этого проводится комплексное изучение инженерно-геокриологических условий площадки или трассы строительства, которое включает проведение полевых, лабораторных и камеральных работ. Основными методами полевых исследований являются проведение инженерно-геокриологической съемки и опытные полевые исследования состава и свойств грунтов. Масштаб съем-

ки, более крупный, чем на предпроектной стадии, и для промышленных, и для гражданских сооружений составляет, как правило, 1:1000—1·2000, а для трасс линейных сооружений — 1:5000—1:10 000.

При камеральной обработке материалов изысканий выполняется геокриологическое районирование площадки, составляется прогноз изменения мерзлотных условий в связи со строительством и разрабатываются рекомендации по размещению проектируемых объектов, техническим решениям их оснований и фундаментов, обосновываются мероприятия по регулированию и управлению мерзлотным процессом Так же, как и на первой стадии, итогом изысканий является составление отчета В отчете должны содержаться сведения о геокриологических условиях площадки строительства, результаты полевых и стационарных исследований свойств грунтов, уточнение рекомендаций по выбору принципа использования грунтов в качестве оснований

Инженерно-геологические изыскания для составления рабочей документации проводятся на конкретных участках размещения проектируемых зданий и сооружений Их задача заключается в определении характеристик геокриологических условий, состояния и свойств грунтов оснований конкретных зданий и сооружений, необходимых для расчета их оснований и фундаментов в соответствии с техническим решением, принятым в проекте Инженерно-геокриологическая съемка на этой стадии не проводится. В состав изысканий входит инженерно-геологическая (инженерно-геокриологическая) разведка, которая заключается в проходке горных выработок, геофизических исследованиях, опытных полевых работах (испытаниях мерзлых грунтов горячим штампом, целиков грунтов на срез, статическими нагрузками на сваи и т д) в пределах контуров здании и сооружении Продолжается проведение начатых на второй стадии стационарных наблюдений

В состав отчета по результатам изысканий помимо общей геокриологической характеристики площадки включают данные, необходимые для расчета фундаментов. При использовании многолетнемерзлых грунтов в качестве оснований по первому принципу приводят расчетные среднегодовые температуры грунта по глубине геологического разреза, расчетные характеристики давления на мерзлые грунты, сопротивления мерзлых грунтов срезу, результаты полевых испытаний, данные о пучинистых свойствах грунтов слоя сезонного оттаивания, результаты стационарных исследований При использовании многолетнемерзлых грунтов в качестве оснований по II принципу приводят расчетные физические и теплофизические характеристики для теплотехнических расчетов оттаивающих и оттаявших грунтов на разной глубине в

пределах зоны оттаивания под сооружением, расчетные прочностные характеристики грунтов после оттаивания, данные о пучинистых свойствах грунтов слоя сезонного промерзания, результаты полевых и стационарных исследований.

Изложенные положения являются общими для всех видов наземного промышленного и гражданского строительства. Такие виды хозяйственного освоения, как гидротехническое, подземное строительство, мелиоративное и другие, требуют проведения дополнительного комплекса изыскательских работ. Состав, объемы этих работ регламентируются ведомственными нормативными документами отраслевых министерств. В некоторых случаях изыскания проводятся по индивидуальным проектам, при которых состав работ определяется соответствующим техническим заданием.

22.2. Методы прогноза геокриологических условий при освоении криолитозоны

Под геокриологическим прогнозом, по В.А.Кудрявцеву, понимается научное предсказание развития и изменения геокриологических условий, которые произойдут в будущем либо в связи с естественным ходом развития природы, либо в связи с хозяйственным освоением территории.

В соответствии с данным определением различают два вида прогноза: эволюционный (часто его называют естественно-историческим) и техногенный. Первый включает прогнозную оценку изменения характеристик многолетнемерзлых пород и протекающих в них процессов под влиянием естественной динамики климата, неотектоники, уровня мирового океана, процессов денудации и осадконакопления, ледяных покровов, гидрогеологических, гидрологических и геоботанических условий. Сюда же можно отнести прогнозную оценку обратного влияния изменений геокриологических характеристик на компоненты геосистемы.

Техногенный прогноз включает в себя оценку изменения геокриологических условий под влиянием разнообразных техногенных нарушений природного комплекса (начиная от локальных изменений ландшафтных и геокриологических условий и кончая глобальными преобразованиями природы — созданием искусственных водохранилищ, загрязнением промышленными отходами атмосферы, поверхностных и подземных вод, изменениями их температурного режима и др.). Одним из важнейших разделов техногенного прогноза является инженерно-геокриологический прогноз, который составляется для решения таких практических задач, как выбор строительных площадок и трасс линейных сооружений, оценка вариантов размещения строительных объектов и

выбор принципов их строительства, выбор способов прокладки транспортных магистралей и способов разработки месторождений полезных ископаемых, и целый ряд других вопросов, необходимых для проектирования, строительства и эксплуатации различных хозяйственных объектов. На основе инженерно-геокриологического прогноза рекомендуются мероприятия, исключающие или ограничивающие последствия нарушения природного равновесия геосистем, опасные для сооружений и природной среды; разрабатываются способы управления мерзлотным процессом. При этом в соответствии с характером техногенных воздействий прогнозируются: изменения температурного режима пород; динамика, масштабы проявления процессов многолетнего промерзания и протаивания горных пород; изменение их состава, строения и свойств; развитие криогенных геологических процессов, возможность их активизации и возникновения новых, время их стабилизации, условия, вызывающие прогрессирующее развитие. Во всех случаях инженерно-геокриологический прогноз должен составляться с учетом результатов эволюционного прогноза. Характер и постановка задач определяются в зависимости от региональных особенностей территории, детальности исследований (масштаба геокриологической съемки и изысканий) и их целенаправленности.

Цель, основные задачи и методы прогнозирования на разных этапах (стадиях) инженерно-геокриологических исследований приведены в табл. 22.1, из которой видно, что при прогнозе в мелком и среднем масштабах одним из основных результатов прогнозирования должна быть оценка чувствительности и устойчивости территории с многолетнемерзлыми породами к техногенным воздействиям. При этом под «чувствительностью» следует понимать реакцию геосистемы на воздействия, степень ее изменения, а под «устойчивостью» — способность геосистемы противостоять воздействиям без изменения ее состояния и структуры, т.е. без таких изменений компонентов природного комплекса и взаимосвязей между ними, которые могли бы привести к недопустимым деформациям сооружений или к необратимому ухудшению экологической обстановки. По существу, и чувствительность, и устойчивость понятия близкие и определяются «величиной» изменений геокриологических характеристик, но в последнем случае предполагается ограничение предела допустимости изменений, исходя из решаемой практической задачи.

Очевидно, что устойчивость геосистем можно оценивать в разных аспектах применительно к различным видам сооружений, так как они по-разному реагируют на изменения состояния и свойств пород и протекающие в них процессы. Одни и те же изменения геокриологических условий могут быть и опасными и не опасными в зависимости от вида сооружения. И если устойчивость геоси-

Таблица 22.1

Этапы, задачи и методы прогноза

Этапы инженерно-геологических исследований	Цель мерзлотного прогнозирования	Основные задачи мерзлотного прогноза	Методы прогнозирования
I этап — инженерно-геологическое обоснование генеральных схем развития народного хозяйства на базе инженерно-геологических исследований природных регионов и зон в обзорных масштабах 1:2 500 000—1:100 000	Оценка влияния геокриологической обстановки на природные ресурсы	1. Прогноз естественной динамики геокриологических условий 2. Оценка чувствительности геокриологической обстановки к техногенным воздействиям 3. Оценка возможности управления мерзлотным процессом для эффективного использования природных ресурсов	1. Метод аналогий на основе изучения опыта освоения 2. Логическое и математическое моделирование 3. Экспертные оценки
II этап — инженерно-геологическое обоснование многостороннего освоения отдельных регионов на базе государственной инженерно-геологической съемки в масштабах 1:500 000—1:100 000	Обеспечение рационального использования территорий (оптимизация размещения и приемы строительства сооружений подземных и ПНК)	1. Оценка устойчивости геокриологической обстановки и допустимых техногенных воздействий 2. Оценка обратимого воздействия изменений геокриологической обстановки на развитие ландшафтов 3. Прогноз эффективности мероприятий, обеспечивающих надежность сооружений и охрану природной среды	1. Метод аналогий на основе изучения опыта строительства 2. Математическое и физическое моделирование (в т. ч. режимные наблюдения) 3. Экстраполяция 4. Классификация ММП и мерзлотных процессов
III этап — инженерно-геологическое обеспечение проектирования промышленных и других объектов на базе инженерно-геологических изысканий в масштабах 1:50 000—1:2000	Инженерно-геокриологическая оценка строительных площадок	1. Прогноз влияния инженерной подготовки территории на геокриологическую обстановку 2. Прогноз теплового и механического взаимодействия сооружений с грунтами основания 3. Прогноз геокриологической обстановки в связи с применением приемов мелиорации грунтов и рекультивации ландшафтов	1. Математическое и физическое моделирование 2. Метод аналогий на основе изучения опыта строительства

стем охарактеризовать допустимыми техногенными воздействиями, не вызывающими опасных изменений инженерно-геокриологических условий, то и они могут быть также существенно различными в зависимости от вида сооружения (например, допустимые воздействия при строительстве аэродромов отличаются от допустимых воздействий при строительстве автодорог и тем более при строительстве промышленных зданий) В то же время для одного и того же вида сооружений допустимые воздействия зависят от исходной естественно сложившейся обстановки. Таким образом, понятие «устойчивость» в достаточной мере условно и в каждом конкретном случае следует оговаривать аспект его приложения.

Чувствительность геосистемы (природного комплекса) не зависит от техногенных воздействий, она является ее свойством, способностью реагировать на воздействия. Это понятие более определенно, оно всегда характеризуется степенью (величиной) изменения отдельных (или ряда) геокриологических характеристик под влиянием отдельных (или суммы) воздействий.

Техногенный геокриологический прогноз по особенностям воздействия строительства на природную среду подразделяется на: 1) общий прогноз, предусматривающий оценку изменения составляющих природного комплекса без учета теплового и механического воздействия самого сооружения; 2) инженерный прогноз, включающий оценку результатов непосредственного воздействия сооружений на геокриологическую обстановку.

При составлении общего геокриологического прогноза характеризуются возможные изменения мерзлотных условий на предполагаемой территории строительства в результате проведения таких мероприятий, как нарушение растительного покрова, условий снегонакопления, выторфовывание и замена грунтов основании, планировка поверхности, изменение условий поверхностного и грунтового стока, устройство искусственных покрытий, газонов, насаждение деревьев, кустарников и др Необходимость составления общего геокриологического прогноза при решении инженерных задач, связанных с хозяйственным освоением криолитозоны, обусловлена тем, что тепловыделяющие или теплопоглощающие сооружения при любых видах строительства занимают лишь часть площади нарушенных территорий Так, плотность зданий в северных городах России составляет 13—40%, остальная часть городов занята дорогами, улицами, площадями, скверами и т д По данным ВСЕГИНГЕО, лишь на 9% площади газовых месторождений Западной Сибири расположены тепловыделяющие сооружения, на остальной территории происходит изменение природных условий при строительных работах Кроме того, в практике хозяйственного освоения нередки случаи, когда про-

исходит разрыв во времени между началом строительства и вводом сооружений в эксплуатацию. В этом случае результаты общего прогноза служат исходными данными для составления инженерного геокриологического прогноза.

При инженерно-геокриологическом прогнозировании оцениваются особенности теплового и механического воздействия сооружений с многолетнемерзлыми породами.

Для оценки влияния техногенных воздействий на геокриологическую обстановку применяются различные методы, из которых наибольшее развитие получили методы математического моделирования. Однако практический опыт показывает, что эффективность и достоверность прогнозов (имея в виду весь круг задач) возрастают при применении комплекса методов: физического и математического моделирования, метода аналогий, анализа опыта строительства, экстраполяции, классифицирования.

При составлении инженерного геокриологического прогноза с использованием одного метода или их комплекса должен соблюдаться единый методический подход, сущность которого сводится к последовательному изучению закономерностей формирования геокриологических условий с оценкой роли и влияния каждого фактора природной среды, к составлению конкретной типизации техногенных воздействий на основе заданий на проектирование инженерных сооружений и изучения опыта строительства. Прогноз составляется в результате решения серии задач, позволяющих оценивать возможные изменения инженерно-геологических характеристик и эффективность мелиоративных мероприятий, направленных на обеспечение надежности сооружений и на борьбу с опасными инженерно-геологическими процессами.

В зависимости от продолжительности отрезка времени, для которого прогнозируются изменения геокриологических условий, прогноз подразделяется на кратко- долго- и сверхдолгосрочный. *Краткосрочный* прогноз составляется на период до 10 лет и характеризует изменения геокриологических условий под влиянием короткопериодных (3; 11 лет) колебаний климата, подготовительных и строительных работ и эксплуатации сооружений в первые годы, когда изменения состояния и характеристик грунта происходят наиболее интенсивно, особенно в верхней части разреза (в слое сезонного оттаивания и в слое годовых теплооборотов), и могут представлять большую опасность для сооружений. *Долгосрочный* прогноз составляется на период от 10 до 100 лет и ориентирует на изменение геокриологических и связанных с ними гидрогеологических и инженерно-геологических характеристик, соответствующих новому установившемуся температурному и влажностному режиму пород на освоенных территориях. *Сверх-*

долгосрочный прогноз составляется для особо ответственных сооружений на период, превышающий 100 лет, в основном для оценки изменений геокриологических условий под влиянием естественной динамики природной среды или региональных и глобальных ее преобразований, приводящих к изменению теплового состояния пород на больших территориях (например, при теоретически возможном глобальном потеплении климата за счет увеличения содержания в атмосфере парниковых газов), а также для оценки длительного воздействия сооружений на геологическую обстановку. Примером необходимости составления такого прогноза является проблема подземного захоронения радиоактивных отходов в толще многолетнемерзлых пород. Срок экологической опасности высокорадиоактивных отходов составляет 1—3 тыс. лет. Следовательно, необходимо предвидеть, как изменится геокриологическая обстановка за этот период.

В гл. 20 показано, что различные виды хозяйственного освоения оказывают различное воздействие на природную среду. В силу этого и круг задач по прогнозу температурного режима грунтов для каждого вида хозяйственного освоения будет обладать определенной спецификой.

При городском строительстве температурный режим грунтов формируется под влиянием многих факторов, условно разделенных Г.В.Порхаевым и В.К.Щелоковым на три группы: общие, локальные и специфические. К общим факторам относятся составляющие внешнего тепло- и массобмена на застроенной территории: радиационный баланс, турбулентный теплообмен, затраты тепла на испарение и конденсацию влаги на дневной поверхности. К локальным факторам, обусловливающим значительное изменение температурного режима грунтов в пределах сравнительно небольшой площади, относится тепловое воздействие на грунты оснований зданий, сооружений, коммуникаций. К специфическим относятся факторы, характерные только для определенных территорий. Для одних районов это гидрогеологические особенности, для других — условия атмосферной циркуляции и т.д. Прогноз изменения геокриологических условий в черте застройки должен производиться с учетом изменчивости перечисленных факторов: общие и специфические факторы учитываются при общем прогнозе, локальные — при инженерном.

Разнообразие источников и стоков тепла на застроенной территории приводит к сложной картине теплового воздействия застройки на температурный режим грунта. Так, наряду с образованием зон оттаивания под тепловыделяющими зданиями и сооружениями на отдельных участках (улицах, дорогах, площадях и др.) могут происходить понижение среднегодовой температуры грунтов, образование мерзлых толщ там, где до застройки были талики.

При линейном строительстве в задачи техногенного геокриологического прогноза входит оценка изменения температурного режима грунтов в полосе трассы вне области влияния линейного сооружения (общий прогноз) и в области теплового и механического влияния сооружения (инженерный прогноз). В последнем случае для железных и автомобильных дорог обосновываются необходимые параметры насыпей, выемок, искусственных сооружений (высота, материал насыпи, необходимость использования теплоизоляционных слоев, глубина выемок и т.п.) для обоснования выбора принципа использования грунтов как оснований земляного полотна. Для трубопроводов производится оценка мощности и динамика ореолов протаивания или промерзания грунтов при выбранном способе прокладки, технологическом режиме эксплуатации и конструктивных особенностях.

Основными задачами прогноза при гидротехническом строительстве являются: обоснование выбора способа проектирования тела плотины (в мерзлом или талом состоянии); расчет охлаждающих систем, необходимых для сохранения ядра плотины в мерзлом состоянии; расчет динамики многолетнего оттаивания грунтов под водохранилищем; оценка интенсивности переработки берегов и др. Большое значение при гидротехническом строительстве имеет оценка изменения природных, в том числе и геокриологических, условий на территории, примыкающей к водохранилищу, поскольку огромные массы воды приводят к существенному изменению микроклиматических условий, их влияние может сказываться на значительном удалении от водохранилища.

При подземном строительстве наиболее важной задачей является прогнозная оценка температурного режима грунта для выбора наиболее безопасного и экономичного метода отработки полезного ископаемого, проходки шахтных стволов, тоннелей, горных выработок.

Техногенный геокриологический прогноз для агробиологического освоения территории включает задачу обеспечения наиболее оптимального почвенного климата, расчет температурного режима грунтов и глубин слоя сезонного промерзания и протаивания, а также времени существования положительных и отрицательных температур на поверхности почвы и различной глубине.

Прогнозирование изменений *свойств* мерзлых пород, так же как и других геокриологических характеристик, основывается на знании закономерностей их формирования, рассмотренных в гл. 8.

Формулировка задач прогноза изменения показателей свойств зависит прежде всего от результатов прогноза изменения температурного режима пород. При этом рассматриваются два случая 1) когда среднегодовая температура пород изменяется (повыша-

ется или понижается) в пределах отрицательных значений и происходит изменение соотношения незамерзшей воды и льда в породах, 2) когда изменяется знак среднегодовой температуры и происходит изменение агрегатного состояния, состава и строения породы Прогнозная оценка изменения свойств грунтов в первом случае может быть получена по результатам полевых или лабораторных испытаний, проводящихся в диапазоне отрицательных температур при различных плотности, влажности, строении грунтов, учитывающих возможные изменения условий при строительстве и эксплуатации сооружений

Во втором случае, когда смена знака среднегодовой температуры на поверхности почвы приводит к многолетнему оттаиванию, необходимо оценить изменение теплофизических свойств, определить тепловую осадку, сопротивление сдвигу и другие свойства оттаивающих грунтов Если происходит новообразование многолетнемерзлых пород, то возникает задача определения изменения теплофизических и механических свойств промерзающих пород в соответствии с новым установившимся режимом, исходя из возможных изменении плотности, суммарной влажности мерзлого грунта, оцениваемых в зависимости от его состава и начальных (существующих к моменту промерзания) плотности и влажности

Прогноз *криогенных геологических процессов* базируется на установлении зависимостей характера развития каждого процесса от факторов, обусловливающих этот процесс

Методы количественного прогноза криогенных процессов в целом разработаны менее детально, чем методы прогноза температурного режима и свойств грунтов Это связано со сложностью физических моделей процессов, необходимостью учета при прогнозе большого числа параметров, определяющих их развитие, сложностью математического моделирования криогенных процессов

Наибольшее количество работ посвящено методам оценки *пучиноопасности грунтов* Количественные характеристики величины пучения грунтов и неравномерности пучения по площади могут быть получены с помощью методов расчета, предложенных Н А Пузаковым, И А Золотаревым, В О Орловым, Г М Фельдманом, Э Д Ершовым и др Вопросы количественного прогноза естественного и техногенного термокарста с различной степенью детальности рассмотрены в работах Г М Фельдмана, Ю Л Шура, В В Ловчука, М С Красса и др Прогноз вероятности развития солифлюкции может быть осуществлен с помощью приближенных формул Л А Жигарева, В С Савельева Методы прогноза термоэрозии рассмотрены в работах автора, Д В Малиновского, В К Данько, В Л Познанина и др

22.3. Основы инженерно-геокриологического мониторинга

Несмотря на многолетний опыт строительства и эксплуатации жилых и промышленных объектов в криолитозоне, как показано в разд. 20.1, имеются многочисленные примеры деформаций сооружений, иногда аварийного характера, а также экологического ущерба, наносимого северным территориям нерациональным землепользованием.

В связи с этим защита территорий от опасных геокриологических процессов, надежность эксплуатируемых объектов и экологическая безопасность окружающей геологической среды должны быть обеспечены на всех стадиях формирования и функционирования природно-технических систем, под которыми понимаются геотехнические и природно-геокриологические системы. Существенную роль в обеспечении эксплуатационной надежности и долговечности сооружений отводят инженерно-геокриологическому мониторингу — организации слежения за состоянием природно-технических геосистем, прогнозированию их изменения и на этой основе принятию инженерных решений по целенаправленному управлению состояния этих систем.

Инженерно-геокриологический мониторинг является составной частью мониторинга окружающей среды, в задачи которого входит комплексная оценка изменений в атмосфере, гидросфере, биосфере, геологической среде. По целям и задачам исследований можно выделить системы геокриологического мониторинга разного уровня: *глобального* (межгосударственного); *национального* (государственного), *регионального* и *локального*. Глобальная система мониторинга окружающей среды призвана решать общечеловеческие экологические проблемы в рамках всей Земли. В качестве примера можно привести проект «Мониторинг криолитозоны», который разрабатывается с начала 90-х годов. В рамках этой программы ведутся работы по созданию единой циркумполярной наблюдательной сети геокриологического мониторинга с участием России, США, Канады и других северных стран, а также единой автоматизированной системы баз и банка данных. Приоритетными направлениями по этому проекту являются: получение постоянной информации о термовлажностном режиме грунтов, криогенных физико-геологических процессах и определяющих их факторов; разработка, опробование и совершенствование методов стационарного инженерно-геологического изучения при разведочных, изыскательских и строительных работах; изучение влияния техногенного воздействия на природные компоненты; оценка скорости их восстановления естественным путем и при осуществлении рекультивационных мероприятий. Особенностью

программы является изучение влияния глобальных климатических потеплении на криолитозону и, в частности, на возможность деградации многолетнемерзлых толщ

В России единая национальная система мониторинга геологической среды отсутствует У нас созданы (и то не по всем регионам) лишь отдельные региональные системы, опирающиеся на разрозненные локальные системы мониторинга геологической среды Поэтому остановимся более подробно на организации и задачах локального инженерно-геокриологического мониторинга, в задачи которого входят 1) своевременное установление в процессе строительства и эксплуатации сооружений отклонений от принятых в проекте параметров температурного режима, состояния грунтов оснований и деформаций фундаментов, 2) оперативный контроль температурного и гидрогеологического режима, состояния грунтов и развития опасных криогенных процессов в зоне взаимодействия с инженерными объектами, 3) краткосрочное и долгосрочное прогнозирование развития геокриологических процессов и возможных деформаций сооружении; 4) разработка мероприятий, направленных на поддержание эксплуатационной пригодности сооружении и управление геокриологической ситуацией

При создании и ведении инженерно-геокриологического мониторинга должны учитываться основные технические решения конкретных сооружений, принятые в проекте принцип использования многолетнемерзлых грунтов в качестве оснований, особенности теплового и механического взаимодеиствия с грунтами основании, допустимые значения несущеи способности оснований и деформации сооружений, природоохранные требования и др

Следует отметить, что в такой комплексной постановке инженерно-геокриологический мониторинг пока не реализован ни на одном строительном объекте, хотя стационарные режимные наблюдения за состоянием отдельных параметров природной среды и устойчивостью инженерных сооружений проводятся как научными, так и производственными организациями

На современном уровне структура инженерно-геокриологического мониторинга должна включать две основные системы слежения и управления

Система слежения состоит из *блока сбора* информации по температурному и гидрогеологическому режимам, по состоянию грунтов оснований, по деформациям сооружений, по развитию деструктивных геокриологических процессов и из *блока компьютерной обработки* информации, включающего базы данных для накопления и хранения исходной и мониторинговой информации, программы обработки данных мониторинга, компьютерные геокрио-

логические карты и разрезы для графического отображения изменений инженерно-геокриологических условий

Система управления состоит из трех взаимосвязанных блоков анализа информации, прогноза ситуации и реализации, принятых на основе прогноза решений по обеспечению эксплуатационной надежности сооружений и охране геологической среды

Блок анализа информации предназначен для оперативной оценки изменений инженерно-геокриологической обстановки и их влияния на устоичивость сооружении и экологическую устойчивость Блок прогноза ситуации на основе данных наблюдений мониторинга прогнозирует вероятные изменения инженерно-геокриологических условий и устойчивости сооружений Наличие блока прогноза позволяет своевременно предотвращать критическое состояние природной среды и недопустимые деформации инженерных объектов Для разработки и осуществления необходимых мероприятий по поддержанию эксплуатационной пригодности сооружений и устойчивости геокриологической среды используется блок реализации мониторинга

Инженерно-геокриологический мониторинг начинается в *достроительный период*, когда формируется наблюдательная сеть для фоновой оценки геокриологической обстановки Результаты мониторинга в этот период служат исходными данными для оценки изменений, которые будут происходить при строительстве и эксплуатации природно-технической геосистемы В *строительный период* проводится организация наблюдательной сети и выполняются наблюдения на строящихся объектах Данные мониторинга в этот период оперативно представляются службам авторского надзора и другим органам, осуществляющим контроль за ведением строительных работ и экологической безопасностью территории

Эксплуатационный период по особенностям освоения территорий и различной степени воздеиствия во времени техногенной нагрузки может быть подразделен на два этапа *начальный* — продолжительностью 3—5 лет и *основной* — с 3—5 лет до конца эксплуатации сооружений В *начальный* период эксплуатации взаимодеистие сооружении с природной средой происходит наиболее активно и возможны существенные изменения геокриологической обстановки и деформации сооружений В этот же период может быть оценена эффективность используемых способов инженернои подготовки территории, стабилизации температурного режима грунтов оснований, природоохранных и других мероприятий После 3—5 лет эксплуатации сооружений (*основной* период), наступает относительное динамическое равновесие в системе сооружение—природная среда или за это время принимаются соответствующие меры для поддержания стабилизации природной обстановки и устойчивости сооружений Развитие опас-

ных геокриологических процессов и деформаций сооружений в этот период могут произойти из-за грубых нарушений условий эксплуатации либо в результате значительных изменений природных процессов (например, глобального потепления климата). В связи с этим наибольший объем наблюдений должен выполняться в начальный период эксплуатации, а затем наблюдения могут быть сокращены либо сосредоточены на наиболее опасных участках сооружений.

Данные мониторинга в эксплуатационный период представляются эксплуатирующей организации. На основе этих данных принимается решение о внесении изменений в режим эксплуатации объектов или о необходимости дополнительных мероприятий для обеспечения безопасного функционирования сооружений и сохранения природной среды.

Накопление и хранение данных, получаемых в процессе температурных и гидрогеологических инструментальных наблюдений, а также прогнозирование изменений инженерно-геокриологических условий и устойчивости сооружений осуществляется по этим данным с использованием программного обеспечения мониторинга.

В структуре геокриологического мониторинга большое значение имеет использование материалов аэрофото- и космических съемок. По материалам разновременных съемок можно оценить изменение размеров очагов загрязнения территории, тенденции развития и затухания опасных геокриологических процессов, деформации различных сооружений — магистральных трубопроводов, земляного полотна железных и автомобильных дорог, переработки берегов водохранилищ и др. При этом на современном уровне обработки космо- и аэрофотоматериалов можно получить данные не только на уровне контурного дешифрирования, но и в количественном виде.

На основе данных оперативного контроля и прогноза эксплуатирующей организацией принимается решение о внесении изменений в режим эксплуатации объектов либо о необходимости разработки дополнительных технических мероприятий, направленных на поддержание работоспособности сооружений и экологической устойчивости. Апробация разработанных технических решений и природозащитных мероприятий должна базироваться на прогнозных оценках их эффективности с использованием методов компьютерного моделирования.

Основные приемы управления, реализующие эти решения, включают мероприятия по регулированию температурного режима оснований (резервные системы, сезоннодействующие охлаждающие устройства, дополнительная теплоизоляция и т.д.), конструктивные мероприятия по усилению фундаментов и несущих

конструкций сооружений, методы инженерной защиты территории — засыпка непучинистым грунтом и промораживание образующихся локальных термокарстовых понижений, дополнительное охлаждение и укрепление склонов, сооружение дополнительных водоотводных устройств, дренажей и др.

22.4. Принципы и приемы управления мерзлотным процессом

При освоения криолитозоны необходимо постоянно решать вопросы, связанные с изменением геокриологических условий в нужном для народного хозяйства направлении. Постановка задач об управлении мерзлотным процессом сама по себе требует знания тех природных условий и той геокриологической обстановки, которые существуют на данный момент в естественных условиях и которые будут в дальнейшем подвергнуты искусственному преобразованию. Это положение подтверждено практикой проведения мелиоративных работ в криолитозоне

Комплекс работ, проводимых с целью управления мерзлотным процессом, осуществляется в определенной последовательности. Первоочередным является изучение геокриологических условий территории освоения, которое базируется на выявлении частных и общих закономерностей формирования и развития сезонно- и многолетнемерзлых пород и их характеристик в зависимости от комплекса природных условий и от каждого элемента геолого-географической среды. Эта задача успешно решается в процессе проведения геокриологической съемки. Поэтому очевидно, что геокриологическая съемка должна входить составной частью в комплексные исследования по управлению мерзлотным процессом и предшествовать всем остальным исследованиям. Завершается этот этап составлением геокриологических карт.

Следующий этап работы включает характеристику и типизацию планируемых при освоении территорий техногенных нагрузок и воздействий на природную среду, выявление сопутствующих им изменений природных условий. Этот этап исследований проводится с целью получения исходных данных для геокриологического прогноза.

На основе выявленных закономерностей формирования геокриологических условии и учета влияния техногенных воздействий составляется геокриологический прогноз, по результатам которого оцениваются вероятные изменения среднегодовой температуры грунтов, их состава и свойств, глубин сезонного и многолетнего оттаивания и промерзания и возможного развития криогенных геологических процессов.

В задачи следующего этапа исследований входит выявление участков, на которых могут сформироваться геокриологические условия, не отвечающие предъявляемым к ним требованиям. Это могут быть территории, где возможна активизация криогенных процессов или невозможно реализовать принятый принцип строительства; при разработке полезных ископаемых — это территории, на которых не может быть реализован планируемый способ добычи и т.д. Для таких территорий на основе результатов прогноза обосновывается необходимость целенаправленного изменения геокриологических условий (распространения и условий залегания многолетнемерзлых пород, температурного режима, глубин сезонного промерзания и оттаивания, состава, строения, свойств сезонно- и многолетнемерзлых пород, развития мерзлотно-геологических процессов).

Целенаправленное изменение отдельных характеристик мерзлых пород может быть осуществлено с применением различных методов и приемов мелиорации. Поэтому в каждом конкретном случае необходимо выбрать наиболее приемлемые, рациональные способы. Для этого прежде всего необходимы исследования приемов водно-тепловой мелиорации и обоснование возможности применения в данном районе того или иного метода для направленного изменения природной обстановки с целью формирования нужных мерзлотных условий. Должна быть дана оценка экономичности использования мероприятий с учетом времени, отведенного для их проведения. Необходимо отметить, что каждый прием наряду с основным (прямым) воздействием на отдельные элементы природной обстановки косвенным образом в большей или меньшей степени обусловливает изменения всех прочих элементов геологической среды. В некоторых случаях это может приводить к нежелательным изменениям геокриологических условий. Итогами этого этапа являются составление проекта мероприятий по целенаправленному изменению мерзлотных условий, районирование территории с выделением участков, характеризующихся одинаковыми мерзлотными условиями и требующих определенных приемов (или комплекса приемов) по управлению мерзлотным процессом.

На заключительном этапе исследований дается характеристика каждого из выделенных участков мелиорируемой территории по тем «улучшенным» геолого-географическим и геокриологическим условиям, которые будут иметь место после осуществления мелиорации. Результаты отражаются на *послемелиоративных геокриологических картах.*

Для целенаправленного изменения геокриологических условий проводят ряд мероприятий в следующей последовательности.

1. Изучение геокриологических условий территории в процессе проведения инженерно-геологических изысканий и мерзлот-

ной съемки (ландшафтное микрорайонирование, выявление частных и общих закономерностей формирования сезонно- и многолетнемерзлых пород, составление геокриологических карт).

2. Типизация и характеристика техногенных воздействий и нагрузок на элементы природной среды.
3. Прогноз изменения геокриологических условий в связи с естественной динамикой климата и под воздействием комплекса инженерных мероприятий при хозяйственном освоении территории.
4. Обоснование необходимости целенаправленного изменения геокриологических условий и выявление вариантов искусственного преобразования природных условий для создания требуемой геокриологической обстановки.
5. Исследование приемов водно-тепловой и физико-химической мелиорации и определение оптимального комплекса этих приемов с целью формирования необходимых мерзлотных условий.
6. Составление проекта мероприятий по целенаправленному изменению геокриологических условий (обоснование экономичности и эффективности выбранного комплекса приемов мелиорации, технологии их проведения, районирования территории для мелиоративных мероприятий).
7. Составление послемелиоративных карт

В настоящее время существует большое число приемов управления мерзлотным процессом, которое неуклонно растет. Некоторые из приемов мелиорации мерзлых грунтов, широко использующихся при хозяйственном освоении криолитозоны, были рассмотрены выше. С целью упорядочения существующих методов В.А.Кудрявцевым и Э.Д.Ершовым была разработана классификационная схема приемов по направленному изменению геокриологических условий, позволяющая выбрать наиболее эффективные мероприятия применительно к любым видам хозяйственного освоения криолитозоны. Построение классификационной схемы основано на учете как теплофизической, так и геолого-географической сторон мерзлотного процесса, подвергающегося управлению. Весь существующий комплекс приемов разделяется на три группы.

Первая группа приемов позволяет направленно изменять мерзлотный процесс благодаря изменению параметров внешнего теплообмена (табл. 22.2). Она включает две системы приемов, одна из которых регулирует соотношение составляющих радиационного баланса, другая — теплового баланса. Каждая система состоит из трех отделов, которые направленно изменяют элементы внешнего теплообмена: суммарную и отраженную коротковолно-

вую радиацию, эффективное излучение земной поверхности, турбулентный теплообмен с приземным воздухом, теплоту фазовых превращении влаги (испарение—конденсация), теплообмен поверхности с нижележащими породами. Основными мероприятиями, изменяющими внешний теплообмен, являются: устроиство навесов, покрытие поверхности различного рода теплопрозрачными пленками, искусственное окрашивание поверхности, удаление и насаждение растительного покрова, кустарников, деревьев, изменение условий снегонакопления и др.

Вторая группа объединяет мероприятия, направленные на регулирование процессов тепло- и массообмена в грунте посредством изменения состава и свойств пород (см. табл. 22.2). Она подразделяется на две системы приемов, изменяющих: первая — состав, свойства и тепловое состояние; вторая — свойства и тепловое состояние мелиорируемых пород. В первой выделяются два отдела, один из которых включает мероприятия, позволяющие направленно менять состав органоминеральной части пород, другой — направлен на изменение их влажностного режима. Мероприятия второй системы позволяют регулировать тепло- и массообмен в грунтах посредством изменения свойств и теплового состояния пород без существенного преобразования их вещественного состава.

Приемы третьей группы применяются для изменения температурного режима и теплового состояния мелиорируемых пород с использованием дополнительных источников и стоков тепла (см. табл. 22.2) Она подразделяется на две системы, использующие естественные и искусственные источники и стоки тепла. Первая включает в себя два отдела, выделение которых предопределяется видом теплоносителя (вода, воздух), используемого для интенсификации процесса массообмена. Вторая состоит из трех отделов, каждый из которых использует в качестве искусственных источников и стоков тепла либо электрическую энергию, либо термохимические смеси, либо пар, огонь, «тепловые штампы»

Выбор приемов управления должен быть строго индивидуальным в каждом конкретном случае и определяться условиями геолого-географической среды, особенностями вида хозяйственного освоения, степенью эффективности применения.

При планировании мелиоративных мероприятии следует иметь в виду, что любой прием, любые мероприятия, используемые для изменения какого-либо параметра природной обстановки, неизбежно повлекут за собой изменение в той или иной степени всего комплекса характеристик мелиорируемого грунта Поэтому решение о применении определенного мероприятия, направленного на изменение мерзлотной обстановки, должно приниматься на

Классификационная схема приемов управления мерзлотным процессом

Системы приемов	Группы приемов	Параметры, через которые могут быть преобразованы направленно изменяемые элементы природного комплекса	Приемы управления
	Группа приемов, основанных на изменении радиационного баланса		
Регулирование радиационного баланса деятельной поверхности	Суммарная коротковолновая радиация $Q_{кр}$	А Прозрачность атмосферы Б Угол наклона поверхности к горизонту В Экспозиция местности	Устройство навесов затенение путем посадки деревьев кустарников изменение угла наклона поверхности и экспозиции местности экранирование поверхности теплопрозрачными пленками
	Отраженная коротковолновая радиация $Q_{кр}(1-a)$	А Характер и высота покрова на поверхности Б Цвет поверхности В Шероховатость поверхности Г Влажность поверхностного слоя почвы	Удаление естественных покровов искусственное окрашивание поверхности (затемнение забеление и др.) рыхление мульчирование изменение шероховатости поверхности
	Эффективное излучение земной поверхности $I_{эф}$	А Температура воздуха и упругость водяного пара Б Цвет поверхности ее шероховатость характер и высота покрова В Температура излучаемой поверхности	Затемнение экранирование поверхности светопрозрачными пленками листом и другими покровами удаление с поверхности грунта растительного и снежного покровов непосредственное регулирование температуры поверхности
Регулирование тепломассообмена с приземным воздухом p	Турбулентный тепломассообмен с приземным воздухом p	А Профиль ветра Б Шероховатости поверхности В Температура поверхности почвы Г Влажность поверхностного слоя почвы	Устройство ветровых преград (защитные лесонасаждения и др.) изменение шероховатости поверхности естественное оставление мертвых покрытий при постройке разработке искусственное регулирование температуры и влажности поверхностного слоя почвы
	Теплота фазовых превращений воды LI	А Влажность и условия притока влаги в поверхностный слой почвы Б Профиль ветра В Шероховатости поверхности Г Температура поверхности почвы	Отсыпка и оставление поверхностных слоев почвы оставление мертвых покрытий при постройке разработке покрытие поверхности слоем непроницаемым материалом (асфальтобетонные плиты и др.) обработка верхнего слоя почвы поверхностно-активными веществами регулирование скорости ветра и температуры поверхности почвы
	Теплообмен с твердыми телами поверхности B	А Температура поверхности почвы Б Температурный режим почвогрунтов (температура грунтов) В Состав влажность и строение почвы	Регулирование влажности и свойств снежного и растительного покровов перекрытие грунтов различными материалами (пленками асфальтобетонные плиты и др.)

Группа признаков	Отрасль применения	Параметры, через которые могут быть выражены признаки	Признаки образования
			Изменения свойств и технологического состояния металлических материалов
Свойства и технологическое состояние материалов	Дефектоскопия	А. Структурно-чувствительные свойства материалов	Изменение структуры материала
		Б. Технологическое состояние материалов	Изменение технологического состояния материала
	Измерение механических напряжений	А. Механические свойства материалов	Изменение механических свойств материала
		Б. Технологическое состояние материалов	Изменение технологического состояния материала
	Измерение температуры	А. Тепловые свойства материалов	Изменение теплового состояния материала
		Б. Технологическое состояние материалов	Изменение технологического состояния материала
	Измерение влажности	А. Влажностные свойства материалов	Изменение влажностного состояния материала
		Б. Технологическое состояние материалов	Изменение технологического состояния материала
	Измерение состава и концентрации	А. Химический состав материалов	Изменение химического состава материала
		Б. Технологическое состояние материалов	Изменение технологического состояния материала
	Измерение плотности	А. Плотностные свойства материалов	Изменение плотностного состояния материала
		Б. Технологическое состояние материалов	Изменение технологического состояния материала
	Измерение вязкости	А. Вязкостные свойства материалов	Изменение вязкостного состояния материала
		Б. Технологическое состояние материалов	Изменение технологического состояния материала
	Измерение электрических свойств	А. Электрические свойства материалов	Изменение электрического состояния материала
		Б. Технологическое состояние материалов	Изменение технологического состояния материала
	Измерение магнитных свойств	А. Магнитные свойства материалов	Изменение магнитного состояния материала
		Б. Технологическое состояние материалов	Изменение технологического состояния материала
	Измерение оптических свойств	А. Оптические свойства материалов	Изменение оптического состояния материала
		Б. Технологическое состояние материалов	Изменение технологического состояния материала
	Измерение радиационных свойств	А. Радиационные свойства материалов	Изменение радиационного состояния материала
		Б. Технологическое состояние материалов	Изменение технологического состояния материала
	Измерение акустических свойств	А. Акустические свойства материалов	Изменение акустического состояния материала
		Б. Технологическое состояние материалов	Изменение технологического состояния материала
	Измерение реологических свойств	А. Реологические свойства материалов	Изменение реологического состояния материала
		Б. Технологическое состояние материалов	Изменение технологического состояния материала
	Измерение газовых свойств	А. Газовые свойства материалов	Изменение газового состояния материала
		Б. Технологическое состояние материалов	Изменение технологического состояния материала
	Измерение состояния поверхности	А. Состояние поверхности материалов	Изменение состояния поверхности материала
		Б. Технологическое состояние материалов	Изменение технологического состояния материала
	Измерение состояния границ раздела	А. Состояние границ раздела материалов	Изменение состояния границ раздела материала
		Б. Технологическое состояние материалов	Изменение технологического состояния материала
	Измерение состояния объема	А. Состояние объема материалов	Изменение состояния объема материала
		Б. Технологическое состояние материалов	Изменение технологического состояния материала
	Измерение состояния массы	А. Состояние массы материалов	Изменение состояния массы материала
		Б. Технологическое состояние материалов	Изменение технологического состояния материала
	Измерение состояния формы	А. Состояние формы материалов	Изменение состояния формы материала
		Б. Технологическое состояние материалов	Изменение технологического состояния материала
	Измерение состояния размеров	А. Состояние размеров материалов	Изменение состояния размеров материала
		Б. Технологическое состояние материалов	Изменение технологического состояния материала
	Измерение состояния структуры	А. Состояние структуры материалов	Изменение состояния структуры материала
		Б. Технологическое состояние материалов	Изменение технологического состояния материала
	Измерение состояния фазового состава	А. Состояние фазового состава материалов	Изменение состояния фазового состава материала
		Б. Технологическое состояние материалов	Изменение технологического состояния материала
	Измерение состояния дефектности	А. Состояние дефектности материалов	Изменение состояния дефектности материала
		Б. Технологическое состояние материалов	Изменение технологического состояния материала
	Измерение состояния однородности	А. Состояние однородности материалов	Изменение состояния однородности материала
		Б. Технологическое состояние материалов	Изменение технологического состояния материала
	Измерение состояния изотропности	А. Состояние изотропности материалов	Изменение состояния изотропности материала
		Б. Технологическое состояние материалов	Изменение технологического состояния материала
	Измерение состояния анизотропности	А. Состояние анизотропности материалов	Изменение состояния анизотроп

Система приемов	Отделы приемов	Параметры, через которые могут быть преобразованы направленно изменяемые элементы природного комплекса	Приемы управления
Группа приемов, изменяющих температурный режим и тепловое состояние мелиорируемых пород посредством использования дополнительных источников и стоков тепла			
Использование собственных ресурсов тепла и холода	Теплоноситель — вода	А. Коэффициент фильтрации пород в талом состоянии Б. Характер подземных льдов, криогенные текстуры пород В. Продольный уклон местности Г. Температура используемой воды, тепловые свойства пород и их температурный режим Д. Расход воды в фильтрационном потоке	Фильтрационно-ледовый, фильтрационно-дренажный, дождевально-инфильтрационный, кондуктивно-инфильтрационный (тепловые ванны)
	Теплоноситель — воздух	А. Состав, влажность и свойства грунта Б. Характер подземных льдов, криогенные текстуры пород и их температурный режим В. Величина поверхности охлаждающей системы Г. Объем (расход) воздуха в охлаждающей системе и его температура	Естественное вымораживание пород при взаимодействии атмосферного воздуха с обнаженной поверхностью грунтового массива, охлаждающие устройства (пробуриваемые подземные вентиляционные каналы, вентилирующие трубы)
Использование искусственно созданных тепловых ресурсов	Природные различного рода «тепловые ингаляции»	А. Состав, влажность и свойства грунта Б. Льдистость и криогенные текстуры пород и их температурный режим В. Объем (расход) протекающего через грунт теплоносителя и его параметры Г. Размеры «тепловых ингаляций» и их температура	Паровая или водогазовая смеси, гидротехники, использующие искусственно подогретую воду, поверхностный сток горячих вод, оттаивание «под дюком» и скважинами горелками, оттаивание накладными и погруженными в буровые скважины горелками, укладка горячего кокса (бетона)
	Электрическая энергия	А. Льдистость, криогенные текстуры, количество неизмерзшей воды, температурный режим и свойства пород Б. Величина подаваемого напряжения на электроды В. Форма и размер электродов	Объемный прогрев пород посредством электрического тока, проходящего через грунт электродами
	Термодинамические смеси	А. Состав, влажность, свойства пород и их температурный режим Б. Вид термодинамических смесей В. Количество (объем) используемых смесей	Холодильные машины, охлаждающие установки различного типа, эрлифты, использование теплового эффекта физико-химических реакций

основе выявления влияния данного приема на все факторы геолого-географической среды. Как правило, мелиоративные работы включают не один, а несколько приемов, дополняющих друг друга.

22.5. Основы рационального использования и охраны геологической среды с целью создания благоприятных экологических условий в криолитозоне

Рациональное размещение народнохозяйственных объектов, оптимальное развитие инфраструктуры территории, надежное и экономичное строительство, защита территории освоения от опасных геологических и геокриологических процессов и охрана природы должны основываться в первую очередь на представлениях о закономерностях формирования и развития геокриологической обстановки территории освоения Очевидно, что план рационального освоения территории должен составляться поэтапно в соответствии со схемои государственного территориального планирования и проектирования, когда принимаются принципиальные решения а) по видам и способам строительства и широкого освоения территории и по природоохранным мероприятиям при реализации планов преобразования природы (I этап), б) на уровне территориального планирования среднего звена при составлении схем (проектов) районной планировки, предусматривающих размещение народнохозяйственных объектов (горно-рудных, энергетических, промышленных узлов, городов и поселков и др), а также рекреационных и природоохранных зон (II этап), в) на уровне проектирования отдельных промышленных и других предприятии, когда составляются конкретные проекты рационального использования геологической среды, включающие защитные и природоохранные мероприятия, обеспечивающие надежное строительство, необходимую комфортность условий жизни и деятельности человека и охрану геологической среды от вредных техногенных воздеиствий (III этап) Очевидна необходимость преемственности решений на различных этапах составления схемы (проекта) рационального использования геологической среды

На I этапе должны разрабатываться комплексные схемы рационального использования, контроля и охраны геологической среды региона на основе существующих государственных геологических, инженерно-геологических и геокриологических карт и других фондовых и литературных материалов Конкретизация комплексных схем рационального использования и охраны геологическои среды при разработке схем (проектов) районной

планировки (II этап) требует уже проведения специальных инженерно-геокриологических и гидрогеокриологических съемок осваиваемой территории. На этой основе в соответствии с планом развития региона необходимо составление схем природоохранных мероприятий. Детальные разработки реализации проектов защитных и природоохранных мероприятий (III этап) осуществляются на основе материалов инженерно-геокриологических изысканий.

Одной из важнейших задач рационального использования геологической среды является обеспечение надежности сооружений. Как отмечалось выше, при строительстве в криолитозоне применяются два принципа использования многолетнемерзлых пород в качестве оснований инженерных сооружений, для выбора которых необходима информация не только об инженерно-геокриологических условиях осваиваемого региона, но и о самих сооружениях. Отсутствие последней в большинстве случаев не позволяет решать вопрос о выборе принципа строительства. Тем не менее в рамках мелкомасштабного инженерно-геокриологического картирования можно дать рекомендации о преимущественном применении того или иного принципа. Так, в районах распространения низкотемпературных льдистых и сильнольдистых грунтов (льдистость за счет ледяных включений превышает 0,2—0,4) целесообразно строительство по I принципу. В районах с высокой сейсмичностью также отдается предпочтение I принципу, поскольку применение II принципа повышает расчетную сейсмичность и удорожает строительство. Использовать мерзлые грунты по II принципу целесообразно в районах распространения скальных и слабопросадочных грунтов. В районах островного распространения многолетнемерзлых грунтов возможно применение и I и II принципов.

Таким образом, информация о распространении и среднегодовой температуре многолетнемерзлых пород, преобладающих комплексах дочетвертичных пород, генетических типах и льдистости четвертичных отложений, генетическом типе макрорельефа и сейсмичности территории с учетом накопленного опыта строительства в криолитозоне позволяет подойти к выбору принципа строительства на мерзлых грунтах (рис. 22.1). На схематической карте районирования выделены районы, где предпочтительны: а) только I принцип использования грунтов оснований сооружений; б) основным является I принцип, но может применяться и II; в) основным является II принцип и может применяться I; г) применим только II принцип. Естественно, что приведенная карта в силу своей схематичности не может дать однозначного ответа о выборе принципа строительства, однако позволяет ориентировать исследователей на целесообразность выбора того или иного принципа в пределах каждого региона криолитозоны.

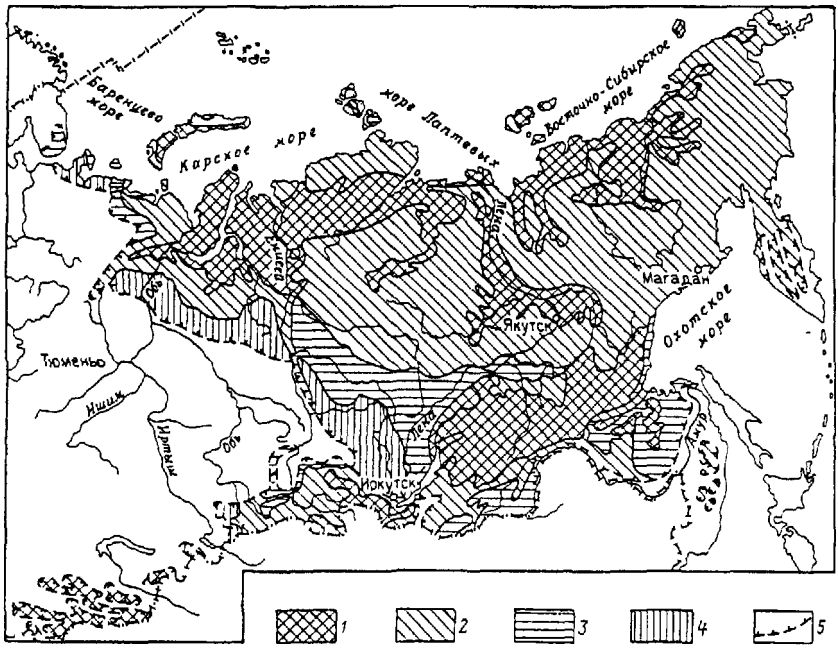


Рис. 22.1. Схема районирования области распространения многолетнемерзлых пород по принципу использования грунтов в качестве основания:

1 — только I принцип; *2* — преимущественно I принцип, но может применяться II принцип, *3* — преимущественно II принцип, но может применяться I принцип, *4* — только II принцип, *5* — граница многолетнемерзлых пород

Рациональное использование подземных вод в криолитозоне предполагает решение задач защиты их от загрязнения и истощения. Истощение ресурсов подземных вод происходит при извлечении их из недр в количествах, превышающих естественное (или искусственное) восполнение, а также при нарушении условий питания и восполнения подземных вод в гидрогеологической структуре. Последнее наиболее вероятно и опасно для криолитозоны, где водно-термический режим наиболее чувствителен к внешним воздействиям. Истощение подземных вод криолитозоны можно предотвратить, соблюдая правила природопользования и осуществляя ряд мероприятий. Во-первых, следует сохранять от промерзания места питания подземных вод глубокого стока: радиационно-тепловые, гидрогенные, инфильтрационные и грунтово-фильтрационные талики. Промерзание их может быть вызвано хозяйственным освоением территории при сведении растительности, снятии и уплотнении снежного покрова, создании искусственных покрытий на таликах при строительстве дорог и т.д. Во-вторых, необходимо предотвращение разгрузки подземных вод

глубокого стока по горным выработкам (скважинам и шахтам), оставленным после разведки и эксплуатации месторождений полезных ископаемых. Наконец, следует организовать искусственное восполнение запасов подземных вод, представляющее комплекс мероприятий, направленных на увеличение количества подземных вод в водоносных горизонтах, комплексах и целых гидрогеологических структурах.

Охрана (защита) подземных вод криолитозоны от загрязнения предусматривает комплекс мероприятий, целью которых является предотвращение загрязнения подземных вод, сохранение (или улучшение) их качества, ликвидация негативных воздействий техногенных нагрузок. Прежде всего необходима оценка естественной защищенности подземных вод от загрязнения, проведенная на выявлении факторов защищенности, затрудняющих попадание в бассейн подземных вод загрязняющих веществ. С этих позиций должны анализироваться зона аэрации, первый от поверхности региональный водоупор, гидродинамическая изолированность водоносных горизонтов и др. Для криолитозоны необходим анализ характера распространения многолетнемерзлых пород и таликов, поскольку первые являются совершенными водоупорами, а питание, разгрузка и сток подземных вод осуществляются по таликам.

Наименее восприимчивыми к техногенным воздействиям являются структуры, расположенные в области сплошного распространения мерзлых пород, наиболее восприимчивыми — структуры в области островного и прерывистого распространения мерзлых толщ с широким развитием дождевально-радиационных таликов. Для каждого типа гидрогеологических структур можно рекомендовать создание специальных водоохранных зон, в пределах которых необходимо проводить комплекс мероприятий по защите подземных вод. Охрана подземных вод от истощения и загрязнения для криолитозоны в целом и в пределах водоохранных зон должна ориентироваться на сохранение естественного термодинамического равновесия в системе «поверхностные условия—мерзлые породы—подземные воды».

Опыт многих освоенных районов показывает, что загрязнение подземных вод легче предотвратить, чем исправлять его последствия. Это значит, что уже на самой ранней стадии освоения возникает проблема охраны подземных вод, для решения которой в каждом регионе криолитозоны необходимо провести комплекс мерзлотно-гидрогеологических исследований, включающий съемку, прогноз и специальные режимные наблюдения.

При освоении криолитозоны в хозяйственный оборот вовлекаются огромные территории, в пределах которых происходит нарушение комплекса природной обстановки. Нарушения природных

условий охватывают, как правило, не только территорию строительства, но и всю зону создании инфраструктуры (подъездные пути, линии электропередач, коммуникации и др.). Естественное восстановление природных комплексов протекает достаточно медленно, некоторые из них практически не восстанавливаются. Поэтому уже до начала освоения территории необходимо не только дать оценку инженерно-геологическим условиям территории и составить прогноз их изменения, но и разработать комплекс мероприятий, направленных на рекультивацию (восстановление) нарушенных участков местности.

Для этого используются методы биологической рекультивации, которые заключаются в искусственном создании растительных покровов различного вида, назначения и продуктивности. Биологическая рекультивация в криолитозоне может решать следующие задачи: 1) снижение или предотвращение последствий техногенных нарушений покровов, связанных с резким увеличением глубины сезонного протаивания пород; 2) закрепление песчаных насыпей от водной и ветровой эрозии; 3) создание зеленых ландшафтов, соответствующих в санитарно-гигиеническом и эстетическом отношении потребностям жителей населенных пунктов; 4) восстановление необходимых условий для жизни животного мира.

Приемы биологической рекультивации для широкого спектра природно-климатических условий криолитозоны неодинаковы. Основными приемами на участках с полностью нарушенным почвенно-растительным покровом или на искусственных насыпях являются посев трав, посадка кустарников в сочетании с известкованием, внесением минеральных и органических удобрений. При хорошем увлажнении и несильном разрушении дернины для восстановления растительного покрова после проведения планировочных работ в ряде случаев можно ограничиться только внесением минеральных удобрений с обязательным известкованием. Пригодные для биологической рекультивации виды и сорта растений должны характеризоваться рядом морфологических признаков: достаточной зимостойкостью, способностью образовывать прочную дернину на длительное время, быстрым ростом, ежегодным плодоношением, достаточно высокой всхожестью семян, массовостью данного вида в природе. Эффективным способом предупреждения эрозии и для озеленения северных поселков является посадка черенков местных ив. Решающим условием благополучной перезимовки растений, особенно привезенных из других районов, служит образование достаточно мощного снежного покрова. Зимой на рекультивируемых участках следует избегать уплотнения и удаления снежного покрова, а в местах, где снег сдувается ветром,— принимать меры по его накоплению.

ЛИТЕРАТУРА

Алисов Б П , Дроздов О А , Рубинштейн Е С Курс климатологии Ч I, II М Гидрометеоиздат, 1952 488 с

Арктический шельф Евразии в позднечетвертичное время М Наука, 1987 277 с

Арэ Ф Э Тепловой режим мелких озер таежной зоны Восточной Сибири (на примере Центральной Якутии)//Озера криолитозоны Сибири Новосибирск Наука, 1974 С 98—116

Арэ Ф Э Термоабразия морских берегов М Наука, 1980 160 с

Атлас снежно-ледовых ресурсов Мира М Ин-т географии РАН, 1997

Балобаев В Т , Шастkевич Ю Г Расчет конфигурации таликовых зон и стационарного температурного поля горных пород под водоемами произвольной формы//Озера криолитозоны Сибири Новосибирск Наука, 1974 С 116—127

Балобаев В Т , Павлов В А Динамика криолитозоны в связи с изменениями климата и антропогенными воздействиями//Проблемы геокриологии М Наука, 1983 С 184—194

Балобаев В Т , Павлов В А , Перльштейн Г З и др Теплофизические исследования криолитозоны Сибири Новосибирск Наука, 1983 212 с

Балобаев В Т Геотермия мерзлой толщи литосферы севера Азии Новосибирск Наука, 1991 193 с

Баулин В В , Чеховский А Л Мощность мерзлых горных пород Западной Сибири//Тр ПНИИИС Вып 49 М Стройиздат, 1976 С 4—31

Баулин В В , Данилова И С История криогенного развития Земли в кайнозое// Основы геокриологии Ч 3 Региональная и историческая геокриология Мира М Изд-во МГУ, 1998 С 97—121

Булдович С Н , Гарагуля Л С , Типенко Г С, Серегина Н С Математическое моделирование кондуктивно-конвективного теплопереноса в таликах криолитозоны//Вестн Моск ун-та Сер 4 Геология 1991 № 5 С 60—71

Булдович С Н Экспресс-метод оценки и прогнозирования температурного режима многолетнемерзлых пород//Мат-лы Второй конференции геокриологов России Т 2 Динамическая геокриология М Из-во МГУ, 2001 С 61—70

Булдович С Н Закономерности формирования таликов в криолитозонс//Основы геокриологии Ч 4 Динамическая геокриология М Изд-во МГУ, 2001 С 424—470

Величко А А Природный процесс в плейстоцене М Наука, 1973 256 с

Величко А А Структура термических изменений палеоклиматов мезокайнозоя по материалам изучения Восточной Европы//Климаты Земли в геологическом прошлом М Наука, 1987 С 5—43

Величко А А, Нечаев В П Сценарии изменения криолитозоны России при глобальном потеплении климата//Мат-лы Первой конф геокриологов России Кн 2 М Изд-во МГУ, 1996 С 309—318

Величко А А Основные закономерности эволюции ландшафтов и климата в кайнозое//Изменения климата и ландшафтов за последние 65 миллионов лет М ГЕОС 1999 С 234—240

Гаврилова М К Современный климат и вечная мерзлота на континентах Новосибирск Наука, 1981 112 с

Геокриологичекая карта СССР масштаба 1 2 500 000/Под реда Э Д Ершова Картпредприятие, Винница Украина 1997 16 л

Геокриология СССР/Под ред Э Д Ершова М Недра Т I Европейская территория СССР 1988 358 с

Геокриология СССР/Под ред Э Д Ершова М Недра Т II Западная Сибирь 1989 454 с

Геокриология СССР/Под ред Э Д Ершова М Недра Т III Средняя Сибирь 1989 414 с

Геокриология СССР/Под ред Э Д Ершова М Недра Т IV Восточная Сибирь и Дальний Восток 1989 515 с

Геокриология СССР/Под ред Э Д Ершова М Недра Т V Горные страны юга СССР 1989 359 с

Гляциологический словарь/Под ред В М Котлякова Л , 1984 528 с

Горбунов А П Криосфера земной коры горных стран // Вопросы криологии Земли М , 1976 С 38—48

Горбунов А П Криолитозона Центрально-Азиатского региона Якутск, 1986 57 с

Горбунов А П Альпийская криолитозона и геокриологическая поясность// Проблемы геокриологии М Наука, 1988 382 с

Гречищев С Е К основам методики прогноза температурных напряжений и деформаций в мерзлых грунтах М Изд -во ВСЕГИНГЕО, 1970

Гречищев С Е , Чистотинов Л В , Шур Ю П Криогенные физико-геологические процессы и их прогноз М Недра, 1980 384 с

Гречищев С Е , Чистотинов Л В , Шур Ю Л Основы моделирования криогенных физико-географических процессов М Наука, 1984 230 с

Грунтоведение/Под ред Е М Сергеева М , 1983 389 с

Данилов И Д Полярныи литогенез М Недра, 1978 238 с

Данилов И Д Кайнозой арктического побережья Чукотки//Изв АН СССР Сер геол 1980 № 6 С 53—62

Данилов И Д Проблема соотношения оледенении и морских трансгрессий в позднем кайнозое//Водные ресурсы 1982 № 2 С 119—135

Деформации и напряжения в промерзающих и оттаивающих породах/Под ред Э Д Ершова М Изд-во МГУ, 1985 168 с

Достовалов Б Н , Кудрявцев В А Общее мерзлотоведение М Изд-во МГУ, 1967 403 с

Зотиков И А Тепловой режим ледникового покрова Антарктиды Л Гидрометеоиздат, 1977 168 с

Дроздов О Ф и др Климатология Л Гидрометеоиздат, 1989 568 с

Дубиков Г И Парагенез пластовых льдов и мерзлых пород Западной Сибири// Пластовые льды криолитозоны Якутск, 1982 С 24—42

Ершов Э Д , Чеверев В Г Мстодические указания по полевому и лабораторному определению параметров процесса влагопереноса в дисперсных грунтах М Изд-во МГУ, 1974 123 с

Ершов Э Д , Кучуков Э З , Комаров И А Сублимация льда в дисперсных породах М Изд-во МГУ, 1975 224 с

Ершов Э Д , Акимов Ю П , Чеверев В Г , Кучуков Э З Фазовый состав влаги в мерзлых породах М Изд-во МГУ, 1979 188 с

Ершов Э Д Влагоперенос и криогенные текстуры в дисперсных породах М Изд-во МГУ, 1979 213 с

Ершов Э Д Криолитогенез М Недра, 1982 211 с

Ершов Э Д Физико-химия и механика мерзлых грунтов М Изд-во МГУ, 1986 336 с

Ершов Э Д, Данилов И Д, Чеверев В Г Петрография мерзлых пород М Изд-во МГУ, 1987 311 с

Ершов Э Д, Чувилин Е М и др Микростроение мерзлых пород М Изд-во МГУ, 1988 183 с

Ершов Э Д Общая геокриология М Недра, 1990 550 с

Ершов Э Д, Лисицына О М Покровные оледенения и мерзлые породы в истории Земли//Геоэкология 1993 № 4 С 3—26

Ершов Э Д, Максимова Л Н, Медведев А В и др Реакция мерзлоты на глобальные изменения климата//Геоэкология 1994 № 5 С 11—24

Ершов Э Д, Пармузин С Ю, Лисицына О М Проблемы захоронения радиоактивных отходов в криолитозоне//Геоэкология 1995 № 5 С 20—36

Ершов Э Д, Баранова Н А, Булдович С Н и др Геокриологические реконструкции для центра Русской равнины//Мат-лы Первой конф геокриологов России Кн 1 М Изд-во МГУ, 1996 С 34—41

Ершов Э Д, Максимова Л Н, Медведев А В Комплексная методика определения верхних граничных условий для целей геокриологического прогноза (на геологические и исторические отрезки времени)//Мат-ды Первой конф геокриологов России Кн 2 М Изд-во МГУ, 1996 С 292—308

Ершов Э Д, Пармузин С Ю, Лисицына О М Многолетнемерзлые породы как среда захоронения экологически опасных отходов//Геоэкология 1997 № 1 С 23—39

Ершов Э Д, Пармузин С Ю Прогноз развития геокриологических процессов под влиянием глобального потепления климата//Природные опасности М "КРУГ", 2000 С 222—238

Зайцев В Н Яно-Колымский регион//Геокриология СССР Восточная Сибирь и Дальний Восток М Недра, 1989 С 240—280

Зотиков И А Тепловой режим ледниковых покровов Антарктиды Л Гидрометеоиздат, 1977 168 с

Зотиков И А Теплофизика ледниковых покровов Л Гидрометеоиздат, 1990 227 с

Зубаков В А Глобальные климатические события плейстоцена Л Гидрометеоиздат, 1986 288 с

Зубаков В А Глобальные климатические события неогена Л Гидрометеоиздат, 1990 222 с

Инженерная геокриология Справочное пособие/Под ред Э Д Ершова М Недра 1991 438 с

Каплина Т Н История мерзлых толщ Северной Якутии в позднем кайнозое// История развития многолетнемерзлых пород Евразии М Наука, 1981 С 153—181

Каплина Т Н Закономерности развития криолитозоны и позднем кайнозое на аккумулятивных равнинах Северо-Востока Азии Автореф дис д-ра геол -мин наук Якутск 1987 41 с

Климанов В А Особенности изменения климата северной Евразии в позднеледниковье и голоцене// Бюл МОИП Отд Геол Т 69 Вып 1 1994 С 58—63

Козлов А Н, Пустовойт Г П Математическое моделирование динамики мощности многолетнемерзлых пород при наличии фильтрующего горизонта (на примере Бестяхской террасы р Лена)//Вестн Моск ун-та Сер 4 Геология 1992 № 4 С 73—78

Комаров И А Типенко Г С Решение задачи промерзания—оттаивания при наличии изоляции на поверхности//Геокриологические исследования М Изд-во МГУ 1987 С 260—280

Кондратьева К А Северная Земля (к Геокриологической карте СССР масштаба 1 2 500 000)//Мерзлотные исследования Вып XX М Изд-во МГУ, 1982 С 84—96

Кондратьева К А , Пармузин С Ю , Петрожицкий И И Геокриологическое картирование и его роль в изучении Новои Земли для целей захоронения радиоактивных отходов//Геоэкология 1996 № 6 С 83—92

Кудрявцев В А Географические широтная и высотная зональности годовых теплооборотов горных пород//Мерзлотные исследования Вып VI М Изд-во МГУ, 1966 С 9—14

Кузьмин Р О Криолитосфера Марса М Наука, 1983 144 с

Маров М Я Планеты солнечной системы М Наука, 1986 320 с

Мельников В П , Спесивцев В И Инженерно-геологические и геокриологические условия шельфа Баренцева и Карского морей Новосибирск Наука, 1955 198 с

Мерзлые породы Аляски и Канады/Пер с англ М ИЛ , 1958 262 с

Методика комплексной мерзлотно-гидрогеологической и инженерно-геологической съемки масштаба 1 200 000 и 1 500 000 М Изд-во МГУ, 1970 354 с

Методика мерзлотной съемки/Под ред В А Кудрявцева М Изд-во МГУ, 1979 358 с

Методы определения механических свойств мерзлых грунтов Учебное пособие/Под ред Э Д Ершова, Л Т Роман М Изд-во МГУ, 1995 160 с

Мороз Л И Физика планет М Наука, 1967 496 с

Некрасов И А Криолитозона Северо-Востока и Юга Сибири и закономерности ее развития Якутск, 1976 245 с

Общее мерзлотоведение/Под ред В А Кудрявцева М Изд-во МГУ, 1978 464 с

Оледенение Земли Франса-Иосифа М Наука, 1973 352 с

Оледенение Шпицбергена (Свальбарда) М Наука, 1975 275 с

Основы мерзлотного прогноза при инженерно-геологических исследованиях/Под ред В А Кудрявцева М Изд-во МГУ, 1974 432 с

Основы геокриологии/Под ред Э Д Ершова М Изд-во МГУ Ч 1 Физико-химические основы геокриологии 1995 368 с

Основы геокриологии/Под ред Э Д Ершова М Изд-во МГУ Ч 2 Литогенетическая геокриология 1996 399 с

Основы геокриологии/Под ред Э Д Ершова М Изд-во МГУ Ч 3 Региональная и историческая геокриология Мира 1998 576 с

Основы геокриологии/Под ред Э Д Ершова М Изд-во МГУ Ч 4 Динамическая геокриология 2001 688 с

Основы геокриологии/Под ред Э Д Ершова М Изд-во МГУ Ч 5 Инженерная геокриология 1999 518 с

Пармузин С Ю , Гарагуля Л С , Ершов Э Д , Хрусталев Л Н Проблемы геокриологии в связи с глобальными изменениями климата/Геоэкология 1999 № 5 С 455—465

Перльштейн Г З Водно-тепловая мелиорация на Северо-Востоке СССР Новосибирск, 1979 С 67—90

Пластовые льды криолитозоны/Под ред А И Попова Якутск Изд-во ИМ СО АН СССР, 1982 136 с

Применение математических методов и ЭВМ в геологии/Под ред Э Д Ершова М Изд-во МГУ, 1989 136 с

Романовский Н Н Формирование полигонально-жильных структур Новосибирск Наука, 1977 216 с

Романовский Н Н Подземные воды криолитозоны М Изд-во МГУ, 1983 232 с

Романовский Н Н Основы криолитогенеза литосферы М Изд-во МГУ, 1993 335 с

СНиП 2 02 04—88 Основания и фундаменты на вечномерзлых грунтах М ИИТП Госстроя СССР, 1990 56 с

СНиП 11-02—96 Инженерные изыскания для строительства М , 1997 С 44
СП 11-105—97 Инженерно-геологические изыскания для строительства Ч IV Правила производства работ в районах распространения многолетнемерзлых грунтов М 1999 С 54
Суходольский С Е Парагенезис подземных вод и многолетнемерзлых пород М Наука, 1982 150 с
Теплофизические свойства горных пород/Под ред Э Д Ершова М Изд-во МГУ, 1984 204 с
Термоэрозия дисперсных пород/Под ред Э Д Ершова М Изд-во МГУ, 1982 193 с
Томирдиаро С В Лессово-ледовая формация Восточной Сибири в позднем плейстоцене и голоцене М Наука, 1980 184 с
Трофимов В Т , Баду Ю Б , Дубиков Г И Криогенное строение и льдистость многолетнемерзлых пород Западно-Сибирской плиты М Изд-во МГУ, 1980 246 с
Тюрин А И , Романовский Н Н , Полтев Н Ф Мерзлотно-фациальный анализ курумов М Наука, 1982 150 с
Ушаков С А , Ясаманов Н А Дрейф материков и климаты Земли М Мысль, 1984 206 с
Фотиев С М Гидрогеотермические особенности криогенной области СССР М Наука, 1978 236 с
Фролов В Т Циклы и цикличты — атрибуты геологических процессов и формаций//Вестн Моск ун-та Сер 4 Геология, 1998 № 2 С 3—11
Хаин В Е , Ясаманов Н А Парадокс позднепротерозойских оледенений и дрейф материков//Вестн Моск ун-та Сер 4 Геология, 1987 № 1 С 15—25
Хаин В Е Основные проблемы современной геологии (геология на рубеже XXI века) М Наука, 1995 187 с
Хрусталев Л Н Температурный режим вечномерзлых грунтов на застроеннои территории М Наука, 1971 168 с
Чумаков Н М Докембрийские тиллиты и тиллоиды (проблемы докембрийских оледенений)//Тр ГИН Вып 308 М Наука, 1978 202 с
Чумаков Н М Проблемы палеоклимата в исследованиях по эволюции биосферы//Проблемы доантропогенной эволюции биосферы М Наука,1993 С 106—122
Чумаков Н М Климатические колебания и биотические события//Геология и геофизика 1995 Т 36 № 8 С 30—39
Шур Ю Л Верхний горизонт толщи мерзлых пород и термокарст Новосибирск Наука, 1988 212 с
Южная Якутия Мерзлотно-гидрогеологические и инженерно-геологические условия Алданского горно-промышленного района/Под ред В А Кудрявцева М Изд-во МГУ, 1975 443 с
Ясаманов Н А Древние климаты Земли Л Гидрометеоиздат, 1985 296 с
Ясаманов Н А Причины климатических колебаний в фанерозое//Изв АН СССР Сер география №1 С 20—35
Circum-Arctic map of permafrost and ground-ice conditions Scale 1 10 000 000 Pubieshed bu the United States Geological Surveg 1997
Yershov E D Voscow State University General Geocryology Studies in Polar Research Technical Editor Peter J Williams Carleton University, Ottawa Canada Cambridge, University Press, 1998

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

Аблимация 100
Аградация многолетнемерзлых толщ 343, 470
Агрегация грунтовых частиц 126, 177
Аласы 401
Аллювиальные отложения криолитозоны 284
Акустические свойства горных пород 248
Амплитуда колебаний температур
  годовых 44, 52
  многолетних 44

Байджерахи 401
Бассейновые отложения криолитозоны
  асинхронно-эпикриогенные 201
    преобразование осадков в породу 201
  синхронно-эпикриогенные 202
Бугры пучения
  инъекционные 393
  миграционные 392
Булгунняхи 293, 393

Виды районирования 543
Вертикальная климатическая поясность 486
Взаимодействие
  мерзлых пород и радиоактивных отходов 600
  подземных вод и многолетнемерзлых пород 370
Влагообменные свойства дисперсных пород
  влагопроводность 255, 257, 258
  коэффициент влагопроводности 258
  коэффициент диффузии 256
  массоемкость 255
Влагоперенос и льдовыделение в породах
  засоленных 106
  мерзлых 92
  под действием градиента механических напряжений 104
  под действием градиента температуры 94
  под действием градиента электрического поля 105
  под действием осмотических сил 106
  промерзающих 110
  протаивающих 110
Влияние на мерзлые породы
  агробиологического освоения 595
  бурения скважин 594
  геологических факторов на $\xi_{мн}$ 354
  гидрогеологического фактора на $\xi_{мн}$ 355
  граничных условий на $t_{мн}$ и $\xi_{мн}$ 348
  обменных катионов на фазовый состав влаги 226
  растительности (на $\xi_{от}$ и $\xi_{пром}$) 334
  растительного покрова на $t_{ср}$ и ξ 332
  рельефа, экспозиции и крутизны склонов на $t_{ср}$ и ξ 325
  снежного покрова на $t_{ср}$ и ξ 327
  состава и влажности пород на $\xi_{мн}$ 353
  теплооборотов в грунтах на отепляющее влияние снега 328
  торфяного покрова на $t_{ср}$ и ξ 336
Вода
  модель структуры 218
  фазовый состав 222
Водноледниковые (флювиогляциальные) отложения 285
Вторичные растворимые в воде минералы 214

Выбор принципа строительства 607
Выветривание.
биогеохимическое 189
кора выветривания 190, 282
физическое 186
Вязкость мерзлой породы 149, 263

Газогидраты 77, 121, 212
Галактический год 439
Геокриологическая съемка
методические положения 526
определение (цели и задачи) 525
Геокриологическая характеристика
Северной геокриологической зоны 507
Южной геокриологической зоны 507
Геотермический градиент 51
Геотермическая ступень 51
Геофизические методы при геокриологической съемке 538
Гидратация ионов 91
Гидратация и набухание при протаивании 129
Гидрогеокриологическое районирование 373
Гидролакколит 293
Гидроразрыв 116, 173
Глобальная температура поверхности Земли:
4,0—3,5 млрд л н. 434
2,5 млрд л.н 435
1,2 млрд л н. 436
современная 437—439
Гляциопериоды 440
Гляциоэпохи 440
Гляциоэры 440
Градиент температуры 41
Граничные условия I, II и III рода 60

Деградационное и аградационное развитие мерзлых толщ 343
Делли 196, 403
Десерпционные (курумные) образования 283, 380
Деформации:
длительные 152
мгновенные 151
набухания 129, 137
недопущенная температурная 145
осадки 135, 137, 139
пучения 95, 130, 135
разрушения 152
распучивания 133, 136
растяжения—сжатия 144
температурные 140
усадки *130*, *136*, *137*

Деформирование:
вязких тел (закон Ньютона) 149
вязко-пластичных тел (закон Бингама) 149
упругих тел (закон Гука) 148
Диакриогенные породы 270, 277
Диспергация минеральных агрегатов 126, 177
Дифференциальная влагоемкость грунта 88
Диэлектрическая проницаемость 247
Длительное сопротивление сжатию мерзлого грунта 267, 269

Естественное оттаивание 620

Заболачивание в криолитозоне 405
Законы
Ван-Гоффа 122
Гука 148
Пуазейля 93
Фурье 46, 47, 48
Засоленность мерзлых пород 226, 267, 269

Иерархия и периодичность криохронов кайнозоя 472
Инженерно-геологические изыскания в криолитозоне.
для разработки предпроектной документации 634
для составления рабочей документации 637
на стадии проекта 636
Инъекционное льдовыделение 116
Инъекционные бугры пучения 393
Интенсивность сублимации 100
Источники энергии Земли:
внешние 297
внутренние 297

Классификация:
криогенных геологических процессов и явлений 378
типов сезонного промерзания и сезонного оттаивания пород 319
шлировых криогенных текстур 233
Классификационная схема планет Солнечной системы 420
Клатратные соединения 214
Климат континентальный океанический 484
Климатическая секториальность 483
Климатический оптимум голоцена 467
«Ключевые» участки 528, 530
Коагуляция грунтовых толщ 126, 177
Комета Галлея 432

Компрессия мерзлых пород 265
Консолидация мерзлой породы
вторичная (деформация затухающей ползучести) 157
первичная (фильтрационно-миграционная) 156
Континентальные отложения в криолитозоне
асинхронно-эпикриогенные 205
асинхронно-эпикриогенные палеокриоэлювиальные 205
синкриогенные 205
субаквальные 204
субаэральные 204
Космические тела криогенного типа 422
Коэффициент
относительной сжимаемости мерзлой породы 265, 266
Пуассона 262
Криогенная кора выветривания 190, 282
Криогенное выветривание 382
Криогенное диспергирование
обломочных пород 216
песчаных пород 217
Криогенное строение
сезонномерзлого слоя 234, 316
сезоннталого слоя 316
синкриогенных пород 235
эпикриогенных пород 235
Криогенный метаморфизм 371
Криогенные текстуры 158
наложенные 164
теплофизические условия формирования 160
типы (по форме и расположению льда) 164
унаследованные 168
физико-механические условия формирования 161
Криолитозона
субаэральная 510
субгляциальная 521
субмаринная 520
Криопэги 121, 211, 372
Криоэлювий 192
Кристаллизация воды 74
Кристаллогидраты 77, 121
Курумы 409

Лавины 413
Ландшафтное районирование 529
Ландшафтно-ключевой метод исследования 528
Ледники 407
Ледниково-криогенные
периоды 446
эры 446
Ледниковые (гляциальные) отложения 285
Ледяные бугры 293
Лед
в горных породах 219
как строительный материал 588
предел текучести 222
структура 220
текстура 220
теплопроводность 221
удельная теплота плавления 222
Лессовые и лессовидные породы 281
Литогенез 185
Льдистость 140, 242
Льдонакопление 95, 113
Льды
жильные 288
инъекционные 293
миграционные 294
наземные 287
подземные 288
Луна 423

Марс 424, 429
Маршрутные исследования 531
Масштабы геокриологических съемок 532
Математическое моделирование влияния радиоактивных отходов 566
Мелкополигональные формы 389
Месторождения полезных ископаемых в криолитозоне
группа послеседиментационного криогенного преобразования пород 211
группы выветривания 208
группы осадочных месторождении 210
группы переноса и накопления 209
инфильтрационные 209
Методика составления карт
крупномасштабных 545
обзорных масштабов 550
прогнозных и оценочных 549
среднемасштабных 547
Метод гидрооттайки 620
Методы геокриологических исследований 537
Мелиорация грунтов путем
саморегулирующихся охлаждающих установок 617, 618
термосвай 615, 620, 621

Механические свойства мерзлых пород
деформационные 260
прочностные 260, 267
упругие (модуль Юнга) 261
Миграция влаги 63, 86, 90, 92
в «открытой» и «закрытой» системах 95, 114
Миграционный поток влаги (плотность потока) 92, 105, 108
Микростроение мерзлых пород
глинистых 239
суглинистых 241
синкриогенных и эпикриогенных 238
Микроструктура мерзлых пород 237
Микротекстура мерзлых пород 237
Минеральный состав мерзлых пород 214, 225
Многолетнее пучение дисперсных пород 392
Модули
нормальной упругости мерзлой породы 261
общей деформации мерзлой породы 260, 261
Морозное иссушение 99

Надмерзлотные воды 365, 366
Наледи 396
Напряжения
набухания 133
объемно-градиентные 140, 144
пучения 130, 134
распучивания 133
усадки 130
Незамерзшая вода 222—228
Нормативные документы по изысканиям 629
Нулевая завеса 52

Обвальные и осыпные накопления 283
Объемная льдистость эпикриогенных распученных пород 272
Осадочные образования
«криогенный аллювий» 282
«криогенный элювий» 282
«холодные и мерзлотные почвы» 282
Осмос нормальный и обратный 106
Оползни, обвалы, осыпи 413
Органическое вещество в криолитозоне 215
Органо-минеральная часть мерзлых пород 217
Орографические барьеры 485
«Открытая» и «закрытая» системы (см миграцию влаги)
Отложения
«ледового комплекса» или «едомной толщи» 278
морские, лагунные, озерные 285
Оттаивание паром 620, 621

Палеокриоэлювиальные континентальные отложения 205, 275
Пароперенос 93
Первичные минералы и их агрегаты в криолитозоне 214
Перелетки 305
Перлювий 196, 403
Песчаные жилы 389
Пинго (бугры пучения — гидролакколиты) 393
Плавление льда 73
Повторно-жильные льды 385
Подземные воды
надмерзлотного стока 365, 366
подмерзлотного стока 369
сквозных таликов 368
Последний ледниковый максимум 463
Постановка задач промерзания (протаивания) 58, 61, 63
«Поршневый эффект» 113
Потенциальное протаивание или промерзание 305
Потенциалы грунтовой влаги
относительный термодинамический 87
термодинамический 87
Похолодания
галактических ритмов 472
орбитальных ритмов 473
планетарных ритмов 478
Предел длительной прочности 146
Предел текучести 149
Предпостроечное оттаивание мерзлых грунтов 614, 615
Природные ритмы
гигациклы 437
мегациклы 438
Прогноз
геокриологический 638
инженерно-геокриологический 642
техногенный 641
Прогнозная геокриологическая карта России на 2100 г 570
Промерзание—протаивание 51, 110, 118, 125
Промерзание и протаивание циклическое 130
Протаивание медленное 129
Процессы образования органического вещества 120

Псевдоморфозы по ледяным жилам 389

Радиационная поправка 54
Радиационно-тепловой баланс 229
Радиационный баланс подстилающей поверхности 298
Размокаемость 245
Разработка и эксплуатации шахт и тоннелей 593
Расклинивающее давление воды 88
Распространение типов сезонного оттаивания и промерзания пород 522
Распучивание 113, 132
Рациональное использование криолитозоны при строительстве
  аэродромных покрытий 585
  гидротехнических сооружений 579, 586
  дорожном 576
  линий электропередач 584
  магистральных трубопроводов 579, 584
Релаксация 147
Реологическая кривая 149

Связанная вода 78
Северная геокриологическая зона 12, 507
Сегрегационное льдовыделение 95, 115, 158
Седиментогенез в криолитозоне
  выветривание 186
  перенос и накопление осадочного материала 192
Сезонное пучение грунтов 394
Сезоны галактического года 440
Секториальность типов климата 488
Сжимаемость 256
Синкриогенные
  ледяные жилы 290
  породы 270, 275
Синкриогенные отложения, промерзавшие
  по «южному варианту» 276
  по «северному варианту» 276
Слой
  годовых колебаний температуры 45, 53
  сезонного оттаивания 52
  сезонного промерзания 53
Снеговодокаменные сели 414
Снежники 408
Снижение несущей способности основания 573
Солифлюкционные отложения 284
Солифлюкция 410
Соотношение твердой и жидкой фаз воды 218
Способы разработки россыпных месторождений 591
Способы.
  ограничения оттаивания мерзлых грунтов в основании 609
  предварительного оттаивания мерзлых грунтов 614
  предварительного промораживания грунтов основания 609
Способы обеспечения устойчивости сооружений путем
  сохранения мерзлого основания 607
Сублимация льда 97
Суммарная (стабилизированная) осадка уплотнения мерзлых пород 265
Схема Блитта—Сернандера 466

Талики
  внутримерзлотные 358
  гидрогенные 362
  гидрогеогенные 363
  радиационно-тепловые 360
  техногенные 363
Текстура льда 220
Температура
  воздуха среднегодовая 54
  на поверхности покровов 54
  начала кристаллизации воды 79
  поверхности 44
  пород среднегодовая 52
Температурная сдвижка 55
Температурное поле 36, 38
  нестационарное 39
  стационарное 39
Температурное растрескивание 143
Температурные деформации 140
Температурные колебания
  амплитуда колебаний 44
  глубина распространения колебаний 44, 53
  период колебаний 44
Температурный режим 36
Температуропроводность 40, 250
Теории кристаллизации — гомогенная и гетерогенная 76
Тепловое излучение 36
Тепловой поток из недр 351
Тепловые свойства горных пород и их компонент 250
Теплоемкость
  пород 40, 249
  эффективная 249

Теплообороты в породах 49, 302
Теплоперенос (теплопередача) 36
конвективный 36
кондуктивный 38
Теплопоток (величина, плотность) 49
Теплопроводность 38, 249, 251
Теплота фазовых переходов 52, 57, 79
Теплофизические свойства горных пород 249
Термическое расширение—сжатие 245
Термоабразия 404
Термокарст 398
Термохимический метод 622
Термоэрозия 402
Тиксотропные грунты 129
Тиллиты 445
Типы
криогенных текстур в мерзлых рыхлых породах 232
криогенных текстур в мерзлых скальных породах 230
литогенеза (по Н М Страхову) 185
льда-цемента в мерзлых породах 238

Удельная поверхность и поровая структура глин 225
Уплотнение и упрочнение оттаявших грунтов.
механическое, нагрузкой, отжатием, путем вертикального песчаного дренажа 622
химическое, электрохимическое и электроосмотическое 622, 623
Уравнение
водного баланса 301
среднегодовой температуры 302
Усадка
в мерзлой породе 95
в промерзающей породе 126, 130
Условие Стефана 59
Условно статический и условно динамический предел текучести 263

Фазовые переходы 51, 57, 78
Фазовый состав влаги 218
Физические свойства мерзлых пород
влажность 242
льдистость 242
плотность 243
пористость скелета 243
размокаемость 245
размываемость 244
Формирование
криогенных напоров 274
линз инъекционного льда 274
льдогрунта 274
эпигенетических ледяных жил 274
Формулы
Кудрявцева В.А для определения $\xi_{мн}$ и теплооборотов в почве 70, 72
Лейбензона 67
Стефана 65
Фронт
промерзания 52
протаивания 52
Фульвокислоты 120

Хасыреи 401
Химические процессы в мерзлых породах 121
при многократном промерзании 122
при однократном промерзании 120

Широтная климатическая зональность 482

Электрические своиства мерзлых пород 246
Электрооттаивание 621
Элювиальные образования криолитозоны 282
Эпикриогенные
коренные породы 270
ледяные жилы 274
рыхлые породы 271
Этапы геокриологического развития Земли
в голоцене 465
в неогене 452
в плеистоцене 458
Этапы проведения геокриологической съемки 534
Эффект температурного последействия 142

Южная геокриологическая зона 12, 503
Южная граница криолитозоны 13, 501, 503
Юпитер 429

ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ 3

Глава 1. ВВЕДЕНИЕ В ГЕОКРИОЛОГИЮ 6

1.1. Предмет общей геокриологии 6
1.2. Структура, задачи и научные направления геокриологии 14
1.3. История изучения криолитозоны и слагающих ее мерзлых пород 24
1.4. Методологические основы геокриологии 32

Раздел I. ТЕПЛОФИЗИЧЕСКИЕ, ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ И МЕХАНИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В ПРОМЕРЗАЮЩИХ, МЕРЗЛЫХ И ПРОТАИВАЮЩИХ ГОРНЫХ ПОРОДАХ

Глава 2. ТЕПЛОФИЗИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В ПРОМЕРЗАЮЩИХ И ПРОТАИВАЮЩИХ ПОРОДАХ 36

2.1. Теплопередача и температурное поле в горных породах 36
2.2. Промерзание и протаивание горных пород 51
2.3. Постановка задачи о промерзании (протаивании) горных пород 58
2.4. Методы решения задач и приближенные формулы расчета глубин промерзания (протаивания) пород 65

Глава 3. ВЛАГОПЕРЕНОС И ЛЬДОВЫДЕЛЕНИЕ В ДИСПЕРСНЫХ ГОРНЫХ ПОРОДАХ 73

3.1. Замерзание воды и таяние льда в горных породах 73
3.2. Фазовые переходы связанной воды в лед в горных породах 78
3.3. Природа и механизм миграции влаги в дисперсных породах 86
3.4. Влагоперенос и льдовыделение в мерзлых породах 92
3.5. Влагоперенос и льдовыделение в промерзающих и протаивающих породах 110

ГЛАВА 4. ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ И МЕХАНИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В ПРОМЕРЗАЮЩИХ И ПРОТАИВАЮЩИХ ГОРНЫХ ПОРОДАХ 118

4 1 Химические реакции и процессы в промерзающих и протаивающих породах 118
4 2 Физико-химические и механические процессы в промерзающих и протаивающих породах 125
4 3 Физико-механические процессы в мерзлых породах, вызванные изменением температуры 140
4 4 Физико-механические процессы в мерзлых породах, вызванные действием внешней нагрузки 145

Глава 5. СТРУКТУРО- И ТЕКСТУРООБРАЗОВАНИЕ В ПРОМЕРЗАЮЩИХ И ПРОТАИВАЮЩИХ ПОРОДАХ 158

5 1 Теплофизические и физико-механические условия формирования криотекстур 158
5 2 Особенности образования основных типов криогенных текстур 164
5 3 Структурообразование в промерзающих и протаивающих породах 174
5 4 Структурные связи и типы контактов в мерзлых породах 181

Раздел II. СОСТАВ, КРИОГЕННОЕ СТРОЕНИЕ И СВОЙСТВА МЕРЗЛЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Глава 6. ОСАДОЧНОЕ ПОРОДООБРАЗОВАНИЕ В КРИОЛИТОЗОНЕ (КРИОЛИТОГЕНЕЗ) 185

6 1 Седиментогенез в криолитозоне 186
6 2 Преобразование рыхлых отложений криолитозоны в породу 200
6 3 Формирование полезных ископаемых на различных стадиях криолитогенеза 208

Глава 7. СОСТАВ И СТРОЕНИЕ МЕРЗЛЫХ ПОРОД 213

7 1 Особенности органо-минерального и химического состава мерзлых пород 213
7 2 Незамерзшая вода и лед в горных породах 218
7 3 Криогенные текстуры в мерзлых породах 228
7 4 Микростроение мерзлых пород 237

Глава 8 СВОЙСТВА МЕРЗЛЫХ ПОРОД 242

8 1 Физические свойства мерзлых пород 242
8 2 Теплофизические свойства горных пород 249
8 3 Влагообменные свойства дисперсных пород 255
8 4 Механические свойства мерзлых пород 260

ГЛАВА 9 ХАРАКТЕРИСТИКА ОСНОВНЫХ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ МЕРЗЛЫХ ПОРОД 270

9 1 Характеристика криогенных типов толщ горных пород 270
9 2 Состав и криогенное строение основных геолого-генетических типов осадочных пород в криолитозоне 281
9 3 Природные льды как мономинеральные горные породы 286

Раздел III. ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ТОЛЩ МЕРЗЛЫХ ГОРНЫХ ПОРОД И ГЛУБИН СЕЗОННОГО ПРОМЕРЗАНИЯ И ПРОТАИВАНИЯ

Глава 10. ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ И КЛИМАТИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ТОЛЩ МЕРЗЛЫХ ПОРОД 296

10.1. Энергетический баланс Земли 296

10.2. Термодинамические условия сезонного и многолетнего промерзания пород 301

10.3. Мерзлые породы как результат зональности тепло- и массообменных процессов на земной поверхности и в атмосфере 305

Глава 11. СЕЗОННОЕ ПРОМЕРЗАНИЕ И СЕЗОННОЕ ПРОТАИВАНИЕ ГОРНЫХ ПОРОД 311

11.1. Формирование глубин сезонного промерзания и сезонного протаивания пород 311

11.2 Типы сезонного промерзания и сезонного протаивания горных пород 318

11.3. Влияние ландшафтно-климатических факторов на температурный режим и глубины сезонного промерзания и сезонного протаивания пород 325

Глава 12. ФОРМИРОВАНИЕ МОЩНОСТИ И ТЕМПЕРАТУРНОГО РЕЖИМА МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ГОРНЫХ ПОРОД 343

12.1. Современные представления о формировании и развитии многолетнемерзлых толщ горных пород 343

12.2. Влияние граничных условий на формирование мощности и температурного режима толщ мерзлых пород 348

12.3. Зависимость мощности и температурного режима многолетнемерзлых пород от геологических факторов и процессов 353

Глава 13. ТАЛИКИ И ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ КРИОЛИТОЗОНЫ 358

13.1. Природа формирования и типы таликов в криолитозоне 358

13.2. Подземные воды криолитозоны 364

13.3. Взаимодействие подземных вод и мерзлых пород и типы криогидрогеологических структур 370

Глава 14. КРИОГЕННЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ И ЯВЛЕНИЯ 376

14.1. Классификация процессов и явлений 376

14.2. Криогенное выветривание 382

14.3 Морозобойное растрескивание и полигонально-жильные образования 384

14.4. Морозное пучение дисперсных пород 390

14.5. Наледи 396

14.6. Термокарст 398

14.7. Процессы и явления, связанные с деятельностью воды, ледников и других геологических агентов 402
14.8. Склоновые процессы и явления 408

Раздел IV. ИСТОРИЯ КРИОГЕННОГО РАЗВИТИЯ ЗЕМЛИ И ДРУГИХ ПЛАНЕТ СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЫ

Глава 15. ИСТОРИЯ ТЕРМИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ПЛАНЕТ СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЫ 415

15.1. Криогенез планет, их спутников и других космических тел 415
15.2. Особенности существования и развития мерзлых пород на планетах Солнечной системы 423

Глава 16. ИСТОРИЯ КРИОГЕННОГО РАЗВИТИЯ ЗЕМЛИ В ДОКАЙНОЗОЕ 432

16.1. История термического развития Земли 433
16.2. Причины становления ледниково-криогенных периодов в истории Земли 437
16.3. Распространение ледниковых покровов и мерзлых пород в ледниково-криогенные периоды Земли 445

Глава 17. ИСТОРИЯ КРИОГЕННОГО РАЗВИТИЯ ЗЕМЛИ В ПОЗДНЕМ КАЙНОЗОЕ . 452

17.1. История криогенного развитие Земли в неогене 452
17.2. История криогенного развития Земли в плейстоцене 458
17.3. История криогенного развития Земли в голоцене 465
17.4. Цикличность криогенного развития Земли в позднем кайнозое ... 471

Раздел V. ОСОБЕННОСТИ КРИОЛИТОЗОНЫ ЗЕМЛИ НА СОВРЕМЕННОМ ЭТАПЕ ЕЕ РАЗВИТИЯ

Глава 18. ОСОБЕННОСТИ ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ НА СОВРЕМЕННОМ ЭТАПЕ РАЗВИТИЯ ЗЕМЛИ 482

18.1. Континентальные и региональные факторы формирования криолитозоны Земли 482
18.2. Современное распространение криолитозоны на земном шаре 489
18.3. Распространение и среднегодовые температуры сезонно- и многолетнемерзлых пород на территории России 499
18.4. Строение и мощность криолитозоны на территории России 509
18.5. Распространение типов сезонного оттаивания и сезонного промерзания пород 522

Глава 19. ПРИНЦИПЫ И МЕТОДЫ РЕГИОНАЛЬНЫХ ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ 525

19.1 Геокриологическая съемка — основа регионального изучения сезонной и многолетней криолитозоны 525
19.2. Производство и методы геокриологической съемки 533

19.3. Классификации и районирование при геокриологической съемке 540
19.4. Методические основы составления геокриологических карт..... 544
19.5. Геокриологическая карта СССР масштаба 1:2 500 000..... 551

Раздел VI. ОСНОВЫ РАЦИОНАЛЬНОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ СЕЗОННО- И МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД ПРИ ОСВОЕНИИ КРИОЛИТОЗОНЫ

Глава 20. ВЛИЯНИЕ РАЗЛИЧНЫХ ВИДОВ ОСВОЕНИЯ ТЕРРИТОРИИ НА МЕРЗЛЫЕ ПОРОДЫ И ПРИРОДНУЮ ОБСТАНОВКУ КРИОЛИТОЗОНЫ 556

20.1. Общие положения по рациональному использованию мерзлых пород при освоении криолитозоны 556
20.2. Проблемы освоения криолитозоны в связи с возможным глобальным потеплением климата..... 564
20.3. Региональные преобразования природной среды при освоении крупных территорий криолитозоны 573
20.4. Рациональное использование криолитозоны при различных видах строительства..... 576
20.5. Рациональное использование криолитозоны для целей горнодобывающей промышленности и подземного строительства..... 589
20.6. Агробиологические виды освоения криолитозоны 595
20.7. Проблемы подземной изоляции радиоактивных отходов в толщах многолетнемерзлых пород..... 598

Глава 21. ОБЕСПЕЧЕНИЕ УСТОЙЧИВОСТИ ИНЖЕНЕРНЫХ СООРУЖЕНИЙ В КРИОЛИТОЗОНЕ. 605

21.1. Принципы использования многолетнемерзлых грунтов в качестве оснований инженерных сооружений..... 605
21.2. Методы мелиорации мерзлых пород как оснований сооружений. 616
21.3. Принципы расчета оснований и выбор конструкций фундаментов, сооружаемых на мерзлых грунтах 624
21.4. Нормативные документы по инженерно-геологическим изысканиям, проектированию и строительству инженерных сооружений в криолитозоне..... 629

Глава 22. ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОБЕСПЕЧЕНИЕ ПРОЕКТИРОВАНИЯ, СТРОИТЕЛЬСТВА И ЭКСПЛУАТАЦИИ ИНЖЕНЕРНЫХ СООРУЖЕНИЙ В КРИОЛИТОЗОНЕ 632

22.1. Инженерно-геологические изыскания в криолитозоне..... 632
22.2. Методы прогноза геокриологических условий при освоении криолитозоны 638
22.3. Основы инженерно-геокриологического мониторинга..... 646
22.4. Принципы и приемы управления мерзлотным процессом..... 650

22.5. Основы рационального использования и охраны геологической среды с целью создания благоприятных экологических условий в криолитозоне 657

Литература 662

Предметный указатель 668

CONTENTS

PREFACE 3

Chapter 1.INTRODUCTION IN GEOCRYOLOGY 6

1.1. Subject of general geology 6
1.2. Structure, problems and scientific themes of geocryology 14
1.3. History of study of cryolithozone and the frozen ground composing this zone 24
1.4. Methodological basis of geocryology 32

Section I. THERMAL-PHYSICAL, PHYSICO-CHEMICAL AND MECHANICAL PROCESSES IN FREEZING, FROZEN AND THAWING GROUND

Chapter 2.THERMAL-PHYSICAL PROCESSES IN FREEZING AND THAWING GROUND 36

2.1. Heat transfer and temperature field in ground 36
2.2. Freezing and thawing of ground 51
2.3 Ground freezing (thawing) problem definition 58
2.4. Methods for solving problems and approximate formulae for the calculation of ground freezing (thawing) depth 65

Chapter 3.WATER TRANSFER AND ICE-SEGREGATION IN SOILS 73

3.1. Water freezing and ice thawing in ground 73
3.2. Phase transfer of bound water in ice in ground 78
3.3. Nature and mechanism of water migration in soils 86
3.4. Water transfer and ice-segregation in frozen ground 92
3.5. Water transfer and ice-segregation in freezing and thawing ground 110

Chapter 4.PHYSICO-CHEMICAL AND MECHANICAL PROCESSES IN FREEZING AND THAWING GROUND 118

4.1. Chemical reactions and processes in freezing and thawing soils 118

4.2. Physico-chemical and mechanical processes in freezing and thawing soils 125
4.3. Physical-mechanical processes in frozen soils caused by changes in temperature 140
4.4. Physical-mechanical processes in frozen soils caused by an external load 145

Chapter 5. FORMATION OF TEXTURE AND STRUCTURE IN FREEZING AND THAWING SOILS 158

5.1. Thermal-physical and physical- mechanical conditions of cryostructure development 158
5.2. Peculiarities of formation of basic cryogenic structure basic types 164
5.3. Formation of structure in freezing and thawing soils 174
5.4. Structural bonds and types of contact in frozen soils 181

Section II. COMPOSITION, CRYOGENIC STRUCTURE AND PROPERTIES OF FROZEN GROUND

Chapter 6. FORMATION OF SEDIMENTARY MATERIALS IN CRYOLITHOZONE (CRYOLITHOGENESIS) 185

6.1. Sedimentogenesis in cryolithozone 186
6.2. Transformation of loose deposits of cryolithozone into rock 200
6.3. Formation of mineral resources at different stages of cryolithogenesis. 208

Chapter 7. COMPOSITION AND STRUCTURE OF FROZEN GROUND 213

7.1. Characteristics of organic-mineral and chemical composition of frozen ground 213
7.2. Unfrozen water and ice in ground 218
7.3. Chyogenic structure in frozen ground 228
7.4. Microstructure of frozen soils 237

Chapter 8. PROPERTIES OF FROZEN GROUND. 242

8.1. Physical properties of frozen ground 242
8.2. Thermal-physical properties of frozen ground 249
8.3. Moisture exchange properties of soils 255
8.4. Mechanical properties of frozen ground 260

Chapter 9. CHARACTERISTICS OF THE BASIC GENETIC TYPES OF FROZEN GROUND 270

9.1. Characteristics of cryogenic types of frozen strata 270
9.2. Composition and cryogenic structure of the principal geologic-genetic types of sedimentary deposits in cryolithozone 281
9.3. Natural ice as a monomineral ground 286

Section III. REGULATORIES OF THE FORMATION OF THE FROZEN STRATA AND THE DEPTH OF SEASONAL FREEZING AND THAWING

Chapter 10. THERMODYNAMIC AND CLIMATIC CONDITIONS FOR FORMATION OF THE FROZEN STRATA ... 296

10.1. Energy balance of the Earth ... 296

10.2. Thermodynamic conditions for development of seasonal and perennial freezing of ground ... 301

10.3. Frozen ground as a result of zonality of heat- and mass-exchange processes on the Earth's surface and in the atmosphere ... 305

Chapter 11. SEASONAL FREEZING AND SEASONAL THAWING OF SOILS 311

11.1 Formation of the depth of seasonal freezing and seasonal thawing of soils ... 311

11.2. Types of seasonal freezing and seasonal thawing of soils ... 318

11.3. The influence of landscape-climatic factors on the temperature regime and depth of seasonal freezing and seasonal thawing of soils ... 325

Chapter 12. DEVELOPMENT OF THE THICKNESS AND TEMPERATURE REGIME OF PERMAFROST 343

12.1. Present-day knowledge of the development of permafrost ... 343

12.2. The effect of boundary conditions on the permafrost thickness and temperature regime ... 348

12.3. Dependence of the permafrost thickness and temperature regime on geological factors and processes ... 353

Chapter 13. TALIKS AND GROUNDWATER IN CRYOLITHOZONE . 358

13.1. The types and formation of taliks in cryolithozone ... 358

13.2. Groundwater of cryolithozone ... 364

13.3. Interaction of groundwater and permafrost and types of cryohydrogeological structures ... 370

Chapter 14. CRYOGENIC GEOLOGICAL PROCESSES AND PHENOMENA 376

14.1. Classification of processes and phenomena ... 376

14.2. Cryogenic weathering ... 382

14.3. Frost cracking and polygonal-wedge phenomena ... 384

14.4. Frost heaving of soils ... 390

14.5. Icings ... 396

14.6. Thermokarst ... 398

14.7. Processes and phenomena associated with the activity of water, glaciers and other geological agents ... 402

14.8. Slope processes and phenomena ... 408

Section IV. HYSTORY OF THE CRYOGENIC DEVELOPMENT OF THE EARTH AND OTHER PLANETS OF THE SOLAR SYSTEM

Chapter 15. HYSTORY OF THE THERMAL DEVELOPMENT OF THE SOLAR SYSTEM PLANETS . 415

15.1. Cryogenesis of planets, satellites and other cosmic bodies 415

15.2. Characteristics of the development of permafrost on the planets of Solar System 423

Chapter 16. HISTORY OF THE CRYOGENIC DEVELOPMENT OF THE EARTH DURING PRE-CENOZOIC 432

16.1. The history of thermal development of the Earth 433

16.2. Reasons for the development of glacial-cryogenic periods in the history of the Earth 437

16.3. Distribution of ice sheets and permafrost in the glacial-cryogenic periods of the Earth 445

Chapter 17. HISTORY OF THE CRYOGENIC DEVELOPMENT OF THE EARTH DURING LATE CENOZOIC 452

17.1. History of the cryogenic development of the Earth during Neogene ... 452

17.2. History of the cryogenic development of the Earth during Pleistocene 458

17.3. History of the cryogenic development of the Earth during Holocene .. 465

17.4. The periodicity of the cryogenic development of the Earth during Late Cenozoic 471

Section V. FEATURES OF PRESENT-DAY CRYOLITHOZONE OF THE EARTH

Chapter 18. FEATURES OF PRESENT-DAY GEOCRYOLOGICAL CONDITIONS OF THE EARTH . . . 482

18.1. The continental and regional factors of the formation of the Earth's cryolithozone 482

18.2. Present-day distribution of cryolithozone on the Earth 489

18.3. Distribution and mean annual temperature of seasonally and perennially frozen ground in Russia 499

18.4. Structure and thickness of cryolithozone in Russia 509

18.5. Distribution of the types of seasonal ground thawing and freezing 522

Chapter 19. PRINCIPALS AND METHODS FOR REGIONAL GEOCRYOLOGICAL INVESTIGATIONS 525

19.1. Geocryological survey as the basis for regional investigation of the permafrost and seasonal frost area 525

19.2. The methods and carrying-out of geocryological survey 533

19.3. Classification and regionalization in the course of geocryological survey 540

19.4. Methodological basis of geocryological maps 544

19.5. The geocryological map of USSR on a scale of 1:2 500 000 551

Section VI. BASIS OF RATIONAL USE OF SEASONALLY FROZEN GROUND AND PERMAFROST IN THE COURSE OF ECONOMIC DEVELOPMENT OF CRYOLITHOZONE

Chapter 20. THE EFFECT OF DIFFERENT TYPES OF DEVELOPMENT ON THE NATURAL GEOCRYOLOGICAL ENVIRONMENT 556

20.1. The basic principles of rational use of permafrost in the course of the economic development of cryolithozone 556
20.2. The problems of the economic development of cryolithozone in the connection with possible global climate warming 564
20 3. Regional environmental change in the course of development of extensive areas within cryolithozone 573
20.4. Rational use of cryolithozone in the course of various kinds of construction 576
20.5. Rational use of cryolithozone for the mining industry and underground engineering 589
20.6. Agrobiological kinds of the economic development of cryolithozone. 595
20.7. The problems of underground isolation of radioactive waste in permafrost 598

Chapter 21. ENSURING THE STABILITY OF ENGUNEERING STRUCTURES IN CRYOLITHOZONE.. . 605

21.1. Principals of use of permafrost as the bases and foundations of engineering structures 605
21.2 Methods of amelioration of frozen ground for foundations 616
21.3. Principals of foundation design and selection of type of foundation for construction on permafrost 624
21.4. Normative documents for engineering design and construction in cryolithozone 629

Chapter 22. ENGINEERING GEOLOGICAL SUPPORT OF DESIGN, CONSTRUCTION AND OPERATION OF STRUCTURES IN CRYOLITHOZONE 632

22.1. Engineering-geological survey in cryolithozone 632
22.2. Methods of forecast of geocryological conditions in the course of development 638
22.3 The basis of engineering-geological monitoring 646
22.4. Principles and methods of the control of cryogenic process 650
22.5. The basis of the rational use and protection of the geological environment for development of favourable conditions in cryolithozone. . 657

REFERENCES . 662

INDEX 668

Учебное издание

Ершов Эдуард Дмитриевич

ОБЩАЯ ГЕОКРИОЛОГИЯ

Зав. редакцией
Г.С.Савельева

Редактор
Г.С.Савельева

Художественный редактор
Ю.М.Добрянская

Технический редактор
З.С.Кондрашова

Корректор
А.В.Яковлев

Компьютерная верстка
И.Д.Труфанов

Подписано в печать 2 07 2002 г
Формат 60×90/16 Бумага офс № 1 Офсетная печать
Усл печ л 43,0 Уч изд л 42,05 Тираж 2000 экз
Заказ № 458 Изд № 7249

Издательство Московского университета
103009, Москва, ул Б Никитская, д 5/7

Тел 229-50-91, факс 203-66-71
939-33-23 (отдел реализации)
E-mail kd_mgu@df ru

В Издательстве МГУ
работает служба "Книга—Почтои"
Тел 229-75-41

Типография ордена "Знак Почета" изд-ва МГУ
119899 Москва, Воробьевы горы

Отпечатано с готового оригинал-макета в ООО
Типография ИПО профсоюзов Профиздат»
109044 Москва Крутицкий вал 18