

Э.Д.ЕРШОВ

ОБЩАЯ ГЕОКРИОЛОГИЯ

*Допущено Государственным комитетом СССР
по народному образованию в качестве учебника
для студентов вузов, обучающихся по специальности
«Гидрогеология и инженерная геология»*



МОСКВА "НЕДРА" 1990

ББК 26.3
Е 80
УДК 551.345

Рецензенты: кафедра инженерной геологии МГРИ,
д-р геол.-минер. наук *Б. А. Савельев*

Ершов Э. Д.

Е 80 Общая геокриология: Учеб. для вузов. — М.: Недра,
1990. — 559 с.: ил.

ISBN 5-247-01060-4

Даны теоретические положения науки о мерзлых горных породах и мерзлотно-геологических процессах. Освещены закономерности формирования и развития толщ мерзлых горных пород и сезонного промерзания — протаивания. Показаны особенности состава, строения и свойств мерзлых пород и условия их образования. Рассмотрены принципы и методы геокриологических исследований и классификация многолетнемерзлых пород. Приведены основы инженерно-геологического обеспечения проектирования, строительства и эксплуатации инженерных сооружений в криолитозоне.

Для студентов вузов, обучающихся по специальности «Гидрогеология и инженерная геология».

Е $\frac{1804080000-194}{043(01)-90}$ 117—90

ББК 26.3

ISBN 5-247-01060-4

© Э. Д. Ершов, 1990

Геокриология (мерзловедение) — 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), составляют мерзлую зону литосферы и характеризуются отрицательной температурой (до -15°C) и содержанием в них ледяных включений или кристаллов льда.

Как и всякая другая отрасль знаний, геокриология возникла из потребностей практики, а ее становление отразило процесс хозяйственного освоения огромных территорий, занятых вечной мерзлотой. В связи с этим достаточно лишь указать, что площадь распространения многолетнемерзлых толщ горных пород в настоящее время составляет 25 % всей суши земного шара и около 50 % площади СССР.

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 отношении. Так, еще В. И. Вернадский считал, что именно пределы охлаждения глубже земной поверхности являются той проблемой, с которой связано решение задач, имеющих большое научное и прикладное значение.

Объектом исследования геокриологии являются мерзлые горные породы, включая подземные скопления льда и снега. Областью существования и развития мерзлых пород, согласно разработкам А. Б. Добровольского, В. И. Вернадского и П. И. Колоскова, является криосфера, представляющая собой такую 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, характеризующимися строго определенными, только им присущими законами возникновения (генезиса), существования, развития 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. должны характеризоваться развитием на них мерзлых горных пород. Другими словами, в перспективе

речь может идти о перерастании геокриологии в планетарную, или космическую, криологию.

До настоящего времени было создано несколько обобщающих работ по основам геокриологии. В 1940 г. выходит написанная М. И. Сумгиным, С. П. Качуриным, Н. И. Толстихиным и В. Ф. Тумелем книга «Общее мерзлотоведение». В 1959 г. Институтом мерзлотоведения был издан крупный фундаментальный труд «Основы геокриологии». В 1967 г. выходит первое, в 1978 г. второе издание учебника «Общее мерзлотоведение», а в 1981 г. — «Мерзлотоведение (Краткий курс)», подготовленные под редакцией В. А. Кудрявцева. В 1974 г. под редакцией П. И. Мельникова и Н. И. Толстихина вышла также книга «Общее мерзлотоведение». Все эти работы сыграли большую роль в становлении теоретических основ мерзлотоведения (геокриологии), но уже давно стали библиографической редкостью, а многие их разделы требуют существенного дополнения в связи со значительными успехами в последнее время в разработке как теоретических, так и прикладных (инженерных) основ геокриологии.

Настоящий учебник написан с учетом последних достижений науки и практики и в концентрированном виде излагает основы динамической, литогенетической, региональной, исторической и инженерной геокриологии. Он предназначен для изучения и преподавания геокриологии в университетах (по специальности «Инженерная геология и гидрогеология»), в геологоразведочных, горных, нефтегазовых, строительных и транспортных вузах. Наряду с этим он будет несомненно полезен для широкого круга геологов научно-исследовательских и производственных организаций, а также инженерно-технических работников проектно-изыскательских, строительных и горных предприятий, занимающихся вопросами исследования и хозяйственного освоения области вечной мерзлоты.

В ходе подготовки рукописи учебника принимали участие сотрудники кафедры геокриологии геологического факультета МГУ. Отдельные главы и параграфы написаны совместно с: В. Е. Афанасенко (гл. 13), Л. С. Гарагулей (введение, § 5; гл. 16, § 1—3; гл. 19, § 2), И. Д. Даниловым (гл. 9), К. А. Кондратьевой (гл. 14, § 3; гл. 15, § 1, 2, гл. 16, § 1 и 4), С. Ю. Пармузиным (гл. 17—19). В написании отдельных параграфов принимали участие: Е. Н. Дунаева (гл. 15, § 3), В. Е. Романовский (гл. 1, § 4 и 5; гл. 10, § 1), С. Ф. Хруцкий (гл. 10, § 3; гл. 12, § 3), Е. М. Чувилин (гл. 8, § 4; гл. 9, § 3).

Техническая подготовка рукописи к изданию осуществлялась Е. М. Чувилиным. В оформлении работы принимали участие Т. Н. Косаткова, Л. А. Никуличева, О. Н. Патрик.

Всем этим товарищам, а также К. А. Кондратьевой, просмотревшей рукопись в окончательном варианте, автор приносит свою глубокую благодарность.

§ 1. Геокриология как раздел планетарной криологии

Геокриология является частью более общей науки — криологии планет. Действительно, мерзлые горные породы как естественно-исторические геологические образования не являются чем-то исключительным, присущим только Земле. Они широко развиты в пределах других планет Солнечной системы — Марса и Плутона, а также на спутниках Юпитера, Сатурна, Урана, Нептуна и Плутона. Все это становится понятным и очевидным, если учесть, что космическое пространство Вселенной, температура которого близка к абсолютному нулю, является «царством холода». Размещающиеся в этом пространстве планеты и их спутники, астеронды и другие твердые тела должны, естественно, находиться в термодинамическом равновесии с окружающей космической средой. Следовательно, температура, по крайней мере, поверхностных толщ горных пород у преобладающего большинства удаленных от Солнца планет должна быть ниже 0°C . В зависимости от температуры, конкретно сформировавшейся на каждой планете, всегда найдется такое химическое соединение (вещество), которое, являясь преобладающим в атмосфере планеты, будет способно при данной температуре одновременно существовать в трех состояниях: твердом, жидком и газообразном. Твердая фаза этого вещества (лед) на планете может образовывать либо отдельные крупные «ледяные» скопления и мономинеральные горные породы, либо входить в виде специфической минеральной компоненты в состав мерзлых горных пород. По-видимому, твердые космические тела Вселенной в своем преобладающем большинстве должны являться криогенными (табл. 1), т. е. характеризоваться развитием и существованием мерзлых горных пород.

На Земле широко распространенным и химически активным веществом, проникающим в другие соединения, минералы и горные породы и способным находиться одновременно в трех фазах, изменяя свое агрегатное состояние в результате фазовых переходов, является H_2O . Процессы энерго- и массообмена, определяющие фазовые переходы «вода — лед», «лед — пар» и «вода — пар», составляют при этом физическую сущность криогенного процесса водного типа. В условиях других планет и космических тел, по И. Я. Баранову, материальной основой криогенных явлений, помимо воды, могут являться: углекислота, метан, аммиак, водород и др. Так, например, сопоставление спектров планет-гигантов показывает, что по мере перехода от спектра Юпитера к спектру Нептуна линии аммиака постепенно

Предполагаемые примеры космических тел криогенного типа

Сообщество	Планеты и другие твердые космические тела	Разновидности льдов (установленные или предполагаемые)
Полностью криогенное	Кольца Сатурна Кольца Урана Миранда, Ариэль, Умбриэль, Титания, Оберон (спутники Урана) Плутон и его спутник Харон Тритон (спутник Нептуна) Фобос и Деймос (спутники Марса) * Амальтея, Метида, Адрастея, Теба (спутники Юпитера) **	H ₂ O (I, аморфный?) Видоизмененный CH ₄ H ₂ O (I) CH ₄ CH ₄ ; H ₂ O? — —
Непрерывно-поверхностно-криогенное	Ио (спутник Юпитера) Европа (спутник Юпитера) Ганимед (спутник Юпитера) Каллисто (спутник Юпитера) Мимас, Тефия, Дион, Гиперион, Япет (спутники Сатурна) Марс Титан (спутник Сатурна) Энцелад (спутник Сатурна)	SO ₂ H ₂ O (I) H ₂ O (I, II, V, VI, VII, аморфный в полярных шапках?) H ₂ O (I, II, V, VI, VII) H ₂ O (I) H ₂ O; CO ₂ H ₂ O (I, II, V, VI, VII); клатратные гидраты? H ₂ O (I, прежде аморфный?): клатратные гидраты (?); гидраты NH ₃ (?)
Неполно-криогенное и глубинно-криогенное	В момент нахождения в перигелии к этим криогенным сообществам можно условно относить периодически устойчивые разновидности комет, астероиды (с сильно вытянутой эллиптической орбитой) и метеороиды (близко проходящие около Солнца)	H ₂ O в ядрах комет
Прерывно-поверхностно-криогенное	Земля Луна *	H ₂ O

* Морозные коренные породы и реголит.

** Морозные породы.

Условия развития и размещения планет криогенного типа

По характеру теплового и водного баланса			По криогенной устойчивости и наличию сезонного промерзания (оттаивания) пород	
Сообщество	Класс	Группа	Разновидность	
$q = 0, Q \rightarrow 0$ Полностью криогенное	Симметричный  $\tau_{вр} \approx \tau_{обр}$	Каждый класс планет подразделяется на атмосферную и безатмосферную группы с учетом особенностей водного, углекислотного и других типов баланса	Каждая группа планет подразделяется на криогенно-устойчивую (при круговой орбите движения около источника тепла) и криогенно-неустойчивую (при сильно вытянутой эллиптической орбите) разновидности	Сезонное промерзание (протаивание) и нагревание (охлаждение) пород отсутствует или слабо выражено
$q > 0, Q \rightarrow 0$ Непрерывно-поверхностно-криогенное	Симметричный  $\tau_{вр} \approx \tau_{обр}$			Каждая группа планет подразделяется на криогенные разновидности с наличием (при величине угла между осью вращения планеты и плоскостью ее орбиты $\alpha \neq 90^\circ$) и отсутствием сезонного промерзания (протаивания) или: охлаждения (нагревания) (при $\alpha = 90^\circ$)
$q = 0, Q > 0$ Неполно-криогенное	Асимметричный  $\tau_{вр} = \tau_{обр}$			
	Симметричный  $\tau_{вр} > \tau_{обр}$			
$q = 0, Q \gg 0$ Глубинно-криогенное	Асимметричный  $\tau_{вр} = \tau_{обр}$			
	Симметричный  $\tau_{вр} \approx \tau_{обр}$			
$q > 0, Q > 0$ Прерывно-поверхностно-криогенное	Асимметричный  $\tau_{вр} = \tau_{обр}$			
	Симметричный  $\tau_{вр} > \tau_{обр}$			
$q > 0, Q \gg 0$ Некриогенное	Симметричный  $\tau_{вр} > \tau_{обр}$			

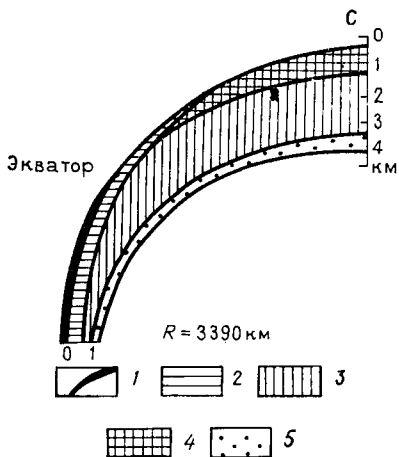


Рис. 1. Схематический разрез (северный полюс — экватор) криолитосферы Марса по меридиану (по Р. О. Кузьмину):

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

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. Действительно, если в криолитосфере Земли преобладает лед H_2O , в криолитосфере Марса — лед H_2O и лед CO_2 , то в направлении наиболее удаленных планет юпитерианской группы должен проследиваться переход к формированию льда из углекислоты и аммиака с водой, а затем и из метана. Следовательно, в пределах Солнечной системы, по-видимому, можно различать планеты и их спутники с развитием криогенного процесса водного (Земля), углекислотно-водного (Марс), водно-метанового (Тритон — спутник Нептуна), метанового (Плутов) и других типов (табл. 1). Например известно, что оба



Рис. 2. Плоская, лишенная кратеров, слоистая местность на Марсе:

а — овальное «слоистое» плато размером 40×20 км; б — переслаивающиеся гляциообразования (мощность отдельных слоев от 50 до 100 м)

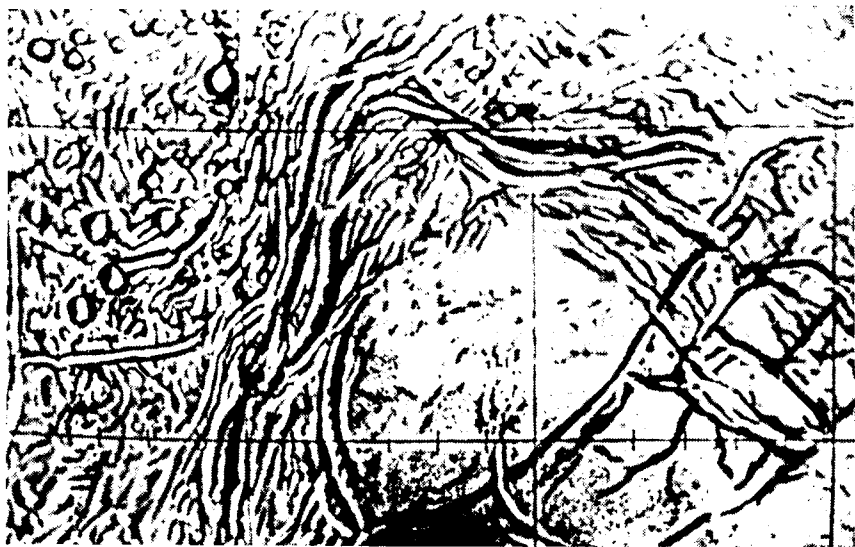


Рис. 3. Поверхность Энцелада (по изображениям, полученным с аппаратов «Вояджер»-1 и 2). Масштаб 1 : 5 000 000

марсианских полюса покрыты мощными ледяными «шапками». Так, северная полярная шапка состоит из льда H_2O и содержит большое количество пыли. Верхний слой южной полярной шапки состоит главным образом из льда CO_2 и не содержит пыли. Криолитосфера Марса, по Р. О. Кузьмину (1983 г.), предположительно характеризуется трехслойным строением с мощностью толщ мерзлых пород от 1—2 до 4—5 км (рис. 1). По космическим снимкам аппарата «Маринер-9» в полярных областях этой планеты обнаружены мощные (в несколько километров) слоистые покровные отложения, представляющие собой своеобразные глиниобразования, состоящие из напластований льда CO_2 и льда H_2O , газогидратов и рыхлых (пылеватых) осадочных пород (рис. 2).

Исследования космических тел Солнечной системы позволили в последние годы американским ученым опубликовать ряд интересных данных об особенностях, присущих планетам и их спутникам. Так, уникальным космическим телом в Солнечной системе является галилеев спутник Юпитера — Ио. Предполагается, что большая часть поверхности Ио сложена застывшей серой и твердым SO_2 , или льдом SO_2 . Поверхности других галилеевых спутников — Европы, Ганимеда и Каллисто состоят в основном из льда H_2O , возможно загрязненного тонкодисперсным инородным веществом или метеоритными осколками. Исследования спектральной отражательной способности Тетиса, Дионы, Рен, Япета и Гипериона (спутников Сатурна)

привели ученых к выводу, что, за исключением темной стороны Япета, поверхность этих спутников образована почти чистым льдом H_2O с примесью менее 1 % минеральной пыли. Не исключено, что лед может включать большое количество газов. Титан (спутник Сатурна), по-видимому, имеет этан-метановый океан, а его поверхность состоит большей частью из «летучих» льдов, таких как NH_3 и CH_4 . В составе поверхности Энцелада (спутника Сатурна) предполагается сочетание льда H_2O и гидратов NH_3 . Этот спутник обладает самой высокой отражательной способностью в Солнечной системе. Возможно, что его поверхность непрерывно покрывается льдом H_2O и льдом $NH_3 \times 2H_2O$, которые образуются при излиянии жидкой воды из глубин. Большая часть поверхности спутника представляет собой равнину с бороздами (рис. 3). Энцелад с геологической точки зрения самый активный и молодой спутник Сатурна, у которого даже на наиболее сильно кратерированных участках плотность кратеров меньше, чем на остальных спутниках.

Как и на спутниках Юпитера и Сатурна, на поверхности всех пяти спутников Урана (Миранда, Ариэль, Умбриэль, Титания, Оберон) был идентифицирован лед H_2O (см. табл. 1). При этом снимки, полученные с космического аппарата «Вояджер-2», прошедшего в 1986 г. между орбитами Миранды и Ариэля, обнаруживают на поверхности всех спутников как сильно кратерированные участки, так и следы тектонической деятельности в виде протяженных разломов и борозд.

На основе экспериментальных исследований американскими учеными было сделано предположение, что спутник Нептуна Тритой подобен Титану. Его, как считают, окутывает по преимуществу азотная атмосфера, а на поверхности находятся океаны жидкого азота с плавающими на них кусками метанового льда; на поверхности спутника возможно присутствие водяного инея. Предполагают также, что самая дальняя от Солнца планета Солнечной системы — Плутон содержит большое количество метанового льда.

По условиям развития мерзлых пород (дисперсных, сцементированных льдом H_2O , CO_2 , NH_3 , CH_4 и др., или скальных, содержащих в своем составе эти разновидности «льдов») и размещению их на планетах 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 q к поверхности космического тела 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 (табл. 2). В зависимости

от поступления к твердому космическому телу тепла от источника излучения (Солнца или другого космического тела) можно выделять планеты с отсутствием потока тепла к ним извне ($Q = 0$; при далеком расположении планеты от источников теплового излучения) и наличием малого ($Q > 0$) или большого ($Q \gg 0$; при близком расположении от планеты внешних источников тепла) внешнего потока тепла. Различное сочетание параметров теплового баланса приводит к формированию разнообразных вариантов размещения мерзлых пород на планетах и космических телах. При этом обособляются полностью криогенное, неполно-криогенное, глубинно-криогенное, непрерывно-поверхностно-криогенное, прерывно-поверхностно-криогенное и полностью некриогенное сообщества планет и твердых космических тел (см. табл. 1, 2).

Если учитывать еще и соотношение периодов вращения планеты вокруг своей оси $\tau_{вр}$ и обращения планеты около Солнца $\tau_{обр}$, то можно выделить классы планет и их спутников с симметричным ($\tau_{вр} > \tau_{обр}$) размещением мерзлых пород на этих космических телах и асимметричным размещением ($\tau_{вр} = \tau_{обр}$), когда мерзлые породы располагаются только на ночной стороне планеты. Для планет симметричного типа характерны суточные (дневные и ночные) колебания температуры с периодом меньше годового обращения космического тела около внешнего источника излучения. Таким образом, учет характера теплового баланса (соотношения величин внутреннего и внешнего тепловых потоков и специфики обогрева планеты за период ее вращения) позволяет выделить девять классов планет, резко различающихся по криогенному строению, т. е. по особенностям залегания (по глубине) и распространения (по поверхности) мерзлых пород в пределах планет и космических тел (см. табл. 2).

Весьма существенными признаками классификации 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. Планеты, содержащие атмосферу, характеризуются равновесным или квазиравновесным балансом преобладающего трехфазового вещества, совершающего замкнутый цикл (круговорот) перехода из жидкого или твердого состояния в газообразное и, наоборот, из газообразного состояния в жидкое и твердое. Безатмосферные планеты характеризуются расходным балансом.

Устойчивость мерзлых пород на планетах и космических телах в значительной мере определяется характером орбит и периодической удаленностью от 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), а также на кометах с большим эксцентриситетом орбит и 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 оси вращения планеты или спутника к плоскости орбиты α могут быть выделены разновидности криогенных космических тел по наличию или отсутствию сезонномерзлых (или сезонноталых) пород. Сезонное промерзание и оттаивание (или охлаждение и нагревание) поверхностных пород литосферы при этом будет отсутствовать, если угол $\alpha = 90^\circ$. При $\alpha \neq 90^\circ$ на планете могут периодически формироваться слои сезонного оттаивания (промерзания) пород и слои годовых колебаний температуры, что характерно, например, для Земли.

В табл. 1 к выделенным классификационным сообществам, классам и группам космических тел приведены примеры предполагаемого соответствия известных в настоящее время планет, их спутников, астероидов, комет и метеороидов. Обзор данной классификационной схемы (пока еще сугубо схематичной) подтверждает, что среди известных твердых космических тел преобладают тела криогенного типа, являясь наиболее широко распространенными и закономерными свойствами Вселенной.

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 резко выраженного процесса сезонного промерзания и протаивания (охлаждения и нагревания) горных пород.

§ 2. Мерзлые горные породы — естественно-исторические геологические образования

В истории развития нашей планеты прослеживается несколько периодов интенсивного возникновения и существования мерзлых горных пород, чередующихся с периодами их исчезновения или резкого площадного сокращения. Распространение на земном шаре мерзлоты в древние эпохи связано с районами обнаружения древних материковых оледенений и их моренных отложений. Поэтому можно констатировать, что в первую половину геологической истории Земли (2,5 млрд. лет) 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 весьма велики. Однако уже в раннем протерозое (2,1—2,5 млрд. лет назад) мерзлота существовала на Североамериканском континенте и в Южной Африке, в позднем протерозое (600—1000 млн. лет) — в пределах Северной и Южной Америки, Гренландии, Австралии, Центральной и Южной Африки, Русской платформы, Урала, Казахстана, Южного Китая и Кореи. В палеозое (240—400 млн. лет) 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. лет назад) вновь произошло похолодание и началась серия оледенений, а в плиоцене и плейстоцене началось развитие многолетнего промерзания пород, продолжающегося вплоть 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. лет назад) и даже в позднем плиоцене (более 1,8 млн. лет назад) 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 ледниковых эпох и мерзлоты на планете остаются пока дискуссионными и недостаточно изученными. Однако следует отметить, что развитие мерзлоты было возможно только в том случае, когда породы приобретали отрицательную температуру (ниже 0 °C или 273,1 K). Это вызывало переход грунтовой влаги в лед, и следовательно, переход породы в качественно новое — мерзлое состояние. Возможность же или невозможность формирования отрицательных температур в поверхностном слое

литосферы определяется соотношением составляющих энергетического (теплового) баланса Земли. 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 можно связывать с образованием гигантских по площади материков (Лавразии, Гондваны, Пангеи и др.), приуроченных по своему местоположению к одному из полюсов планеты.

Поэтому мерзлые горные породы следует рассматривать не как исключительное явление в истории Земли, а как детерминированно обусловленные естественно-исторические образования, неоднократно возникавшие 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 оставались, очевидно, идентичными 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 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 платформ, а также переходом биоса на сушу и резким возрастанием общей биомассы живого вещества.

Многолетнемерзлые толщи горных пород, являясь в целом весьма специфическими образованиями, оказываются достаточно разнородными по своему составу, криогенному строению, типу криогенеза, криогенному возрасту, температурному режиму, мощности, льдистости и другим характеристикам.

Под собственно мерзлыми породами понимают обычно геологические образования, характеризующиеся отрицательной температурой, влажностью, превышающей влажность незамерзшей (плечочно-связанной) воды $W_{нз}$ при данной температуре, и льдом, цементирующим минеральные частицы или 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, 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 (монокристаллические, метаморфические, цементированные осадочные горные породы), называются **м о р о з н ы м и**.

Среди всего 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 H_2O 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 в постоянном 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 вымерзания незамерзшей воды. Следовательно, мерзлая порода является высокодинамичной системой, реагирующей на всякое изменение внешних термодинамических условий. Промерзшие дисперсные породы при этом отличаются от немерзлых прежде всего своей монолитностью, т. е. цементированностью минеральных частиц льдом и наличием особых (криогенных) структуры и текстуры. Все это обуславливается фазовым переходом грунтовой воды в лед при промерзании и сопровождается целым рядом сложных физико-химических процессов. Связаны они с перемещением (м и г р а ц и е й) 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 заморозания и увеличения в объеме на 9 %. Проморозание дисперсных пород с миграцией влаги приводит к дифференциации (сегрегации) породы на массивно-мерзлую (скелетно-минеральную) часть и визуальнo фиксируемые прослои миграционно-сегрегационного льда, формирующие специфическую к р и о г е н н у ю т е к с т у р у (слоистую, сетчатую, порфириовидную, линзовидную и др.). Криогенные текстуры скальных пород различного происхождения и состава обусловлены главным образом характером распределения в них пустот (трещин, пор, каверн и т. д.). Ледяные шлиры и включения целиком наследуют эти пустоты, которые до промерзания были полностью или частично заполнены водой. В том случае, когда в мерзлой породе лед в виде визуальных прослоев и отдельных включений отсутствует, а заполняет лишь поровое пространство породы в виде льда-цемента, формируется бесшлировая криогенная текстура, называемая **м а с с и в н о й**.

По существу в данном случае речь может идти о криогенной структуре породы.

Не менее существенные различия мерзлых и немерзлых пород кроются 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. Специфическая геохимическая обстановка криолитозоны (низкие температуры, недостаточность обменных и окислительных процессов, заболачивание и др.) способствует консервации растительных и животных остатков, образованию различных водородных соединений (метана, фосфористого водорода, сероводорода) и завершению процесса гумусообразования на менее зрелой стадии, что обеспечивает широкое развитие здесь не гуминовых, а весьма подвижных и агрессивных фульвокислот и их органо-минеральных соединений (фульватов, хелатов 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 солеными водами и рассолами, имеющими отрицательную температуру (криопэгов), и обратной гидрохимической зональности подземных вод, образование газогидратов и т. д.

Явное преобладание физического выветривания (криоэлювирования) над химическим в области развития мерзлых пород приводит к широкому распространению обломочных слабо сортированных разновидностей, сцементированных льдом, характеризующихся резко выраженной полидисперсностью и гетеропористостью минерального скелета (криогенные конгломераты, льдобрекчии и др.). Мелкодисперсная часть гранулометрического спектра (частицы менее 1 мм) в пределах криолитозоны имеет основную отличительную особенность, заключающуюся в высокой (до 60 % и более) пылеватости. Связано это исключительно со спецификой процесса криогенного выветривания пород: многократным промерзанием и протаиванием их, сопровождающимся дроблением песчаных частиц и агрегацией (коагуляцией) глинистых (коллоидных) частиц. Именно этим объясняется широкое развитие в криолитозоне

лессовидных отложений, характеризующихся преобладанием частиц пылевой фракции (0,05—0,01 мм). В целом в силу сильно различающихся по составу и криогенному строению особенностей мерзлые осадочные породы в сравнении с немерзлыми характеризуются и резко отличными свойствами. Наряду с этим в связи с сильным проявлением физического выветривания (криогидратационного типа) и интенсификацией склоновых процессов (мерзлотного типа) среди осадочных образований в криолитозоне преобладают россыпные месторождения полезных ископаемых элювиального, солифлюкционного, аллювиального и другого, преимущественно континентального, генезиса.

Широкое развитие в криолитозоне имеют подземные льды, встречающиеся в мерзлых толщах пород в виде самостоятельных ледяных 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.

В настоящее время в связи с многокомпонентностью мерзлой породы и сложными природными связями, обуславливающими ее существование и развитие, разработаны многочисленные частные классификации мерзлых пород, основывающиеся на подразделении мерзлых пород по какому-либо одному или нескольким признакам, например по льдистости, криогенному строению, мерзлотному генезису и возрасту, температуре, мощности мерзлых пород и т. д.

При самом общем подходе многолетнемерзлые толщи горных пород по типу применения подразделяются на эпикриогенные и синкриогенные. К эпикриогенным относят горные породы, которые перешли в многолетнемерзлое состояние после того, как завершился процесс накопления осадков и их диагенетического преобразования, т. е. процесс перехода осадка в породу. Эпикриогенные толщи горных пород возникают преимущественно при одностороннем промерзании сверху в связи с общим или региональным похолоданием и наращивают свою мощность за счет углубления нижней границы мерзлоты. Синкриогенные горные породы формируются, как правило, из осадочных (бассейновых и континентальных) отложений на уже существующем мерзлом субстрате, когда практически синхронно (одновременно, в геологическом смысле) происходят накопление осадка и его переход в мерзлое состояние. Они всегда подстилаются эпигенетически промерзшими горными породами и наращивают свою мощность за счет поднятия верхней поверхности мерзлых толщ в результате постепенного перехода в многолетнемерзлое состояние отлагающихся и тут же промерзающих осадков. В последнее время некоторые исследователи начали выделять диакриогенные (парасинкриогенные) толщи, которые формируются при промерзании (сверху вниз и с боков) переувлажненных нелитифицированных пород (свежеотложенных

осадков и илов). Комплекс диагенетических физико-химических процессов в них, предшествующий процессу промерзания; только начался или далек от своего завершения. Ярким примером диакриогенных толщ являются бассейновые отложения таликовых зон, промерзающие в условиях дна мелеющих водоемов. Различные сочетания и комбинации эпикриогенных, синкриогенных и диакриогенных толщ пород в вертикальном разрезе образуют поликриогенные толщи, наиболее широко распространенные в криолитозоне.

Следует отметить, что ниже подошвы многолетнемерзлых толщ как скальных, так и осадочных пород нередко располагаются морозные породы, имеющие отрицательную температуру,

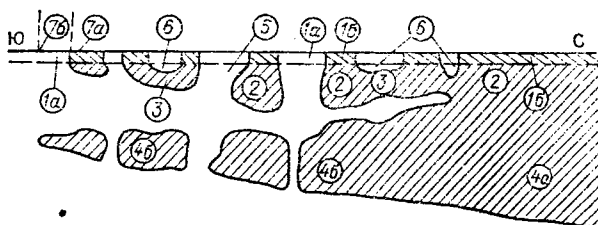


Рис. 4. Изменение характера строения мерзлых толщ при движении с юга на север:

1 — слой сезонного промерзания (а) и протаяния (б) пород; 2 и 3 — соответственно современные сдвигающиеся и несдвигающиеся мерзлые толщи; 4 — реликтовые сдвигающиеся (а) и несдвигающиеся (б) мерзлые толщи; 5 и 6 — соответственно сквозные и несквозные талики; 7 — южная граница современных (а) и реликтовых (б) мерзлых пород

но не содержащие в своем составе льда. Связывается это обычно с отжатием из поровых растворов промерзающих пород легкорастворимых солей (хлоридов кальция, магния, натрия и др.) и концентрированием их в более глубоких горизонтах ниже подошвы мерзлой толщи. В результате этого могут образовываться высокоминерализованные (до 200 г/л и более) под-, меж- и надмерзлотные отрицательнотемпературные воды («криопэги»), температура заморзания которых зависит от концентрации солей в растворе и всегда значительно ниже 0°C . Мощность таких отрицательнотемпературных горных пород с криопэгами изменяется от первых десятков до 500—700 м и более. В целом же мощность криолитозоны может достигать 1000—1500 м и более.

Время начала промерзания горных пород на территории СССР оказывается различным. Предполагается, что в разрезе мощных толщ многолетнемерзлых пород, слагающих низменности Крайнего Севера, могут сохраняться мерзлые породы плиоцен-эоплейстоценового возраста, возникшие 1—2 млн. лет назад, а на остальной территории они в преобладающем большинстве являются плейстоценовыми. В результате оттаивания мерзлоты в голоценовый климатический оптимум (8—4,5 тыс. лет назад) на различной глубине от поверхности сохранились

толщи мерзлых пород, называемые реликтовыми (рис. 4). В последующем в период позднеголоценового похолодания и связанного с этим новообразования мерзлоты на большей части Сибири и Крайнего Севера произошло смыкание реликтовых и вновь образующихся позднеголоценовых мерзлых толщ. На юге Западной Сибири и европейском Севере такого слияния этих горизонтов мерзлых пород по разрезу не произошло, в результате чего в разрезе существуют двухслойные мерзлые толщи.

По длительности существования мерзлые породы обычно подразделяют на три разновидности: 1) кратковременномерзлые, которые существуют часы, сутки, а их мощность составляет первые сантиметры или первые десятки сантиметров; 2) сезонномерзлые, существующие в течение нескольких месяцев, имеющие мощность от нескольких десятков сантиметров до первых метров; 3) многолетнемерзлые, существующие годы, сотни и тысячи лет, мощностью от первых метров до многих сотен метров.

Периодическое изменение температуры поверхности горных пород, наблюдающееся в течение годового периода, приводит к разному эффекту теплового состояния приповерхностных слоев почвы, грунтов и пород. Там, где многолетнее промерзание отсутствует (среднегодовая температура пород в этом случае положительная, т. е. $t_{\text{ср}}$ выше 0°C), с поверхности развито сезонное промерзание пород. Слой сезонного промерзания подстилается тальми (или на крайнем юге — немерзлыми) породами. Наоборот, в области развития многолетнемерзлых пород, когда $t_{\text{ср}}$ ниже 0°C , развито сезонное оттаивание пород, т. е. мерзлые толщи в самой верхней своей части протаивают в теплый период года. Слой сезонного оттаивания всегда подстилается мерзлыми породами. Глубина сезонного промерзания $\xi_{\text{пр}}$ и сезонного оттаивания $\xi_{\text{от}}$ обычно изменяется от первых десятков сантиметров до нескольких метров. Максимальное отклонение среднемесячной температуры поверхности пород от среднегодовой температуры $t_{\text{ср}}$ называется амплитудой колебания температуры A_0 . Численно величина A_0 (физическое значение) равна половине разности средних температур за самый холодный и самый теплый месяцы. С глубиной z колебания температуры уменьшаются, т. е. происходит затухание амплитуды годовых колебаний температуры. Максимальная глубина, на которой годовые колебания уже практически не фиксируются, т. е. где $A_z = 0$, называется глубиной годовых нулевых амплитуд или глубиной распространения годовых колебаний температуры $H_{\text{г}}$. Температура пород за годовой период здесь оказывается неизменной (т. е. $t_z(\tau) = \text{const}$) и называется среднегодовой температурой горных пород $t_{\text{ср}}$. Глубина слоя годовых колебаний температуры на территории СССР в среднем укладывается в пределы от 5 до 20 м. Ниже

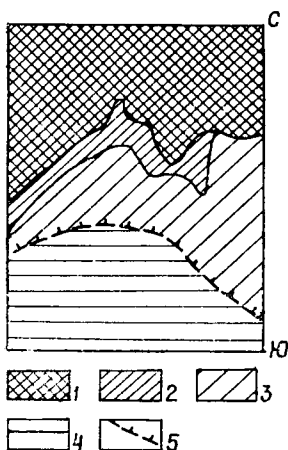
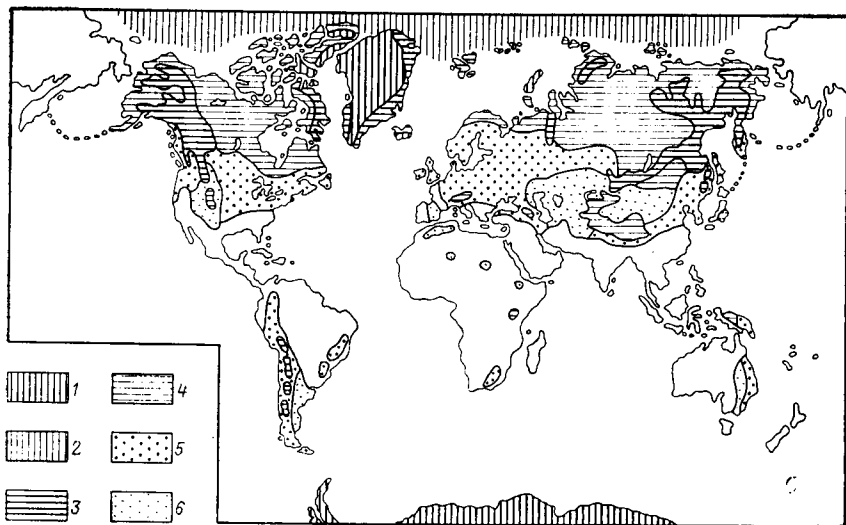


Рис. 5. Карта-схема современного распространения мерзлых горных пород на земном шаре:

1—4—многолетнемерзлые породы (1—ледникового, 2—ледового, 3—горного, 4—равнинного типов); 5—6—сезонномерзлые породы (5—гумидного, 6—аридного типов)

Рис. 6. Характер распространения по площади многолетнемерзлых горных пород при движении с севера на юг:

1—сплошное; 2—прерывистое; 3—островное; 4—область развития талых пород; 5—южная граница распространения многолетнемерзлых пород

подошвы этого слоя температура пород изменяется в соответствии с геотермическим градиентом. В области развития многолетнемерзлых пород среднегодовая температура формируется в пределах от 0 до -15°C и ниже.

Многолетнемерзлые породы на земном шаре в настоящее время широко распространены и занимают около 25 % суши Земли и почти 50 % территории СССР. С учетом сезонномерзлых пород площадь, занятая мерзлыми породами, достигает 50 % суши земного шара и почти 100 % территории СССР (рис. 5). Для мерзлых горных пород характерны большая изменчивость и прерывистость как во времени, так и в пространстве. Так, кратковременномерзлые и сезонномерзлые породы представляют собой непрерывные слои, верхняя граница кото-

рых совпадает с дневной поверхностью, а нижняя — находится обычно на небольшой (от сантиметров до первых метров) глубине. Строение многолетнемерзлых толщ более сложно, поскольку вследствие процессов сезонного или многолетнего протаивания верхняя их поверхность залегает на различных глубинах от дневной поверхности (см. рис. 4). В связи с этим выделяются «сливающиеся» многолетнемерзлые толщи, когда их верхняя поверхность совпадает с подошвой слоя сезонного оттаивания, и «несливающиеся», когда между их верхней поверхностью и подошвой слоя сезонного промерзания существует слой талых пород. При залегании ряда слоев многолетнемерзлых пород друг над другом и разделении их талыми прослоями формируются «слоистые» мерзлые толщи.

Непрерывное распространение мерзлых пород с поверхности обычно развито только в северных районах. Однако и здесь под крупными водоемами и на участках интенсивной циркуляции подземных вод нередко существуют сквозные или несквозные талики (см. рис. 4). Число и площадь таких таликов возрастают с севера на юг, где их формирование в большинстве случаев определяется уже особенностями радиационно-теплового баланса дневной поверхности. По характеру распространения мерзлых пород по площади выделяются области или зоны практически сплошного, прерывистого и островного развития многолетнемерзлых горных пород (рис. 6). На картах для оконтуривания с юга области распространения мерзлых пород используется линия, называемая южной границей распространения мерзлоты. В целом наличие сферической формы поверхности Земли приводит к тому, что минимальное количество поступающей к поверхности радиации наблюдается вблизи полюсов, а максимальное — в экваториальной части. Это обуславливает формирование широтной зональности в распределении значений равновесной температуры поверхностных слоев литосферы. Следовательно, наиболее низкие отрицательные температуры поверхности (в периоды существования мерзлоты) будут отмечаться в высоких широтах, а наиболее высокие (и даже положительные) — в низких широтах. В связи с этим обычно широкое и повсеместное распространение мерзлых горных пород наблюдается в приполярных областях, островное их развитие — в средних широтах и полное отсутствие мерзлоты — в приэкваториальных частях Земли (см. рис. 5). Мощность многолетнемерзлых толщ в соответствии с изменением значений отрицательной температуры также должна закономерно уменьшаться в широтном направлении (при движении от полюсов к экватору). Мерзлые образования при этом могут быть представлены не только многолетнемерзлыми горными породами, но и многолетними ледяными покровами на водных акваториях северных морей, а также покровными и горными ледниками на континентальных участках Земли (см. рис. 5).

На фоне широтной зональности изменения отрицательной температуры и мощности мерзлых пород четко прослеживается также высотная зональность или поясность, связанная с тем, что значения отрицательной температуры поверхностных слоев литосферы понижаются с увеличением высоты местности. Поэтому для горных районов вместо термина южная граница используется понятие высотная граница распространения многолетнемерзлых пород, выше которой развиты преимущественно многолетнемерзлые породы.

§ 3. История исследования криолитозоны и слагающих ее мерзлых пород

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

Первый этап (XVI—первая половина XVIII в.) характеризуется поступлением первых сведений по обнаружению мерзлоты и первыми попытками объяснения причин 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 столетия, когда усилились поиски русскими северного морского пути из России в Китай. В сочинении 1598 г. «Описание чего ради невозможно от Архангельского города морем проходить 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, например, ленские воеводы П. Головин и М. Глебов в 1640 г. сообщали в Москву, что «Земля-де, государь, и среди лета вся не растаивает». В эпоху Петра I север и восток Сибири посещают как отдельные путешественники, так и целые экспедиции.

В то время, когда ученые Западной Европы еще спорили и в большинстве своем 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 своем труде «Слово о рождении металлов от трясения Земли» М. В. Ломоносов писал: «...теплота и огонь в недре земном живут непрерывно. И так подлежит посмотреть далее, есть ли там холод и мороз, оным противной. Правда, что обширные Сибирские стороны, а особливо к Ледо-

витому 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 замерзшую 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 поднимающегося, лишаются кроткого небес действия». Таким образом, впервые в середине XVIII столетия уже было высказано суждение о причине существования многолетнемерзлых пород, т. е. указано, что мерзлота есть результат двух взаимно противоположных процессов: летнего нагревания и зимнего охлаждения. М. В. Ломоносов положил начало учению о теплообмене между горными породами и окружающим пространством как об основном факторе, определяющем тепловое состояние верхнего слоя литосферы.

Второй этап (вторая половина XVIII — первая половина XIX вв.) истории исследования мерзлых пород является этапом накопления фактического материала и признания научной общественностью широкого распространения мерзлоты на территории Сибири, Крайнего Севера и Дальнего Востока. В период с 1820 по 1828 гг. работали две крупные экспедиции, исследовавшие северо-восточные области Сибири (Ф. П. Врангель, Ф. Ф. Матюшкин, Н. М. Козьмин и др.) и Новосибирские острова (П. Ф. Анжу, А. Е. Фигурин и др.) и уделившие большое внимание мерзлым породам, залегав под земными льдами. Первые измерения температуры многолетнемерзлых пород были выполнены А. Эрманом в 1825 г. в Березове в скважине глубиной 18 м. В 1828 г. Федор Шергин, служащий Русско-Американской компании, возглавил работу по проходке глубокого колодца в Якутске, которая проводилась для целей водоснабжения поселка в течение 9 лет. В 1837 г., достигнув глубины 116 м и не обнаружив никаких водоносных горизонтов, работы по проходке колодца были прекращены. Так была создана знаменитая Шергинская шахта, являющаяся сейчас историческим памятником и сыгравшая немаловажную роль в изучении мерзлых пород.

Большое значение в деле изучения мерзлоты в 1842—1845 гг. имела экспедиция академика А. Ф. Миддендорфа, исследовавшая территорию от берегов Охотского моря до Енисея. Публикация трудов этой экспедиции положила конец всяким сомнениям о существовании многолетнемерзлых пород и явилась важным этапом в развитии мерзлотоведения. А. Ф. Миддендорфом при этом 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 глубины 116 м, что позволило ему высказать первые предположения о мощности толщи многолетнемерзлых пород.

Третий этап (вторая половина XIX—начало XX вв.) изучения 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 деле водоснабжения Забайкальской и Амурской железных дорог.

Начало этого этапа (вторая половина XIX в.) отмечено рядом многоплановых исследований 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, А. Е. Порсило 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 в этот период внес Л. А. Ячевский, который в 1889 г. в своем докладе «О вечной мерзлой почве Сибири» представил схематическую карту распространения вечной мерзлоты и ее южной границы. Он отметил важное значение для формирования многолетнемерзлых пород отрицательной температуры воздуха, мощности снежного покрова, геологического строения местности, состава пород, их обводненности, экспозиции склонов, 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. Несколько 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 по просьбе Управления строительством Сибирской железной дороги при Русском географическом обществе в Петербурге под председательством И. В. Мушкетова была создана Комиссия в составе А. И. Воейкова, В. А. Обручева, М. А. Рыкачева и К. И. Богдановича для изучения мерзлых грунтов. В 1895 г. этой комиссией была опубликована «Инструкция для изучения мерзлоты 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 «Налеги Восточ-

ной Сибири и причины их возникновения». В 1912 г. Н. С. Богданов в монографии «Вечная мерзлота и сооружения на ней» освещает разнообразные способы строительства сооружений в условиях Забайкалья. В 1916 г. была 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 столетия ознаменовалось исследованиями сотрудников 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 Н. И. Прохоровым, П. И. Колосковым, М. И. Сумгиным, Л. И. Прасоловым, Б. Б. Полыновым, В. Н. Сукачевым и др.

Четвертый этап (начало—середина XX в.) в истории изучения мерзлоты является этапом становления мерзловедения как науки, созданной трудами советских ученых после Великой Октябрьской социалистической революции. Он характеризуется интенсивным развитием планомерных исследований мерзлых пород и организацией специальных учреждений по подготовке кадров и изучению сезонно- и многолетнемерзлых пород.

В 1920—1930 гг. начинают возникать организации, которые не могли обходиться без знания мерзлотных условий территории при строительстве на вечномерзлых грунтах (Государственный институт по проектированию металлургических заводов, Исследовательское дорожное бюро Центрального управления местного транспорта, Институт инженеров железнодорожного транспорта и др.). В этих организациях стали формироваться группы исследователей, занимающихся изучением мерзлых пород. Возникла необходимость обобщения накопленных к тому времени знаний по мерзловедению, что и нашло отражение в фундаментальном труде М. И. Сумгина «Вечная мерзлота почвы в пределах СССР», изданном в 1927 г. Опубликование этой работы стало значительным событием и вехой в истории исследований вечной мерзлоты.

В конце 1929 г. по инициативе М. И. Сумгина и акад. В. И. Вернадского в системе АН СССР была организована постоянная комиссия по изучению вечной мерзлоты (КИВМ) под председательством академика В. А. Обручева. В период с 1927 по 1936 гг. КИВМ организовала региональные 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 геокриологии. С 1930 по 1939 гг. ею было создано шесть всесоюзных совещаний по мерзловедению, которые позволили сплотить многочисленный коллектив

геокриологов и координировать планомерные исследования криолитозоны в СССР. Следует особо отметить, что в 1932—1935 гг., т. е. в предельно сжатые сроки, под руководством КИВМ были выполнены мерзлотные исследования в связи с изысканиями и проектированием Байкало-Амурской железнодорожной магистрали. В 1936 г. в связи с расширением исследований КИВМ были реорганизована Академией наук в Комитет по вечной мерзлоте.

В 1939 г. на основе Комитета по вечной мерзлоте в Москве был организован Институт мерзлотоведения им. В. А. Обручева АН СССР (ИНМЕРО), которому был передан ряд научно-исследовательских мерзлотных станций. Помимо этого была создана специальная мерзлотная лаборатория в Москве, а также мерзлотный стационар в районе Загорска для изучения сезонного промерзания пород. В этот период усилилось изучение региональных особенностей областей вечной мерзлоты и лабораторное исследование состава, строения и свойств мерзлых горных пород. В печати начали появляться 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 были подведены итоги исследования физико-механических свойств мерзлых грунтов и их взаимодействия с инженерными сооружениями, а также изложены 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 аспирантов и специалистов различного профиля при изучении и освоении районов вечной мерзлоты. В 1940 г. издается книга Б. П. Вейнберга «Лед», в которой рассматриваются условия образования льда, его свойства, структура, а также лед в мерзлых горных породах. В 1955 г. выходит в свет монография П. А. Шумского «Основы структурного ледоведения», обобщившая все результаты по изучению льда как минерала и горной породы.

Уже в 30—40-е годы во весь рост встает проблема подготовки молодых кадров мерзлотоведов. Это побудило М. И. Сумгина к чтению лекций 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. С 1935 г. такой же курс читается в МГУ вначале 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. Ма-

заровича была организована первая в мире кафедра мерзлотоведения, ставшая важным центром подготовки специалистов-мерзлотоведов. Возглавил кафедру проф. В. А. Кудрявцев. В 1961 г. на географическом факультете МГУ была организована кафедра полярных стран (впоследствии кафедра криологии и гляциологии). В целом ряде учебных заведений к этому времени уже началось чтение специальных курсов 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. Головкин, В. А. Кудрявцев, Г. В. Порхаев, Х. Р. Хакимов, А. Г. Колесников и др.). Со своей стороны это потребовало расширения и углубления знаний в области 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. Тютюнов, А. М. Пчелинцев, А. А. Ананян, В. Ф. Жуков, П. А. Шумский, С. С. Вялов, Б. И. Далматов и др.). Широкие и многоплановые исследования выполнены в этот период в области разработки способов строительства на вечномерзлых грунтах для целей горнодобывающей промышленности, сельского хозяйства и водоснабжения на мерзлоте (Н. А. Цытович, Н. И. Салтыков, П. И. Колосков, П. И. Мельников, Н. А. Вельмина, В. П. Бакакин, А. И. Ефимов, В. Г. Гольдтман, В. М. Пономарев, А. П. Тыртыков, В. П. Дадыкин и др.). По ряду районов криолитозоны были подытожены в этот период знания о составе, строении, температурном режиме, распространении мерзлых толщ, гидрогеологических условиях, мерзлотно-геологических процессах и явлениях (В. Ф. Тумель, И. Я. Баранов, С. П. Качурин, П. Ф. Швецов, В. А. Кудрявцев, Н. А. Граве, П. И. Мельников, В. К. Яновский, П. А. Соловьев, Б. Н. Достовалов, А. Т. Акимов, А. И. Попов, Л. А. Мейстер, А. И. Калабин, Н. И. Толстихин, В. М. Максимов, В. М. Пономарев и др.). Завершение этого плодотворного периода в истории исследования мерзлых пород знаменуется выходом 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 столетия) является современным в истории геокриологических исследований и характеризуется дальнейшим развитием науки, ее дифференциацией на ряд научных направлений, отдельные из которых уже претендуют на самостоятельные дисциплины.

В 1961 г. Московский институт мерзлотоведения АН СССР им. В. А. Обручева был реорганизован, его структурные подразделения были переданы в ПНИИС и НИИОСП Госстроя СССР, где сформировались крупные мерзлотные отделы, включающие несколько лабораторий. 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. В этом институте была организована научно-техническая лабораторная база и развернуты исследования по различным направлениям геокриологии, в том числе на многих новостройках Сибири. В 1966 г. на базе Института мерзлотоведения СО АН СССР было проведено VIII Всесоюзное междуведомственное совещание по геокриологии (мерзлотоведению), труды которого опубликованы в восьми выпусках. В этот же период большие геокриологические исследования осуществлялись в ПНИИСе и НИИОСПе Госстроя СССР, ВСЕГИНГЕО Мингео СССР и на ряде кафедр высших учебных заведений — МГУ, МИСИ, ЛГИ, ЧПИ и др., а также в ряде проектных и научно-исследовательских организаций министерств энергетики, газовой и нефтяной промышленности, транспортного строительства и др.

Так, на кафедре мерзлотоведения под руководством проф. В. А. Кудрявцева были разработаны методики комплексной мерзлотной съемки и мерзлотного прогнозирования и на их основе проведены мерзлотно-гидрогеологические и инженерно-геологические исследования районов строительства гидротехнических сооружений и лесопромышленных комплексов, АЭС, газо- и нефтепроводов, железных дорог и др. Научные достижения кафедры нашли отражение в 25 выпусках трудов «Мерзлотные исследования», в учебниках «Общее мерзлотоведение» (1967, 1978, 1981 гг.), «Основы мерзлотного прогноза при инженерно-геологических исследованиях» (1974 г.), «Методика мерзлотной съемки» (1979 г.), «Подземные воды криолитозоны» (1983 г.), «Физико-химия и механика мерзлых пород» (1986 г.), «Петрография мерзлых пород» (1987 г.) и др., а также в многочисленных монографиях, методических руководствах и комплексных геокриологических картах.

В этот же период большая научная работа по тематическому изучению криолитозоны в различных регионах страны проводилась на кафедре криолитологии и гляциологии под руководством проф. А. И. Попова, по инженерно-геологическому изучению Западной Сибири — на кафедре грунтоведения и инженерной геологии под руководством акад. Е. М. Сергеева и проф. В. Т. Трофимова. В целом для этого периода характерно углуб-

ленное развитие геокриологии по таким основным научным направлениям как:

1) общая, региональная и историческая геокриология (В. А. Кудрявцев, И. Я. Баранов, А. И. Попов, П. Ф. Швецов, В. В. Баулин, К. А. Кондратьева, Н. Н. Романовский, Н. А. Граве, И. А. Некрасов, П. А. Соловьев, Г. И. Дубиков и др.);

2) теплофизика, физико-химии и механика мерзлых пород (Н. А. Цытович, С. С. Вялов, Б. Н. Достовалов, В. А. Кудрявцев, Г. В. Порхаев, В. Г. Балобаев, Б. А. Савельев, А. А. Ана-нян, Н. С. Иванов, З. А. Нерсесова, И. А. Тютюнов, С. Е. Гре-чищев, Г. М. Фельдман, Э. Д. Ершов, В. О. Орлов, Е. П. Шу-шерина, М. К. Пекарская, К. Ф. Войтковский и др.);

3) инженерное мерзлотоведение (Н. А. Цытович, В. П. Ушка-лов, Н. И. Салтыков, В. Ф. Жуков, Г. В. Порхаев, С. С. Вялов, Л. Н. Хрусталеv, Л. Т. Роман, А. М. Пчелинцев, В. О. Орлов, Б. И. Далматов и др.);

4) методика мерзлотных исследований и геокриологический прогноз (В. А. Кудрявцев, И. Я. Баранов, Л. С. Гарагуля, К. А. Кондратьева, А. В. Павлов, Г. М. Фельдман и др.);

5) криолитология (А. И. Попов, Е. М. Катаронов, Н. Н. Ро-мановский, Ш. Ш. Гасанов, Н. А. Шило, Э. Д. Ершов, И. Д. Да-нилов, Б. И. Втюрин, Т. Н. Каплина, С. В. Томирдиаро, Г. И. Дубиков и др.);

6) подземные воды криолитозоны (Н. И. Толстихин, А. И. Калабин, П. Ф. Швецов, Н. А. Вельмина, А. И. Ефимов, Н. Н. Романовский, С. М. Фотиев, В. Е. Афанасенко и др.).

Крупным обобщением накопленных к настоящему времени региональных комплексных геокриологических материалов являются: «Геокриологическая карта СССР» масштаба 1:2 500 000 и пятитомная монография «Геокриология СССР» [5].

В 1970 г. в Москве при АН СССР создается Научный Со-вет по криологии Земли, который успешно осуществляет коор-динацию всех геокриологических исследований в нашей стране. Под его руководством советские геокриологи приняли активное участие в проведении пяти международных конференций по мерзлотоведению (МКМ). Созданы Международная ассоциация по мерзлотоведению (МАМ) и Национальный комитет СССР по мерзлотоведению, первым президентом которых был акад. П. И. Мельников.

На современном этапе геокриология, являясь полноправной отраслью геологических знаний, активно взаимодействует с целым рядом смежных дисциплин. Организуется несколько ячеек в системе АН СССР (секции литогенеза и инженерной геологии и гидрогеологии в криолитозоне в составе Междуведом-ственного литологического комитета АН СССР и Научного Совета по инженерной геологии и гидрогеологии АН СССР), Госстроя СССР и РСФСР, а также других министерств и ведомств.

§ 4. Структура, задачи и научные направления геокриологии .

В настоящее время происходит дальнейшее ускоренное развитие и дифференциация науки о мерзлых горных породах. Уже целый ряд научных направлений в геокриологии претендует на роль самостоятельных научных дисциплин (криолитология, инженерная геокриология и др.). Как следует из вышеизложенного, геокриологии приходится всесторонне и широко исследовать практически все аспекты формирования и развития горных пород, но в качественно новом — мерзлом их состоянии. Поэтому естественно, что сформировавшаяся структура этой науки по существу в миниатюре повторяет структуру геологии. Составными частями геокриологии при этом являются (рис. 7): динамическая, литогенетическая, региональная, историческая и инженерная геокриология. Исходя из такой структуры геокриологии, понятно насколько важными и существенными оказываются ее связи как со всеми дисциплинами геологического цикла, так и с фундаментальными науками (физикой, химией, математикой, механикой), а также с серией географических и биологических наук (климатологией, палеогеографией, геоботаникой, почвоведением и др.).

Динамическая геокриология рассматривает процессы промерзания и протаивания, охлаждения и нагревания, являющиеся определяющими в возникновении и развитии как сезонномерзлых, так и многолетнемерзлых толщ горных пород. Рассмотрение этих и других процессов, происходящих в промерзающих, мерзлых и протаивающих породах, с энергетической точки зрения представляет по существу термодинамический подход к изучению развития мерзлых пород. Разработка термодинамических и теплофизических основ закономерностей формирования толщ мерзлых пород базируется на основе изучения теплообмена в системе «атмосфера — литосфера», радиационно-теплогового и водно-теплогового баланса, температурного режима и фазовых переходов влаги в горных породах, а также тепловых процессов в верхних слоях земной коры. При тесной увязке тепловой стороны процессов промерзания и протаивания пород с геолого-географическими условиями среды, в которой эти процессы протекают, оказывается возможным исследовать динамику (восстановить историю формирования и развития или прогнозировать изменение на будущее) толщ многолетне- и сезонномерзлых пород во времени, по площади распространения и глубине. Прогнозирование при этом ведется как в связи с естественно-историческим ходом изменения природной обстановки, так и в связи с техногенным нарушением окружающей среды в глобальном, региональном или местном масштабах. Такого рода вопросы решают на основе физического и математического моделирования и применения приближенных и точных (с использованием ЭВМ) решений задачи о промерзании

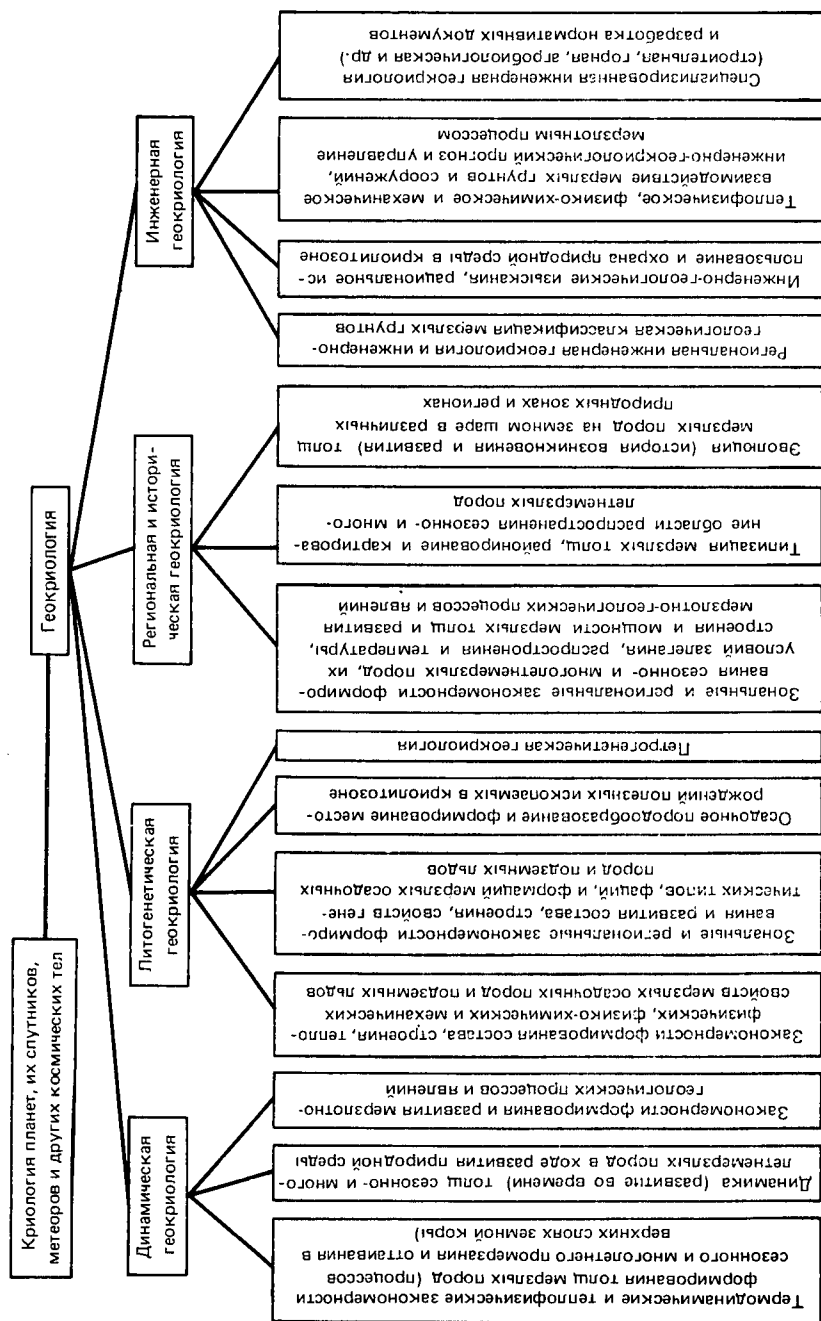


Рис. 7. Структура и содержание научных направлений геокриологии

и протаивании горных пород с учетом тепло- и массообмена, внутренних и внешних источников тепла и льдовыделения в спектре отрицательных температур. В результате выявляются направление и характер развития мерзлотного процесса (деградационный, стабильный, аградационный), а также типы многолетнемерзлых толщ: коротко-, средне- и длиннопериодные, деградирующие по всей мощности; деградирующие в верхней и аградирующие в нижней части толщи (и наоборот) при различных периодах деградации и аградации; аградирующие по всей толще и т. д. Все это происходит на фоне развития сложных тектонических движений земной коры различного знака и амплитуды.

Другой важной частью динамической геокриологии является изучение теплофизической, физико-химической и механической сущности, закономерностей формирования, развития, а также прогнозирование мерзлотно-геологических процессов, в результате которых возникают так называемые физико-геологические явления (специфические мерзлотные формы рельефа). Все эти процессы и явления в первом приближении могут быть разбиты на три группы. К первой группе относятся мерзлотно-геологические процессы и явления, обусловленные сезонным или многолетним промерзанием и протаиванием или охлаждением и нагреванием горных пород (морозное выветривание, пучение, тепловая осадка, морозобойное трещинообразование, образование подземных и наземных льдов, термокарстовых и полигональных форм рельефа, байджежахов, бугров пучения и др.). Вторая группа включает в себя склоновые мерзлотно-геологические процессы, обусловленные действием гравитационных сил и приводящие к образованию самых разнообразных явлений и форм рельефа (покровная и дифференциальная солифлюкция, термогенная и криогенная десерпция обломочного материала, обвалы, осыпи, сплывы, курумы, нагорные террасы, каменные поля и полосы, грязевые и солифлюкционные потоки, сели, снежные лавины и др.). И наконец, к третьей группе могут быть отнесены мерзлотно-геологические процессы и явления, вызванные действием поверхностных и подземных вод, ледников, снежников, ветра и других экзогенных факторов (размыв, перенос и аккумуляция материала постоянно действующими водотоками, ледниковый перенос материала, нивация, термоабразия, термоэрозия, наледеобразование, сублимация и ветровой перенос материала, термоабразионный подмыв мерзлых пород, их обрушение, отступление берегов и др.). В целом, изучение законов развития мерзлотно-геологических процессов, явлений и форм рельефа имеет не только большое общегеологическое и литогенетическое значение, но и представляет значительный практический интерес в инженерно-геологическом аспекте.

Литогенетическая геокриология (криолитология) выявляет общие и частные законы формирования дисперсности и хими-

ко-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 стадияльного 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 анализа особенностей и закономерностей формирования состава, строения и свойств различных генетических типов, фаций и формаций осадочных мерзлых пород и льдов с целью установления генезиса, а также механизма, ландшафтно-геоморфологических и геологических условий образования осадков в криолитозоне; изучение на основе мерзлотно-стадияльного 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- и асинхронно-эпикриогенные и палеокриозэлювиальные толщи континентальных образований синкриогенные толщи континентально-субаквальных и континентально-субаэральных отложений и др. При этом процесс осадочного породообразования в криолитозоне и его результат оказываются настолько специфичными, что в последнее время стали выделять (в качестве самостоятельного) криогенный тип литогенеза. Этот тип криолитогенеза является наиболее молодым, окончательно сформировавшимся лишь в протерозое и приобретающим все больший вес и значение по мере приближения к современной эпохе. Он характеризуется четко выраженной необратимостью своей эволюции.

Региональная и историческая геокриология исследует зочальные и региональные закономерности формирования и развития толщ сезонно- и многолетнемерзлых пород, их распространения, условий залегания и температуры, строения и мощ-

ности мерзлых толщ, мерзлотно-геологических процессов и явлений. 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. Важным научным направлением этого раздела геокриологии является разработка истории возникновения и развития мерзлых пород в пределах регионов, материков и земного шара в целом. При этом в настоящее время достаточно достоверные сведения и разработки по вопросам истории развития мерзлых толщ существуют главным образом для четвертичного периода. Практически не исследованными остаются вопросы распространения и развития (эволюции) мерзлых горных пород на планете в более древние эпохи.

Инженерная геокриология представляет собой сугубо практический раздел геокриологии и занята инженерно-геологическим обеспечением проектирования, строительства и эксплуатации различных инженерных сооружений в криолитозоне с целью обоснования и выбора наиболее надежных и экономичных способов хозяйственного освоения территорий с сезонными 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 начинает уделяться внимание изучению процессов физико-химического взаимодействия оснований и фундаментов, хотя практика уже поставила целый ряд такого рода вопросов (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. В случае неблагоприятного прогноза 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, дренажные полигоны, карьеры, тоннели и др.), агробиологическое (лесное и сельское хозяйство и др.). Накапливающийся опыт в области инженерно-геокриологических изысканий реализуется при разработке различного рода (союзных, республиканских, ведомственных) инструкций, указаний, норм, правил, методик и других нормативных документов, регламентирующих требования к производству изысканий на разных стадиях проектирования инженерных сооружений на мерзлых грунтах.

И наконец, рассматривая современные тенденции развития геокриологии, нельзя не отметить, что на ее основе уже начинает устойчиво формироваться более общая наука — планетарная криология, успешно использующая знания и законы учения о мерзлых породах Земли. Быстрыми темпами развивается криология Марса, разрабатываются основы криологии Луны, накапливаются данные по криологии планет юпитерианской группы и др. Другими словами, в перспективе речь может идти о перерастании геокриологии в планетарную или космическую криологию.

§ 5. Методологические основы геокриологии

Методологические основы геокриологии* базируются на законах диалектического материализма, которые являются отправными пунктами для построения научных концепций в геокриологии. Так, наиболее общий диалектический закон об эволюционном характере количественных изменений и скачкообразности перехода (на определенном этапе) количества в качество по существу и предопределил возникновение и развитие самой геокриологии. Действительно, изменение температуры пород в положительной или отрицательной области (без перехода через 0°C) приводит только к преобразованиям количественных показателей горных пород, которые продолжают оставаться в одном и том же классе пород. При переходе же температуры горной породы через 0°C происходит фазовый переход воды в лед и породы из немерзлого состояния 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.

Весьма важным для геокриологии представляется верное понимание и толкование закона отрицания отрицания применительно к процессу перехода немерзлых осадочных пород в мерзлое состояние, а затем последующего оттаивания мерзлых пород и перехода их в талое состояние. Первичное отрицание немерзлой породы в данном случае заключается не просто в переходе осадочных образований в мерзлое состояние, а в существенном изменении их гранулометрического, микроагрегатного и химико-минерального состава, текстуры, структуры и свойств. Поэтому вторичное отрицание, т. е. возвращение мерзлой породы вновь в немерзлое (талое) состояние (собственно «отрицание отрицания»), никогда не приведет эту мерзлую породу к ее первоначальному качеству. Именно поэтому в геокриологии приходится рассматривать не только немерзлые (никогда не промерзавшие) и мерзлые породы, но и талые породы, претерпевшие процесс промерзания.

В целом же осадочные образования в криолитозоне в соответствии с принципом неразрывности единства и борьбы противоположностей претерпевают сложный эволюционный путь, никогда не возвращаясь в исходную позицию. В природе, таким образом, должен работать закон непрерывного развития криолитосферы, т. е. непрерывного поступательного движения

* Начало разработок методологических основ применительно к геокриологии связано главным образом с работами В. А. Кудрявцева.

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 принципов актуализма и историзма.

Мерзлые породы являются сложным и весьма динамичным природным объектом, формирующимся в специфических геосистемах. Последние представляют собой определенным образом взаимосвязанное 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. 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 температурным режимом пород, либо мощностью или криогенным строением многолетнемерзлых толщ, либо определенным 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. Именно 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 исследованиях экспериментально, а также путем логических и математических построений (основанных на эксперименте) выявить зависимости и установить закономерности распространения и динамики различных типов сезонно- и многолетнемерзлых пород со свойственным им характеристиками. Определение мерзлотных съемки было сформулировано в 1961 г. В. А. Кудрявцевым. Мерзлотная (геокриологическая) съемка представляет собой комплекс полевых, лабораторных и камеральных работ, имеющих целью 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 метод, 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. Далее, на основе карты ландшафтного районирования, выбираются ключевые участки, являющиеся представительными для выделенных типов ландшафта, на которых в полевой период с помощью различных методов изучаются частные и общие геокриологические закономерности, гидро- и инженерно-геокриологические условия; затем составляются геокриологические карты путем распространения полученных закономерностей на типы ландшафта — аналоги изученным на ключевых участках и прослеживаемым на карте ландшафтного районирования.

Изучение мерзлотных условий территории должно вестись с учетом динамики всей природной обстановки. Так, например, формирование, пространственную и временную изменчивость сезонно- и многолетнемерзлых толщ горных пород необходимо рассматривать в связи с общей геологической историей развития территории в позднем кайнозое, т. е. с историей формирования осадков и с их фациальными особенностями, с историей развития рельефа, гидрогеологических и гидрологических условий, растительности, климата и т. д. Необходимость учета динамики многолетнемерзлых толщ является одной из основных положений геокриологической съемки. Логическим завершением изучения динамики мерзлых пород является восстановление истории их развития в пределах изучаемого района и прилегающих территорий в неогене и плейстоцене.

В связи с неизбежным нарушением естественных условий в результате широкого хозяйственного освоения области распространения многолетнемерзлых пород резко изменяются и мерзлотные условия. Поэтому в ходе геокриологической съемки проводятся специальные работы по составлению прогноза (т. е. ожидаемого изменения) мерзлотных условий как в процессе естественного развития природы, так и в результате антропогенного воздействия на природную среду. Составление геокриологического прогноза и разработка мероприятий по направлению изменению мерзлотных условий при этом осуществляются на базе выявленных частных и общих закономерностей формирования и развития мерзлых пород, а также мерзлотно-геологических процессов и явлений.

Для изучения геокриологических условий, закономерностей их формирования, определения классификационных признаков мерзлых пород, таликов, геокриологических процессов и явлений используется большой комплекс полевых, лабораторных и камеральных методов. 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 — опять к практике. Начало геокриологии было положено практикой, т. е. практическими запросами инженерной деятельности человека в области мерзлоты и в связи с поисками и разработкой месторождений полезных ископаемых в криолитозоне. Рассмотрение практических вопросов неизбежно потребовало временного отвлечения от практики для установления связей и общих законов развития мерзлых пород, т. е. для разработки теоретических основ геокриологии или учения о мерзлых породах. Полученные же теоретические разработки на практике проверяются, подтверждаются и получают новые импульсы для последующего развития.

РАЗДЕЛ I

Теплофизические, физико-химические и механические процессы в промерзающих, мерзлых и протаивающих породах и их проявление в криолитозоне

Глава 1

ТЕПЛОФИЗИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В ПРОМЕРЗАЮЩИХ И ПРОТАИВАЮЩИХ ПОРОДАХ

§ 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 т. д.) 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 перенос тепла $q_{\text{кв}}$ осуществляется жидкостью и газом, перемещающимися по порам, пустотам и трещинам горных пород. Причем доля тепла, переносимого в процессе миграции (диффузии) влаги в горных породах, обычно мала по сравнению с долей тепла, переносимого кондуктивным путем. В случае же вынужденной конвекции (фильтрации) воды и газа в трещиноватых скальных, грубообломочных и песчаных породах конвективный механизм теплопередачи играет существенную роль и пренебрежение им может приводить к существенным ошибкам в расчетах температурных полей. Учет конвективной составляющей теплового потока осуществляется либо через эффективный коэффициент теплопроводности $\lambda_{\text{эф}}$, обуславливающий суммарный перенос тепла за счет

конвекции и кондукции, либо посредством прямого расчета плотности теплового потока q , связанного, например, с фильтрацией воды или порового раствора: $q_{\text{кв}} = \gamma_{\text{в}} I_{\text{ф}} v_{\text{в}}$, где $\gamma_{\text{в}}$ — объемная масса воды; $v_{\text{в}}$ — скорость ее фильтрации; $I_{\text{ф}}$ — удельное относительное теплосодержание фильтрующейся воды (раствора).

Основной и наиболее существенный механизм переноса тепла в горных породах — кондуктивный. При кондукции 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: $q_{\text{кд}} = -\lambda \text{grad } t$, где $q_{\text{кд}}$ — 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 $\text{grad } t$.

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. Графически температурные поля изображаются при помощи изотерм — линий или поверхностей, соединяющих равные значения температуры (рис. 1.1). Если температурное поле в каждой точке со временем не изменяется, то оно называется стационарным (см. рис. 1.1, а). В противном случае оно характеризуется как нестационарное (см. рис. 1.1, 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:

$$C_{\text{об}}(z) \frac{\partial t}{\partial \tau} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda(z) \frac{\partial t}{\partial z} \right) + f(z), \quad (1.1)$$

где $f(z)$ — плотность распределенных источников или стоков тепла; $C_{\text{об}}(z)$ — коэффициент теплоемкости среды, численно равный количеству тепловой энергии, необходимой для нагревания на 1°C единицы объема вещества. Для наиболее про-

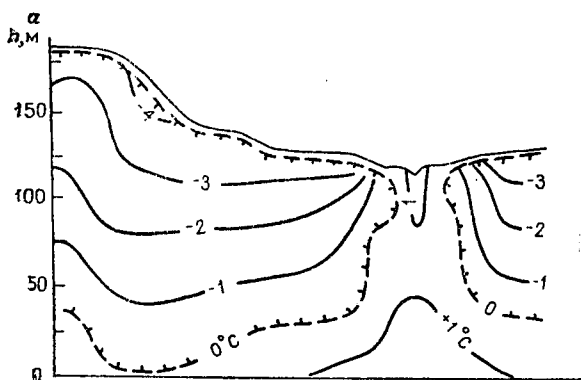
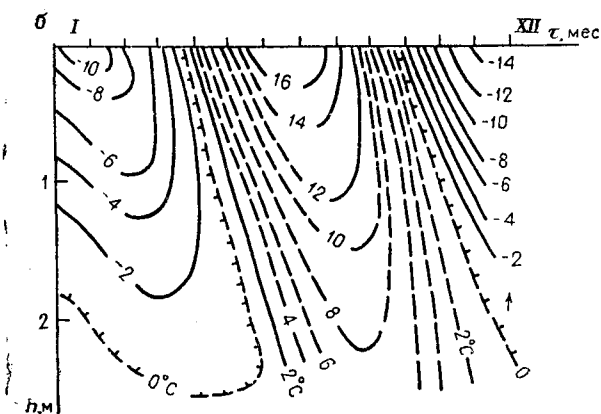


Рис. 1.1. Примеры графического изображения температурного поля (а — двумерного стационарного, б — одномерного нестационарного). Изотерма 0°C — граница между талыми и мерзлыми породами



стого случая среды с постоянными теплофизическими характеристиками и при отсутствии источников тепла ($\lambda = \text{const}$, $C_{00} = \text{const}$, $f(z) = 0$) уравнение нестационарной теплопроводности имеет вид:

$$\frac{\partial t}{\partial \tau} = a \frac{\partial^2 t}{\partial z^2}, \quad (1.2)$$

где $a = \lambda/C_{00}$ — коэффициент температуропроводности, служащий показателем тепловой инерционности среды.

Характер изменения во времени температурного поля в случае нестационарного теплового режима может быть самым разнообразным: от монотонного до скачкообразного. Наиболее важным частным случаем нестационарных температурных полей в природных условиях являются периодически установившиеся во времени поля. Их особенность состоит в том, что при многократном повторении температурных колебаний на поверхности влияние начального распределения температуры в среде практически исчезает. Оно как бы «стирается из памяти» среды и с некоторого момента времени им можно прене-

брежь. Этот момент и указывает выход процесса на периодически установившийся режим.

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:

$$t(0, \tau) = t_{\text{ср}}^0 + A_0 \sin \frac{2\pi}{T} \tau, \quad (1.3)$$

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; $t_{\text{ср}}^0$ — среднегодо-

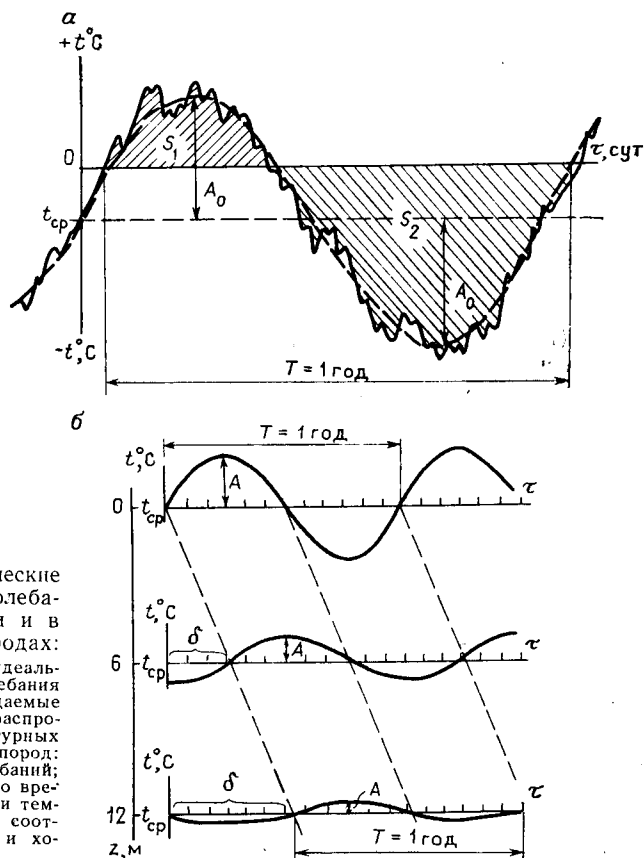


Рис. 1.2. Гармонические температурные колебания на поверхности и в подстилающих породах: а — приведенные к «идеальной» синусоиде колебания температуры, наблюдаемые на поверхности; б — распространение температурных волн в толще горных пород; A — амплитуда колебаний; δ — сдвиг колебаний по времени; S_1, S_2 — площади температуроградусочасов соответственно в теплый и холодный периоды

вая (среднесуточная или среднемноголетняя) температура поверхности пород, около которой совершаются колебания с периодом T . Таким образом, колебания температуры на поверхности однозначно определяются тремя величинами: $t_{\text{ср}}^0$, 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. 1.2, 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 $t_{\text{ср}}^0$ и физическая амплитуда колебания температуры A_0 , при этом могут быть найдены следующим образом:

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

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 волновые температурные колебания. 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 $C_{\text{об}}$. Поэтому 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. Матема-

тическая формулировка задачи выглядит следующим образом:

$$\begin{cases} \frac{\partial t(z, \tau)}{\partial \tau} = a \frac{\partial^2 t(z, \tau)}{\partial z^2}, & z > 0; \\ t(0, \tau) = t_{\text{ср}}^0 + A_0 \sin \frac{2\pi}{T} \tau. \end{cases} \quad (1.4)$$

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

$$t(z, \tau) = t_{\text{ср}}^0 + A_0 e^{-z \sqrt{\frac{\pi C_{\text{об}}}{\lambda T}}} \sin \left(\frac{2\pi}{T} \tau - z \sqrt{\frac{\pi C_{\text{об}}}{\lambda T}} \right). \quad (1.5)$$

Эта функция 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 $t_{\text{ср}}^0$ и с тем же периодом T , что и колебания на поверхности (см. рис. 1.2. б). Более детальный анализ приведенного решения позволяет сформулировать следующие зависимости, известные под названием законов Фурье и являющиеся основополагающими для процесса распространения температурных волн в горных породах.

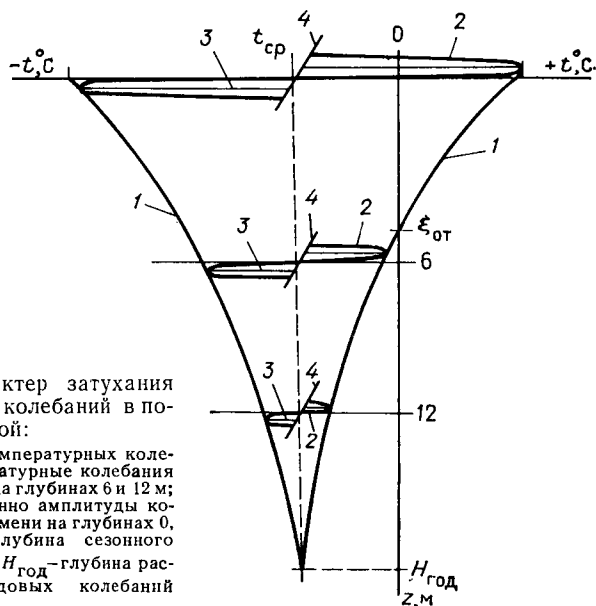


Рис. 1.3. Характер затухания температурных колебаний в породах с глубиной:

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; $\xi_{\text{от}}$ — глубина сезонного оттаивания пород; $H_{\text{год}}$ — глубина распространения годовых колебаний температуры

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

$$A(z) = A_0 e^{-z \sqrt{\frac{\pi C_{об}}{\lambda T}}} \quad (1.6)$$

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 амплитуда и тем на большую глубину (при прочих равных условиях) проникают температурные колебания.

Кривые, ограничивающие на каждой конкретной глубине максимальные и минимальные значения синусоидальных колебаний температуры, являются экспоненциальными кривыми, определяющими характер затухания амплитуд колебания температуры с глубиной (рис. 1.3). 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. 1.4), то одновременные 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. 1.3).

Второй закон Фурье указывает, что температурные колебания в породах происходят со сдвигом фаз, пропорциональным глубине (см. рис. 1.2, б). Время запаздывания колебаний можно вычислить по формуле:

$$\tau(z) = \frac{1}{2} z \sqrt{\frac{TC_{об}}{\pi \lambda}} \quad (1.7)$$

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 пород 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

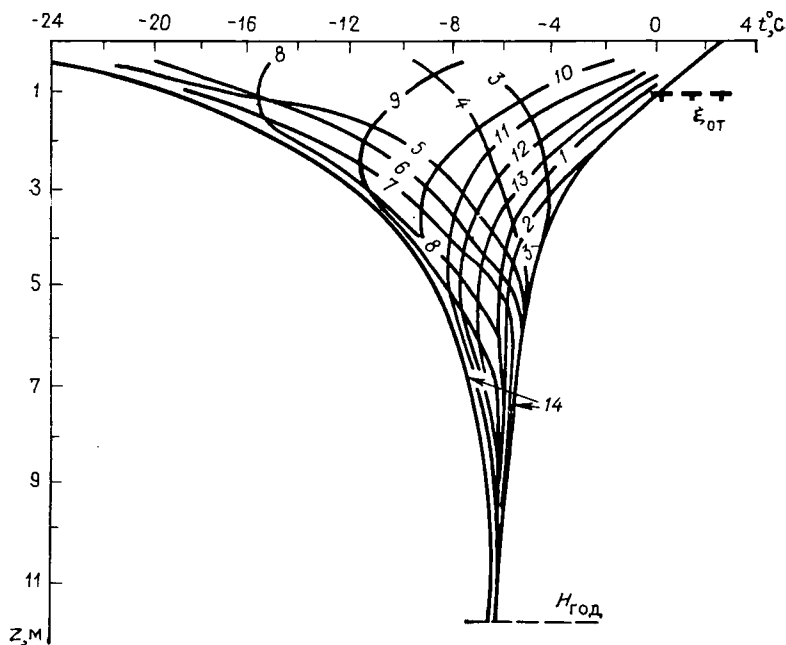


Рис. 1.4. Характер изменения температуры пород (в скважине) на различные моменты времени года:

1—13—температурные кривые (1—30/IX, 3—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/V, 11—26/VI, 12—27/VII, 13—29/VIII); 14—огнивающие кривых. Остальные обозначения см. на рис. 1.3

время, которое необходимо волне, чтобы дойти от поверхности до этой глубины 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 соответственно), а в нижней части слоя наблюдается еще период похолодания (или потепления) от предыдущей температурной волны (см. рис. 1.4, кривые 8 и 10).

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

$$h = \sqrt{\frac{\lambda T}{\pi C_{об}}} \ln \frac{A_0}{A_h}. \quad (1.8)$$

Исходя из этого выражения, глубина проникновения колебаний оказывается тем большей, 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 $0,1^\circ\text{C}$, т. е. оказывается соизмеримой с точностью

определения температуры в натурных условиях. Подставив в выражение (1.8) значение $A_n = 0,1^\circ\text{C}$ и различные численные значения периода колебаний 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:

$$z_2 = \sqrt{\frac{T_2}{T_1}} z_1. \quad (1.9)$$

Так, если имеются два колебания температуры на поверхности пород с периодами 1 год и 100 лет и известно, что амплитуда годового колебания уменьшается на глубине 10 м в 10 раз, то из выражения (1.9) 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 периодические (гармонические) колебания температуры (температурные волны), то годовой (суточный или многолетний) период изменения температуры в породах подразделяется на две части: полупериод нагревания и полупериод охлаждения. Количество тепла, приходящего в породу за полупериод нагревания и уходящего из нее за полупериод охлаждения, нередко в геокриологии называют теплооборотом в породе. В случае периодически установившегося температурного режима теплооборота за каждый из полупериодов оказываются равными, но противоположными по знаку. Как было показано В. А. Кудрявцевым [17], при распространении тепла в сухом однородном грунте, фазовые переходы влаги в котором отсутствуют, выражение для теплооборотов через поверхность пород в слое z имеет вид:

$$Q_n = \sqrt{2} (A_0 - A_z) \cdot \sqrt{\frac{\lambda T C}{\pi}}. \quad (1.10)$$

Следует особо подчеркнуть, что все рассмотренные выше закономерности формирования температурного поля в горных породах не учитывали эффекта фазовых переходов влаги в них и наличия горизонтальных и вертикальных потоков тепла. Так, например, если принимать во внимание существование потока тепла q из недр Земли, то среднегодовая температура пород по глубине слоя с годовыми колебаниями температуры

$t_{\text{ср}}$ не остается постоянной, а повышается в соответствии с геотермическим градиентом g , т. е.:

$$t_{\text{ср}}(z) = t_{\text{ср}}^0 + (q/\lambda) z. \quad (1.11)$$

Геотермический градиент ($g = q/\lambda$) 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°C . Для грубоориентировочных расчетов нередко принимают, что геотермическая ступень в пределах континентов составляет в среднем 33 м на 1°C .

Кроме вертикальных потоков тепла из недр Земли и вызванных ими геотермических градиентов температуры в верхней части литосферы существуют также и горизонтальные потоки тепла, а соответственно, и горизонтальные температурные градиенты. Особенно значительные горизонтальные температурные градиенты в горных породах наблюдаются 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 и 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.

Значительно более сложными оказываются закономерности формирования температурного поля во влажных горных породах и грунтовых системах при переходах их температуры через 0°C . Связано это с тем, что процессы замерзания воды или таяния льда (фазовые переходы воды) в горных породах сопровождаются выделением или поглощением большого количества тепла, что существенно изменяет картину температурного поля. По своей сути в этом случае имеет место не просто процесс охлаждения или нагревания породы, а значительно более сложный, получивший название процесса промерзания или протаивания влажных горных пород. Для верного понимания и анализа этого процесса прежде всего следует рассмотреть сущность фазовых переходов влаги во влажных грунтовых системах.

§ 2. Замерзание (кристаллизация) воды и таяние льда в горных породах

Влажные породы при переходе температуры через 0°C являются чрезвычайно 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 связыванию воды ионами добавляется еще и взаимодействие с активными поверхностями минеральных частиц (связанная вода). Поэтому при изучении структуры и фазовых переходов связанной воды в дисперсных породах необходимо рассмотреть модель структуры свободной (объемной) воды, которая служит как бы эталоном при их сравнении.

В соответствии с разработками А. А. Ананяна, Б. Н. Достовалова, О. Я. Самойлова, Я. И. Френкеля и других исследователей, процессы фазовых переходов лед — объемная вода — пар (процесс плавления льда) могут быть представлены следующим образом [11]. При температуре льда, близкой к 0 К, каждая молекула, располагающаяся в узле решетки льда, обладает минимумом кинетической энергии E_k и максимумом энергии активации, т. е. суммарной энергией связи $E_{св}$ или взаимодействия ее с окружающими молекулами. Величина E_k 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 совершение ими трансляционных скачков, когда $E_k > E_{св}$. При продолжающемся воздействии энергии наступает такой момент, когда в общей сложности разрывается более 9—13 % водородных связей и начинается процесс изотермического плавления. Процент разорванных водородных связей определяется из соотношения теплоты плавления (5,9 кДж/моль) и сублимации (48,1 кДж/моль).

Разрыв такого количества водородных связей молекул H_2O происходит вследствие образования достаточного числа вакансий 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 молекул, 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 («куски льда») в колебательное (броуновское) движение около своих центров равновесия. Последнее осуществляется за счет импульсов транслярующих молекул H_2O . При этом практически прекращается увеличение энергии вращательно-колебательного движения молекул H_2O в узлах кристаллической решетки льда. В связи с этим не происходит дальнейшего повышения температуры льда при продолжающемся поступлении тепла.

В ходе плавления льда под воздействием импульсов как отдельных транслирующих молекул, так и их групп крупные и наиболее медленные ассоциаты молекул H_2O 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 некоей 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 прекращаются.

Основываясь на вышензложенном, несложно рассмотреть и обратный ход процесса — превращение воды в лед (процесс заморзания воды). Так, при отводе тепла от воды уменьшается число трансляционных скачков и скорость диффундирующих молекул H_2O и небольших ассоциатов воды. Импульсы, сообщаемые транслирующими частицами, слабеют. Колебания около центров равновесия крупных ассоциатов молекул, составляющих структурный каркас воды, замедляются. 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 молекул 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

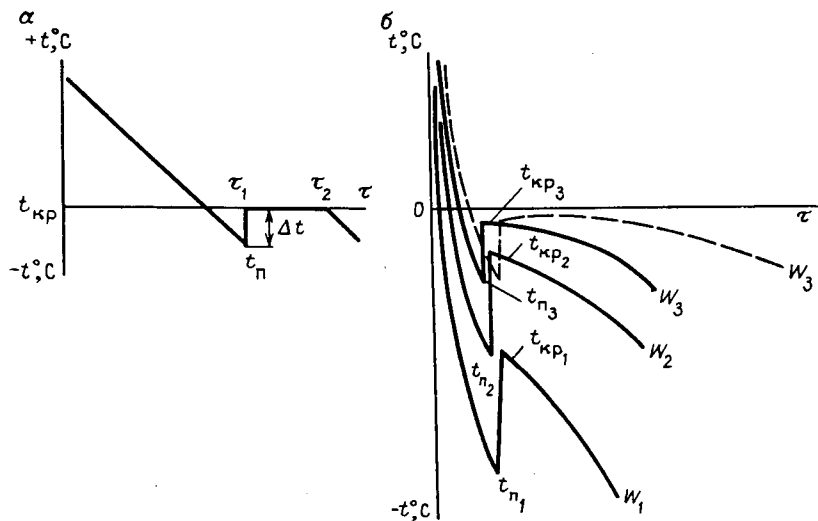


Рис. 1.5. Характер изменения во времени τ температур переохлаждения t_n и кристаллизации $t_{кр}$ воды (а) и замерзающей глинистой породы (б) различной начальной влажности $W_1 < W_2 < W_3$ при отводе тепла с постоянной скоростью Q'_1 (сплошная линия) и Q'_2 (пунктирная линия) при $Q'_1 > Q'_2$

части воды в лед. Следовательно, пока не совершится переход всей воды в лед, температура системы не может понизиться (рис. 1.5, а). Именно поэтому процесс замерзания является изотермическим. Он сопровождается интенсивным укрупнением ассоциатов, характеризующихся броуновским движением и выделением теплоты кристаллизации. Можно предположить, что при очень быстром отводе тепла от замерзающей системы можно достичь условий, когда замерзание произойдет почти мгновенно. Однако при этом не будет выделяться теплота кристаллизации, так как не будет происходить преобразования 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 $472 \text{ H}_2\text{O}$. Размер этой элементарной ячейки льда оценивается величиной порядка 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 для 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 микрокристалла 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 зарождения кристаллов льда основывается на неизбежном присутствии в расплаве (воде) инородных частиц (примесей), которые служат естественной затравкой, т. е. центрами кристаллизации. Гетерогенная 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, которое достигается при переохлаждении жидкости 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 от 0 до -55°C . Экспериментально удавалось переохладить дистиллированную воду до $-12 \div -16^\circ\text{C}$, а мелкие жидкие капли воды до -72°C . 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 пересыщения или переохлаждения расплава. Наилучшей затравкой являются частицы (примеси) самого выращиваемого кристалла (лед). 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 могут служить также растворимые в воде кристаллики солей, различного рода механические примеси и вещества, которые в известных условиях дают 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 кристаллов льда определяется, с одной стороны, особенностями кристаллохимического строения его, 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 [19]. В условиях одностороннего равномерного охлаждения это приводит к отбору и преимущественному росту тех кристаллов, которые ориентированы наиболее благоприятно. Менее выгодно ориентированные кристаллы выклиниваются. Причем если грань растущего кристалла встречает на своем пути какое-либо постороннее тело, то она начинает отталкивать это тело 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, так же как и молекулы воды, организуются в элементарную решетку. Идет раздельное образование решеток льда и каждой соли. Такое расслаивание обусловлено различием кристаллографических параметров у решетки льда и солей. 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, определяемое условиями формирования решетки льда. При этом чем больше скорость кристаллизации,

тем больше солей захватывается кристаллом. Температура замерзания (кристаллизации) $t_{\text{кр}}^0$ солевого раствора воды оказывается ниже 0°C .

При 0°C 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 среднестатистического расстояния между молекулами H_2O во льду и в воде.

Более сложной является проблема фазовых переходов связанной воды в лед и, прежде всего, толкование эффекта понижения температуры замерзания воды в грунтах. С самых общих молекулярно-кинетических позиций очевидно, что процесс фазового перехода связанной воды в лед должен соответствовать картине, свойственной свободной (объемной) воде. Однако при этом следует учитывать, что связанная минеральной поверхностью вода характеризуется структурой, отличной от структуры свободной воды. Можно предполагать, что в ее структуре отсутствует мерцающая (среднестатистическая) каркасная решетка из льдоподобных ассоциатов молекул H_2O , присущая свободной воде. Любая молекула H_2O в связанной воде, по-видимому, участвует в построении специфической структурной решетки, повторяющей структурный мотив кристаллической решетки минеральной поверхности (подложки), что обусловлено эпитаксиальным механизмом связывания воды поверхностью. Причем по мере приближения к твердой подложке структурный мотив решетки связанной воды будет все более соответствовать структуре кристаллической решетки гидратирующего минерала, а энергия связи ее с подложкой будет все более возрастать. Другими словами, чем ближе к минеральной поверхности, тем существеннее будет искажена структура связанной воды в сравнении со свободной. Поэтому если для образования первых полнокристаллических зародышей льда в свободной воде было достаточно, чтобы при понижении температуры колебания крупных ассоциатов молекул, составляющих структурный каркас воды, существенно ослабли, а водородные связи между ними оказались способными удерживать их друг около друга, то для образования первых зародышей льда в связанной воде это условие оказывается уже недостаточным. Для связанной воды, в которой практически отсутствуют крупные ассоциаты H_2O , слагающие структурную решетку объемной воды, вначале необходимо такие ассоциаты организовать. Для этого потребуются такое понижение температуры, которое позволит уменьшить кинетическую и колебательную энергию отдельных молекул связанной воды настолько, что энергия связи молекул между собой $E_{\text{св}}$ или энергия активации окажутся больше суммы кинетической энергии и энергии связи их с минеральной подложкой $E_{\text{м}}$. В этом случае водородные связи молекул H_2O будут способны преодолеть действие поверхностных

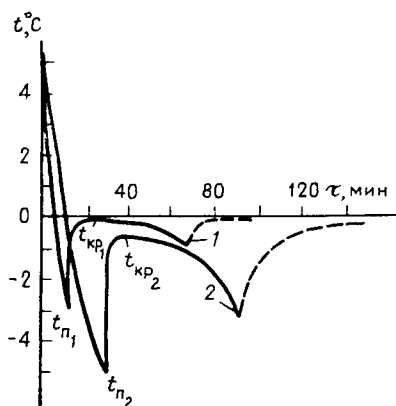
сил минеральных частиц и сгруппировать молекулы в льдоподобные ассоциаты. Условие образования первых полнокристаллических зародышей льда в связанной воде запишется следующим образом:

$$E_{св} > E_k + E_m, \quad (1.12)$$

где E_m является переменной величиной, возрастающей в степенной зависимости по мере приближения к минеральной поверхности и уменьшения толщины пленки h связанной воды, т. е. $E_m = f(1/h^n)$, где n — показатель, величина которого зависит от типа взаимодействия воды с подложкой. Необходимое для реализации этого условия понижение температуры связанной воды до значения t_n , равного температуре переохлаждения, будет обуславливаться величиной энергии связи воды минеральной подложкой E_m . 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. 1.5, б). Таким образом, природа эффекта переохлаждения связанной воды при замерзании дисперсных пород обусловлена прежде всего 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 также следует, что поверхностная энергия зависит от температуры, т. е. дальное действие затухает с ее понижением.

Таким образом, после достижения грунтовой системой температуры, равной температуре переохлажденной связанной воды ($t_n < t_{кр}^H$), энергетически наименее связанная часть ее выходит из-под действия поверхностных сил грунтовых частиц, что способствует образованию из отдельных молекул H_2O ассоциатов 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 (1.12) уже предполагает наличие обязательного понижения температуры (до $t_n < t_{кр}^H$), а с другой — поровый раствор характеризуется наличием большого числа инородных ядер кристаллизации, что ускоряет и интенсифицирует перегруппировку молекул воды в струк-

Рис. 1.6. Кривые температур охлаждения t_n до температур начала кристаллизации $t_{кр}$ (сплошная линия) и нагревания (пунктирная линия) песка (1) и глины (2)



туру льда. Процесс появления новых зародышей льда в связанной воде дисперсных пород и превращения их в полноценные по структуре кристаллы льда будет происходить, естественно, с выделением теплоты фазовых переходов. Это вызовет скачкообразное повышение температуры грунтовой системы, а следовательно, и связанной воды до температуры начала ее замерзания или начала кристаллизации $t_{кр}^H$.

Значение температуры начала кристаллизации связанной воды в дисперсных породах определяется величиной энергии связи грунтовой влаги с минеральной поверхностью E_m . Как показывают экспериментальные исследования, чем больше эта энергия и чем тоньше пленка связанной воды, тем ниже значение температуры начала кристаллизации. Так, в песках, характеризующихся большим содержанием весьма слабосвязанной (практически свободной) воды, температура начала ее замерзания близка к температуре замерзания объемной (чистой) воды ($t_{кр}^H \approx 0^\circ\text{C}$). При этой температуре в песках происходит замерзание всей свободной воды, а продолжительность времени замерзания зависит от влажности песка и интенсивности охлаждения. Если продолжать и далее отвод тепла из замораживающего образца песка, то температура его будет постепенно понижаться примерно до $-0,5 \div -1^\circ\text{C}$ (рис. 1.6), 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 % значений порядка $-2,5 \div -3,5^\circ\text{C}$. При этом следует учитывать, что наличие растворенных солей и обменных катионов в связанной воде дисперсных пород будет также понижать значение $t_{кр}^H$. 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. 1.6). 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 ($t_{кр}^H$). Продолжительность времени кристаллизации связанной воды, так же как и свободной воды, будет определяться скоростью отвода тепла из системы. Большая скорость отвода тепла приведет к более быстрому по времени вымерзанию связанной воды, фиксируемому более резким изгибом кривой изменения отрицательной температуры замерзающей породы (см. рис. 1.5, б).

Чем же вызвана необходимость понижения температуры грунтовой системы при последовательном вымерзании все более связанных слоев воды после возникновения первых полнокристаллических зародышей льда и достижения системой температуры начала кристаллизации ($t_{кр}^H$)? Для объяснения природы фазовых превращений связанной воды в спектре отрицательных температур схематично рассмотрим процесс постепенного ее вымерзания в дисперсной породе по мере продолжения отвода тепла.

Достижение породой температуры начала кристаллизации ($t = t_{кр}^H < 0^\circ\text{C}$) и возникновение первых полнокристаллических зародышей льда означают 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 ($E_m(t) = f(1/h^n)$ и льдом ($E_{лп}(t) = f(1/h^n)$) пересекаются между собой на невысоком энергетическом уровне (рис. 1.7, сечение I—I). Сечение I—I в таком случае представляет собой условную границу раздела слоя незамерзшей воды на две части. Одна из них левая часть), располагающаяся между этим сечением и минеральной поверхностью (МП), будет находиться под преобладающим влиянием поверхностных сил минеральной подложки. Другая (меньшая по мощности — правая) часть слоя незамерзшей воды, ограниченная сечением I—I и ледяной поверхностью (ЛП), будет удерживаться в основном поверхностными силами ледяной подложки, а ее структура окажется, естественно, максимально приближена к структуре льда. Другими словами, эта часть незамерзшей воды представляет собой 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 иска-

жение водородных связей в близлежащих слоях незамерзшей воды. Такое искажение передается в последующие слои воды по эпитаксиальному (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, связываемое поверхностью льда, будет более слабым по сравнению с минеральной поверхностью и должно распространяться в глубь воды на меньшее расстояние. Поэтому толщина пленки

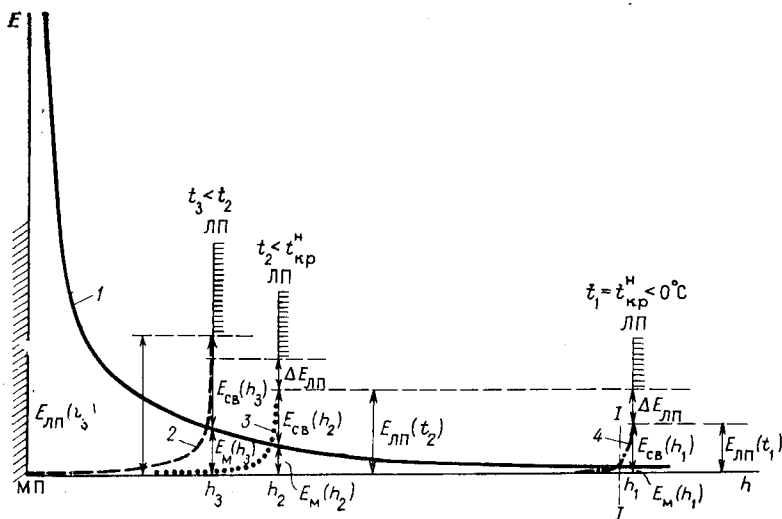


Рис. 1.7. Зависимость толщины пленки h незамерзшей воды от энергии связывания E при отрицательных температурах $t_1 > t_2 > t_3$:

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

незамерзшей воды, связываемой минеральной поверхностью, оказывается существенно больше толщины пленки, удерживаемой находящейся в поле действия поверхностных сил льда (см. рис. 1.7). Примечательно, что понижение отрицательной температуры такой льдогрунтовой системы на одно и то же значение ($\Delta t_1 = \Delta t_2 = \Delta t_3 \dots$) должно приводить к одинаковому и существенному увеличению свободной поверхностной энергии льда ($\Delta E_{\text{лп}}^1 = \Delta E_{\text{лп}}^2 = \Delta E_{\text{лп}}^3 = \dots$). Увеличение свободной поверхностной энергии льда будет на порядок больше по сравнению с изменением этой величины для минеральной поверхности. Подтверждением этому служит тот факт, что коэффициент температурной деформации (α —изменение линейного размера тела при изменении его температуры на единицу) льда более чем на порядок превышает таковой для минералов и горных пород (для льда $\alpha = 40\text{--}60 \cdot 10^{-6}$ 1/град, для минерального скелета глинистых пород — $0,4\text{--}8 \cdot 10^{-6}$ 1/град, для гранита, песчаников

сланцев — $3-10 \cdot 10^{-6}$ 1/град). Уменьшение же объема твердых тел при охлаждении связано с уменьшением структурных параметров их кристаллических решеток. Большее изменение этих структурных параметров приведет к соответствующему (большему по величине) искажению (деформированию) водородных связей в окружающей незамерзающей воде и будет проявляться на большем расстоянии от искажающей поверхности. Другими словами, энергия связывания воды поверхностью льда $E_{\text{лп}}$ 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 $E_m = f(1/h^n)$ при понижении температуры можно пренебречь. Изменение же кривой $E_{\text{лп}}(t) = f(1/h^n)$ за счет, например, одинакового увеличения поверхностной энергии льда $\Delta E_{\text{лп}}$ при понижении отрицательной температуры породы на одну и ту же величину Δt окажется существенным, что и находит отражение на графике (см. рис. 1.7). При этом:

$$E_{\text{лп}}(t_1) < E_{\text{лп}}(t_2) < E_{\text{лп}}(t_3), \quad (1.13)$$

где $t_1 > t_2 > t_3$, а $|t_1 - t_2| = |t_2 - t_3| = \Delta t$ и $E_{\text{лп}}(t_2) - E_{\text{лп}}(t_1) = E_{\text{лп}}(t_3) - E_{\text{лп}}(t_2) = \Delta E_{\text{лп}}$. 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, связываемого поверхностью льда, при этом должна возрастать.

Исходя из вышеизложенного, представляется возможным объяснить причину дальнейших фазовых переходов связанной (незамерзшей) 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 зародышей 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 ней устанавливается квазиравновесное состояние между незамерзшей водой и льдом, и дальнейшего вымерзания связанной воды происходить не будет. В этом случае при толщине пленки связанной воды h_1 , которая определяет расстояние от минеральной поверхности h_1 и на которой температура имеет значение t_1 , должно выполняться условие:

$$E_{\text{лп}}(t_1) = E_{\text{св}}(t_1) + E_m(t_1), \quad (1.14)$$

где $E_{\text{лп}}(t_1)$ — поверхностная энергия льда, затрачиваемая на взаимодействие (связь) с прилегающими молекулами незамерз-

шей воды; $E_{\text{св}}(t_1)$ и $E_{\text{м}}(t_1)$ — соответственно энергия связи между молекулами H_2O и энергия связи молекул незамерзшей воды с минеральной поверхностью, располагающейся 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, связанной воды и минеральных частиц (допустим, на $\Delta t = t_1 - t_2$, где $t_2 < t_{\text{кр}}^{\text{н}}$). При таком понижении температуры произойдет увеличение поверхностной энергии льда на величину $\Delta E_{\text{лп}} = E_{\text{лп}}(t_2) - E_{\text{лп}}(t_1)$ 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 подвергнется существенному (по сравнению со льдом) изменению ($E_{\text{м}}(t_1) \approx E_{\text{м}}(t_2)$). Это приведет к нарушению условия (1.14) таким образом, что:

$$E_{\text{лп}}(t_1) > E_{\text{св}}(t_1) + E_{\text{м}}(t_1). \quad (1.15)$$

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 в положении h_2 , в котором будет выполняться условие: $E_{\text{лп}}(t_2) = E_{\text{св}}(t_2) + E_{\text{м}}(t_2)$.

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 рассматриваемом случае, обеспечит увеличение поверхностной энергии льда на величину $\Delta E_{\text{лп}} = E_{\text{лп}}(t_2) - E_{\text{лп}}(t_1) = E_{\text{лп}}(t_3) - E_{\text{лп}}(t_2)$ и возрастание энергии связи молекул H_2O в незамерзшей воде так, что $E_{\text{св}}(t_3) > E_{\text{св}}(t_2) > E_{\text{св}}(t_1)$. Это нарушит установившееся квазиравновесное условие, и произойдет новое вымерзание дополнительного количества незамерзшей воды при условии необходимого отвода теплоты фазовых переходов из породы. Несложно, как и в предыдущем случае, графически на рис. 1.7 найти новое положение h_3 поверхности льда, соответствующее отрицательной температуре $t_3 < t_2$.

На рис. 1.8 представлена известная по экспериментам кривая зависимости содержания незамерзшей воды от отрицатель-

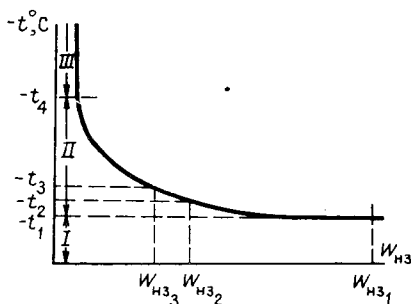


Рис. 1.8. Зависимость содержания незамерзшей воды W_{nz} от понижения отрицательной температуры при интенсивных (I), незначительных (II) и практически отсутствующих (III) фазовых переходах

ной температуры. При этом видно, что последовательное изменение отрицательной температуры порождает 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 утоньшением пленки незамерзшей воды значения энергии связывания молекул связанной воды минеральной поверхностью в соответствии с кривой $E_m = f(1/h^n)$. Это кривая, таким образом, и определяет по существу характер кривой $W_{nz} = f(t)$. Действительно, при высоких отрицательных температурах происходит интенсивное вымерзание слабосвязанной воды в грунтовых системах при понижении температуры на 1°C , а в области низких отрицательных температур при понижении температуры на 1°C наблюдается существенное замедление или практическое прекращение фазовых переходов незамерзшей воды в лед (см. рис. 1.7). С учетом этого и в соответствии с кривой $W_{nz} = f(t)$, Н. А. Цытович в 1973 г. предложил разделить процесс фазовых переходов воды в дисперсных породах на три области (см. рис. 1.8): I — область интенсивных фазовых переходов, когда при изменении температуры на 1°C происходит изменение содержания незамерзшей воды более чем на 10 %, т. е. $\Delta W_{nz} > 10\%$; II — область слабоинтенсивных переходов, когда при $\Delta t = 1^\circ\text{C}$ ΔW_{nz} изменяется в интервале от 10 до 1 %; III — область практического отсутствия фазовых переходов, когда при $\Delta t = 1^\circ\text{C}$ $\Delta W_{nz} < 1\%$.

Описанные закономерности относились к химически «чистой» связанной воде в дисперсных породах. Однако в природных условиях связанная грунтовая вода характеризуется присутствием большого количества растворенных солей, которые связывают молекулы H_2O и тем самым будут препятствовать переходу этой осмотически связанной воды в лед. В соответствии с этим условие фазового перехода связанной воды, в которой присутствуют растворенные соли, в лед (вымерзание такой незамерзшей воды в спектре отрицательных температур) при толщине пленки h и температуре заморозания на ее поверхности t запишется в следующем виде:

$$E_{\text{лп}}(t) > E_{\text{св}}(t) + E_0(t) + E_m(t), \quad (1.16)$$

где $E_0(t)$ — энергия связи молекул H_2O в незамерзшей воде ионами растворенных солей на расстоянии h от минеральной поверхности. Согласно условию (1.16) оказывается, что чем больше будет 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 незамерзшей воды в лед.

Весьма интересным при рассмотрении фазовых переходов незамерзшей воды в дисперсных породах представляется вопрос о структуре формирующегося при этом льда. В настоящее время принимается, что при вымерзании большей части незамерзшей воды в породах образуется первая модификация льда (лед I). Однако невозможно целиком отрицать то, что структура формирующегося льда должна испытывать на себе влияние поверхностных сил минеральной подложки. Такое влияние может, по-видимому, проявляться, хотя и очень слабо, на расстояниях порядка нескольких сотен нанометров, т. е. при высоких отрицательных температурах. Наиболее же ощутимо это влияние скажется на расстояниях льда от минеральной поверхности в десятки и единицы нанометров, т. е. при низких отрицательных температурах, когда толщина пленки незамерзшей воды оказывается достаточно малой, и она практически целиком находится в поле действия поверхностных сил минеральных частиц (см. рис. 1.7, $h \ll h_3$). Действительно, энергия взаимодействия молекул незамерзшей воды с минеральной поверхностью при этом оказывается существенно больше, нежели с поверхностью льда, т. е. $E_{\text{лп}}(t \ll t_3) \ll E_{\text{м}}(h \ll h_3)$. Искажения же водородных связей в незамерзшей воде поверхностными силами минеральной подложки оказываются столь сильными, что они становятся способными деформировать водородные связи в структуре льда, т. е. по существу исказить эту структуру. Кристаллическая структура льда, таким образом, приспосабливается к структуре минеральной подложки под влиянием поверхностных сил последней (явление псевдоморфизма). Согласно теории псевдоморфизма распространение напряжений (в нашем случае за счет искажения водородных связей) внутрь структуры срастающихся тел может достигать десятков нанометров и зависит от величины несоответствия структур контактирующих тел, энергии взаимодействия между ними и «жесткости» или упругости их решеток. При этом из двух срастающихся тел наибольшие объемные изменения при псевдоморфизме испытывает тот кристалл, у которого меньше величина энергии кристаллической решетки. Применительно к рассматриваемой мерзлой дисперсной системе такими более деформируемыми кристаллами будут, естественно, поверхностные кристаллы льда.

Определенным (но нестрогим, поскольку намерзание льда осуществлялось в направлении от минеральной подложки, а не

наоборот, как это происходит при замерзании незамерзшей воды) экспериментальным подтверждением влияния минеральной поверхности на структуру льда служат опыты ряда исследователей по намораживанию льда на различных минеральных поверхностях. Они показали, что вблизи минеральной поверхности лед имеет специфическую структуру, отличную от структуры льда, образовавшегося на значительном удалении от поверхности. Толщина такого приконтактного слоя льда и степень изменения его структуры оказались существенным образом зависимы от структурных особенностей кристаллической решетки той или другой минеральной поверхности. Так на поликристаллическом основании при намораживании возникали более мелкие кристаллы льда. Особенно мелкие кристаллы ледяного покрытия образовывались на материалах аморфного строения. Минеральная подложка из гипса, характеризующегося волокнистым строением, вызывала развитие ориентированной кристаллизационной слоистости с длинными осями кристаллов вкрест простираения волокон основания. Экспериментально была обнаружена также зависимость ориентировки главных оптических осей кристаллов льда в приконтактном слое льда от величины и направления охлаждения. Очевидно, что в случае вымерзания незамерзшей воды эффекты искажения кристаллической структуры льда будут выражены слабее, поскольку воздействие минеральной поверхности на лед оказывается не прямым, а опосредованным через пленку связанной воды.

Используя все 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. Все это достаточно убедительно подтверждается результатами экспериментальных исследований (см. рис. 1.6).

Таким образом, во влажных тонкодисперсных породах фазовые переходы влаги происходят не при 0°C и не при одной какой-либо постоянной отрицательной температуре, а совершаются в спектре отрицательных температур. В промерзающей или мерзлой тонкодисперсной породе всегда содержится определенное количество незамерзшей воды. Так, экспериментально установлено, что даже при минус 100°C вокруг тонкодисперсных минеральных частиц еще содержится тонкая пленка незамерзшей воды толщиной порядка $0,3$ нм. При этом следует подчеркнуть, что отождествлять незамерзшую воду со связанной нельзя, поскольку на пленку связанной воды любой толщины в породе оказывают энергетическое явление 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 может в зависимости от конкретных условий включать в себя практически все виды грунтовой влаги: свободную (замерзающую обычно при 0°C , а при высоких концентрациях порового раствора — при температурах значительно ниже 0°C); капиллярную (замерзающую в области высоких, вблизи 0°C , отрицательных температур); пленочную и адсорбционную (замерзающую в широком спектре отрицательных температур вплоть до -100°C 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 подплавления льда, что приведет к увеличению содержания незамерзшей воды до его равновесного значения.

§ 3. Сублимация и десублимация влаги в мерзлых породах

Согласно термодинамическим представлениям сублимация льда представляет собой фазовый переход вещества из твердого состояния в газообразное, минуя жидкое, сопровождающийся поглощением тепла (теплота сублимации $2,83 \text{ кДж/г}$).

Механизм процессов сублимации и абликации 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 ($E_k > E_{\text{св}}$), 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. При этом 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 абликации 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.

Поверхность льда в начальные моменты времени сублимации оказывается испещренной большим количеством мелких углублений чашеобразной формы (воронки). Сублимационные воронки характеризуются в этот период малыми поперечными размерами и глубиной, формируя «сотовый» характер поверхности льда. В последующем происходит их углубление, расширение и частичное слияние, что приводит к формированию ориентированных углублений и канавок.

Очевидно, развитие вогнутых элементов микрорельефа имеет свой предел, после чего начинается сублимация выпуклых форм, характеризующихся на этот момент большой энергетической неустойчивостью. Появляются крупные плавные формы микрорельефа, и на этой, теперь уже пологоволнистой, поверхности льда вновь прослеживается дальнейшее развитие мелких сублимационных воронок. По-видимому, в дальнейшем поверхность льда претерпевает подобный вышеописанному элементарный цикл развития форм микрорельефа, но уже на унаследованной от предыдущего цикла поверхности льда. Это позволяет говорить о различной цикличности изменения поверхности сублимирующего льда на различных ее участках, площадь которых может возрастать и убывать, колеблясь около некоторого среднего значения. Этим и объясняется разброс в экспериментально определяемых на различные моменты времени значениях интенсивности сублимации льда I_c , которая представляет собой отношение потери массы льда за единицу времени к неизменной площади поперечного сечения образца льда. В целом же экспериментальные точки достаточно удовлетворительно располагаются около постоянного (среднего) значения интенсивности сублимации льда (рис. 1,9 а). Поскольку в начальный момент времени на поверхности образца сублимация льда развита 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 экспери-

ментальных данных 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

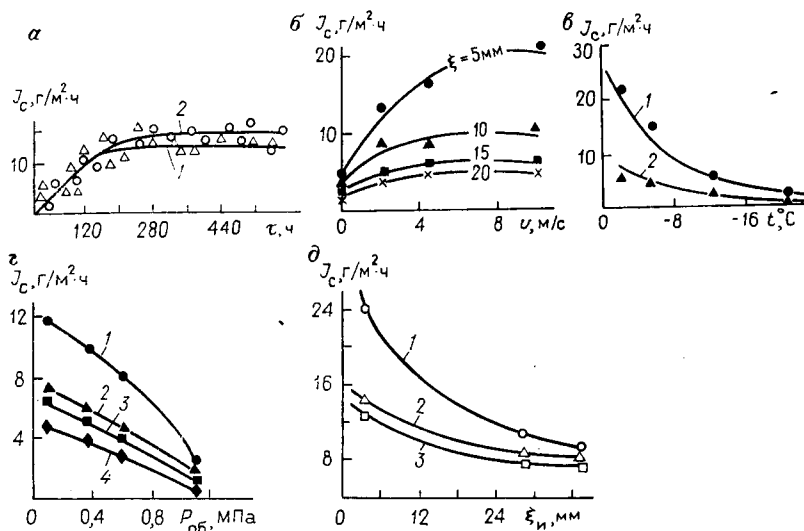


Рис. 1.9. Зависимость интенсивности сублимации льда I_c от:

а—времени протекания процесса для образцов крупнокристаллического (1) и мелкокристаллического (2) льда; б—скорости воздушного потока v при $t = -5^\circ\text{C}$ и разной мощности иссушенной зоны $\xi_{\text{и}}$ в образцах полиминеральной глины; в—температуры воздушной среды t при 0°C , движущейся со скоростью 4,5 м/с (1) и неподвижной (2) для образцов полиминеральной глины при $\xi = 5$ мм; г—давления в неподвижной воздушной среде над образцами льда (1), полиминеральной глины (2), каолина (3), суглинки (4) (здесь значения I_c приведены на фиксированный момент времени протекания процесса $\tau = 220$ ч); д—молекулярного состава неподвижной газовой среды для образцов льда (1), полиминеральной глины (2), каолина (3)

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. морозное иссушение. 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 системы паров воды, т. е. сопротавлением 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 Δt : $I_c = \Delta m / F \Delta t$.

Интенсивность сублимации льда из породы с течением времени имеет 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 от скорости воздушного потока возможно до определенного предела (v 4—7 м/с). Эффект этого влияния снижается по мере увеличения мощности иссушенной зоны грунта (см. рис. 1.9, б). С понижением температуры интенсивность сублимации уменьшается за счет уменьшения величины коэффициентов влагопереноса и градиентов потенциалов переноса (см. рис. 1.9, в). Экспериментальное исследование влияния общего давления (в интервале $1 \cdot 10^5 \div 1,2 \cdot 10^6$ Па) воздушной среды на I_c при $t = -8^\circ\text{C}$ показало, что по мере повышения давления интенсивность сублимации уменьшается (см. рис. 1.9, 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. 1.9, д).

Процесс, обратный сублимации льда, — абл и м а ц и я, т. е. кристаллизация водяных паров на грунтовых поверхностях, которая сопровождается выделением тепла и образованием кристаллов льда в виде снега. Абл и м а ц и я 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 абл и м а ц и о н н о г о 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 абликации I_a во времени. Плотность растущего абликационного слоя различна по его высоте, она уменьшается по мере удаления от грунтовой поверхности и меняется во времени, что связано с развитием процесса метаморфизма (перекристаллизации). С течением времени плотность абликационного слоя снега растет, что приводит к увеличению его теплопроводящей способности. Одновременно с ростом мощности рассматриваемого слоя с поверхности невлагонасыщенных пород может происходить диффузия влаги внутрь пород.

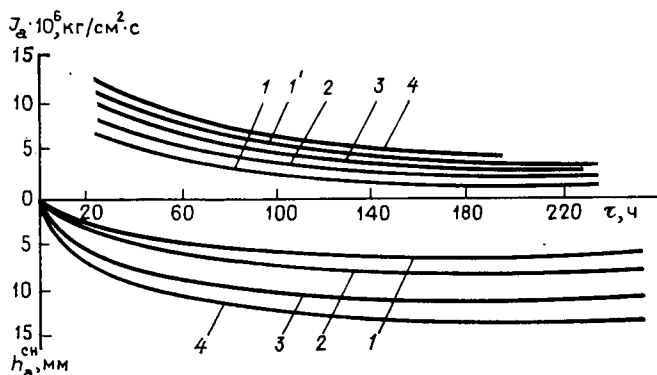


Рис. 1.10. Характер изменения интенсивности абликации I_a и мощности абликационного слоя снега h_a^{ch} во времени τ :

1 и 1' — песок соответственно льдонасыщенный и льдонасыщенный; 2 — глина (полиминеральная, бентонитовая, каолинистовая); 3 — лед; 4 — металл

Влагоперенос при этом реализуется как в паровой, так и жидкой фазах. При этом I_a оказывается зависящей от параметров, определяющих интенсивность диффузии (свободной пористости грунта, снежного покрова, температуры и т. д.). Это хорошо прослеживается на рис. 1.10, отражающем экспериментально полученные зависимости $I_a = f(\tau)$ и $h_a^{\text{ch}} = \varphi(\tau)$ для образцов песка, глины, льда и металла. Близкие значения интенсивности абликации для влагонасыщенных глин различного минерального состава объясняются тем, что их теплопроводящая способность выражается через величину коэффициента теплопроводности и различается незначительно. Для невлагонасыщенного песка, характеризующегося меньшими значениями коэффициента теплопроводности, обнаруживается соответственно и меньшая интенсивность абликации по сравнению с влагонасыщенным песком. В случае невлагонасыщенных (например песчаных) образцов грунта абляция влаги происходит не только на их поверхности, но и внутри породы. В глинистых породах наряду с процессами паропереноса и абликации происходит перемещение незамерзшей воды под действием $\text{grad } t$, что экспе-

риментально фиксировалось по изменению начального распределения влагосодержания в тонкодисперсных образцах породы.

Процесс абликации водяных паров в крупнообломочных породах имеет свои особенности. Экспериментальные исследования, выполненные на обломках метаморфических и изверженных пород различных размеров (хрящ — 5—15 мм и щебень — 40—50 мм), показали, что процесс абликации начинается не по всей поверхности породы, а на обтекаемых потоком поверхностях обломков и затем распространяется внутрь крупнообломочных пород. При этом на щебне образуется более плотный абликационный снег. Интенсивность же абликации возрастает с увеличением размеров обломков, что, вероятно, связано с большей их теплопроводностью.

§ 4. Промерзание и протаивание горных пород

Выше (см. § 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 весьма 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, например, 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_{ϕ} , выделяющегося или поглощаемого при полном замерзании или оттаивании единицы массы породы с весовой влажностью (льди-стостью), равной $W_{\text{в}}$, и объемной массой скелета $\gamma_{\text{ск}}$, определяется из выражения:

$$Q_{\phi} = 334 W_{\text{в}} \gamma_{\text{ск}}, \quad (1.17)$$

где 334 Дж/г — теплота фазового перехода воды в лед и наоборот.

породами, либо сезонного промерзания ($t_{\text{ср}} > 0$), подстилаемый тальными породами. Наличие слоя сезонного промерзания (или протаивания) приводит к существенному сокращению мощности слоя с годовыми колебаниями температур (см. рис. 1.11). Это связано с тем, что значительная часть годовых теплооборотов, 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 $\xi_{\text{от}}$ или $\xi_{\text{пр}}$, тем меньше будет мощность слоя с годовыми колебаниями температур H_r . И наконец, при $t_{\text{ср}} = 0^\circ\text{C}$ (см. рис. 1.11) слой годовых колебаний температур совпадает по мощности со слоем сезонного промерзания или протаивания ($\xi = H_r$), 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 $t_{\text{ср}} = 0^\circ\text{C}$ оказывается максимальной, убывая по мере увеличения абсолютных значений $t_{\text{ср}}$. Таким образом, глубина распространения годовых колебаний температуры при наличии процесса сезонного промерзания и протаивания равна:

$$H_r = \xi_{\text{пр(от)}} + h_1. \quad (1.18)$$

В слое h_1 , располагающемся между подошвой слоя сезонного промерзания (или протаивания) и глубиной затухания годовых колебаний температур (см. рис. 1.11), фазовые переходы влаги в породах практически отсутствуют, а потому для этого слоя оказываются справедливыми ранее рассмотренные (в § 1) законы Фурье. Используя формулу для расчета глубины проникновения температурных колебаний (1.8), можно рассчитать 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 ($t_{\text{ср}}(z)$) можно представить в виде ломаной линии, состоящей из ряда прямолинейных участков. Рассмотрим эту кривую раздельно для случаев сезонного промерзания и сезонного протаивания (рис. 1.12), начиная со среднегодовой температуры воздуха $t_{\text{ср}}^{\text{в}}$ 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. $t_{\text{ср}}^{\text{п}} > t_{\text{ср}}^{\text{в}}$, где $t_{\text{ср}}^{\text{п}}$ — 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 горных пород отсутствуют какие-либо покровы, среднегодовая температура воздуха оказывается ниже среднегодовой температуры поверхности грунта $t_{\text{ср}}^0$ на величину так называемой радиационной поправки ($\Delta t_{\text{Р}}$), не превышающей обычно 1°C . При наличии на грунтовой поверхности

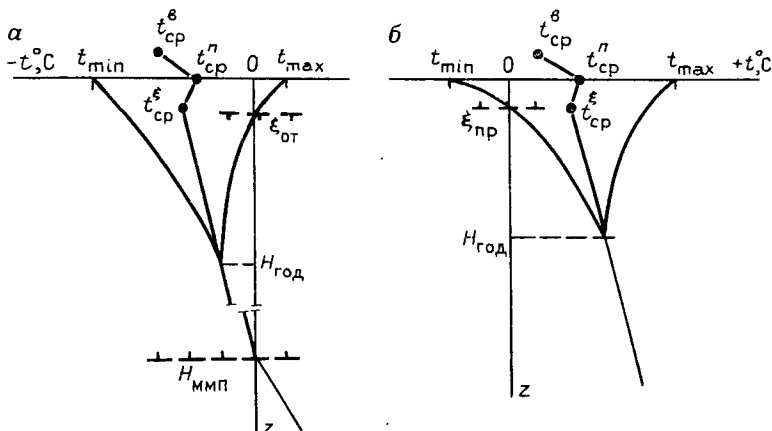


Рис. 1.12. Изменение среднегодовой температуры с глубиной для сезонных оттаивания (а) и промерзания (б) пород:

$t_{\text{ср}}^{\text{в}}$, $t_{\text{ср}}^{\text{п}}$, $t_{\text{ср}}^{\text{с}}$ — среднегодовые температуры воздуха, на поверхности покрова, на подошве слоя сезонного оттаивания (промерзания) соответственно; $\xi_{\text{от}}$, $\xi_{\text{пр}}$ — соответственно глубины сезонного оттаивания, промерзания; $H_{\text{год}}$ — глубина проникновения годовых колебаний температуры; $H_{\text{ММП}}$ — мощность многолетнемерзлых пород

различного рода покровов переход от $t_{\text{ср}}^{\text{в}}$ к среднегодовой температуре поверхности грунта $t_{\text{ср}}^0$ оказывается более сложным, поскольку покровы могут оказывать как отепляющее, так и охлаждающее влияние.

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. 1.12). Главной причиной такого понижения $t_{\text{ср}}$ в слое ξ является различие в значениях коэффициентов теплопроводности пород этого слоя в талом $\lambda_{\text{т}}$ и мерзлом $\lambda_{\text{м}}$ состояниях, что служит, в свою очередь, причиной формирования в слое так называемой температурной сдвижки Δt_{λ} , определяемой как разность между среднегодовой тем-

температурой на подошве слоя сезонного промерзания (протаивания) $t_{\text{ср}}^{\xi}$ и среднегодовой температурой поверхности пород при периодически установившемся температурном режиме:

$$\Delta t_{\lambda} = t_{\text{ср}}^{\xi} - t_{\text{ср}}^0. \quad (1.19)$$

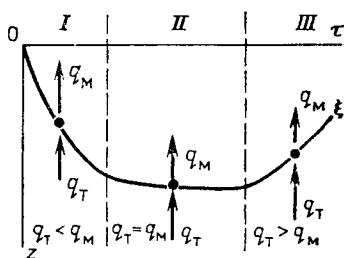
Важным обстоятельством при этом является то, что на любой глубине слоя годовых колебаний температуры выполняется баланс тепла, т. е. за полупериод нагревания в грунт поступает тепла ровно столько, сколько его уходит за полупериод охлаждения. Иначе периодически установившийся режим не мог бы существовать. 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: $\lambda_{\text{т}} = \lambda_{\text{м}}$), температурная сдвигка отсутствует и $t_{\text{ср}}^{\xi} \approx t_{\text{ср}}^0$. Если же $\lambda_{\text{т}} \neq \lambda_{\text{м}}$, такая сдвигка существует. При этом, как показали многочисленные расчеты и результаты моделирования, другие теплофизические характеристики, такие как теплоемкость $C_{\text{об}}$ и теплота фазовых переходов $Q_{\text{ф}}$, на величину сдвигки практически не влияют. Согласно расчетным и экспериментальным данным Δt_{λ} изменяется обычно в интервале 0,5—1,5 °C.

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 $t_{\text{ср}}^{\xi}$. Причем если $t_{\text{ср}}^{\xi} < 0$, то в разрезе присутствуют многолетнемерзлые породы, с подошвой которых связан еще один (третий) излом рассматриваемой температурной кривой (см. рис. 1.12, а). При этом на нижней границе многолетнемерзлой толщи контактируют талые и мерзлые породы, обладающие в общем случае различными теплофизическими свойствами (как правило, $\lambda_{\text{м}} > \lambda_{\text{т}}$). Но если эта граница не движется, то теплотокеты в мерзлой и талой зонах должны быть равны ($q_{\text{м}} = q_{\text{т}}$), т. е. $\lambda_{\text{м}} \text{ grad } t_{\text{м}} = \lambda_{\text{т}} \text{ grad } t_{\text{т}}$. При $\lambda_{\text{м}} > \lambda_{\text{т}} \text{ grad } t_{\text{т}} < \text{grad } t_{\text{м}}$, т. е. температура с глубиной возрастает быстрее в талой зоне, чем в мерзлой. В результате на границе раздела температурная кривая и претерпевает излом. Если $t_{\text{ср}}^{\xi} > 0$, т. е. в разрезе многолетнемерзлые породы отсутствуют, то ниже слоя сезонного промерзания температурная кривая оказывается прямолинейной (см. рис. 1.12, б).

Итак, решение задачи теплопроводности без учета фазовых переходов, сформулированное в § 1 в виде законов Фурье (1.6) — (1.8), хотя и имеет большое значение

Рис. 1.13. 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_M и q_T — плотность теплового потока соответственно от к поверхности и из талой зоны к



для общего понимания процессов теплопередачи в горных породах, для строгого количественного описания этих процессов пригодны 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 изменения 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 (рис. 1.13). Этот скачок и определяет условия движения фазовой границы в толще пород.

Рассмотрим такой случай (см. рис. 1.13). 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°C , и начался процесс промерзания. Температура на поверхности еще некоторое время понижалась, а затем установилась постоянной (отрицательной). И, наконец, по прошествии еще некоторого времени она начала повышаться, оставаясь отрицательной. В этом случае процесс промерзания (протаивания)

этого массива имеет четко различимые три стадии (см. рис. 1.13). На первой стадии отвод тепла q_m от образовавшейся фазовой границы оказывается больше, чем приход его из недр Земли q_T , т. е. $q_m > q_T$. 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. $q_m = q_T$. 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. $q_m < q_T$. 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_m и q_T , т. е. $q_m - q_T = = \Delta q$, а $\Delta q \neq 0$, является необходимым условием протекания процесса фазовых переходов в промерзающей или протаивающей породе. Причем за любой отрезок времени $\Delta\tau$ протаивает или промерзает такой слой грунта $\Delta\xi$ ($\Delta\xi = \xi'\Delta\tau$), на фазовые переходы воды в котором ($Q_\phi\Delta\xi$) 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: $\Delta\tau(q_m - q_T) = Q_\phi\Delta\xi$. Из этого выражения может быть найдена скорость промерзания или протаивания горных пород, т. е. скорость движения границы фазовых переходов влаги:

$$\xi' \approx \frac{q_m - q_T}{Q_\phi}. \quad (1.20)$$

Отсюда 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 выделяется его ровно столько, сколько может быть отведено во внешнее пространство через вышележащий слой промерзающих пород.

Обычно полученное выражение записывается в виде $q_m - q_T = Q_\phi\xi'$ или, раскрывая выражения для теплопотоков:

$$\lambda_m \left. \frac{\partial t_m}{\partial z} \right|_{z=\xi-0} - \lambda_T \left. \frac{\partial t_T}{\partial z} \right|_{z=\xi+0} = Q_\phi \frac{d\xi}{d\tau}, \quad (1.21)$$

где t_m и t_T — температура пород соответственно мерзлой и талой зон. Это выражение носит название условия 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.

В зависимости от полноты учета характера физических процессов, протекающих на границе фазовых переходов и в промерзающей и 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 рассматривать одномерные температурные поля в однородных грунтовых массивах.

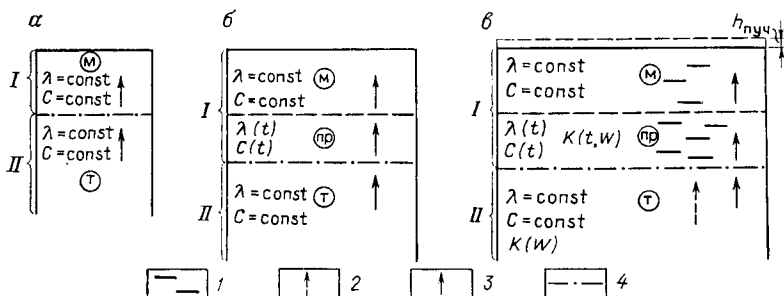


Рис. 1.14. Схема процесса промерзания (протаивания) пород:

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 — шилы сегрегационного льда; 2 — поток влаги I_w из талых в промерзающие породы; 3 — теплоток q соответственно в талых, промерзающих и мерзлых породах; 4 — граница раздела фаз; $h_{\text{пуч}}$ — величина пучения пород; K — коэффициент влагопроводности талых и промерзающих пород

Постановка задачи промерзания (протаивания) 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. 1.14). Тогда на этой границе скачком будут изменяться теплофизические свойства пород: $\lambda_t \neq \lambda_m$, $a_t \neq a_m$ и $C_t \neq C_m$, где λ_t и λ_m — коэффициенты теплопроводности соответственно талых и мерзлых пород, a_t и a_m — коэффициенты их температуропроводности, C_t и C_m — коэффициенты теплоемкости. Эта постановка хорошо описывает процессы промерзания (протаивания) в крупнообломочных породах и песках, а также в трещиноватых (водонасыщенных) скальных породах. Для таких пород действительно характерно то, что практически все фазовые переходы воды происходят при температуре замерзания t_z , которая равна или близка к 0°C . 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 и записывается следующим образом:

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial t_M(z, \tau)}{\partial \tau} &= a_M \frac{\partial^2 t_M(z, \tau)}{\partial z^2}, \quad 0 < z < \xi(\tau); \quad \tau > 0; \\ \frac{\partial t_T(z, \tau)}{\partial \tau} &= a_T \frac{\partial^2 t_T(z, \tau)}{\partial z^2}, \quad \xi(\tau) < z < l; \quad \tau > 0; \\ t_M(\xi(\tau), \tau) &= t_T(\xi(\tau), \tau) = t_3; \\ \lambda_M \frac{\partial t_M}{\partial z} \Big|_{z=\xi-0} - \lambda_T \frac{\partial t_T}{\partial z} \Big|_{z=\xi+0} &= Q_\Phi \frac{d\xi(\tau)}{d\tau}, \end{aligned} \right\} \quad (1.22)$$

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:

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

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

Эта постановка справедлива для процесса как промерзания, так и оттаивания 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:

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

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: $\alpha t(0, \tau) + \beta \frac{\partial t(z, \tau)}{\partial z} \Big|_{z=0} = \psi(\tau)$, где α и β — постоянные коэффициенты, определяемые характером теплообмена на поверхности.

Следует 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 теплоток из недр Земли.

Решение задачи Стефана даже в такой наиболее простой постановке получить достаточно сложно. Только в некоторых частных случаях в настоящее время 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 достаточно мощных 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 в этом случае заданы условия I рода, то такую задачу называют задачей Дирихле, если граничные условия II рода — задачей Неймана.

Постановка задачи о промерзании (протаивании) пород в спектре температур (с образованием зоны промерзания). Исследование процессов 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°C 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°C . Таким образом, промерзающие породы могут быть условно разделены не на две зоны — талую в мерзлую — с четкой границей раздела, как это было в предыдущем случае, а на три зоны — талую, промерзающую и мерзлую (см. рис. 1.14, б). Границей между талой и промерзающей зонами является нулевая изотерма (строго говоря, температура начала замерзания свободной воды t_3 , которая для тонкодисперсных пород оказывается несколько ниже 0°C). 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. 1.8). Этот факт можно трактовать как наличие в промерзающей зоне непрерывно распределенных источников (или стоков) тепла:

$$q(z, \tau) = 334 \frac{\partial W_{\text{нз}}(t)}{\partial \tau} = 334 \frac{dW_{\text{нз}}(t)}{dt} \cdot \frac{\partial t}{\partial \tau}. \quad (1.23)$$

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 $Q_{\text{ф}} \equiv 334 [W_{\text{оо}} - W_{\text{нз}}(t_3)]$, где $W_{\text{оо}}$ — начальная (объемная) влажность породы; t_3 — температура начала замерзания (или температура начала кристаллизации незамерзшей воды — $t_{\text{кр}}$).

В такой постановке задачи важным моментом является существенная зависимость теплофизических характеристик пород в промерзающей зоне от температуры: $\lambda_{\text{м}} = f(t)$, $C_{\text{м}} = \varphi(t)$, так как соотношение лед — незамерзшая вода в этой зоне не остается постоянным и зависит от температуры. Это усложняет задачу, так как 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:

$$\left. \begin{aligned} C_{\text{м}}(t_{\text{м}}) \frac{\partial t_{\text{м}}(z, \tau)}{\partial \tau} &= \\ &= \frac{\partial}{\partial z} \left[\lambda_{\text{м}}(t_{\text{м}}) \frac{\partial t_{\text{м}}(z, \tau)}{\partial z} \right] + 334 \frac{dW_{\text{нз}}(t_{\text{м}})}{dt} \cdot \frac{\partial t_{\text{м}}}{\partial \tau}, \\ &0 < z < \xi(\tau); \\ \frac{\partial t_{\text{г}}(z, \tau)}{\partial \tau} &= a_{\text{г}} \frac{\partial^2 t_{\text{г}}(z, \tau)}{\partial z^2}, \quad \xi(\tau) < z < l. \end{aligned} \right\} \quad (1.24)$$

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

$$\left. \begin{aligned} t_{\text{м}}(\xi(\tau), \tau) &= t_{\text{г}}(\xi(\tau), \tau) = t_3, \\ \lambda_{\text{м}}(t_3) \frac{\partial t_{\text{м}}(z, \tau)}{\partial z} \Big|_{z=\xi} - \lambda_{\text{г}} \frac{\partial t_{\text{г}}(z, \tau)}{\partial z} \Big|_{z=\xi} &= Q_{\text{ф}} \xi'. \end{aligned} \right\} \quad (1.25)$$

Краевые условия аналогичны рассмотренным в предыдущей постановке.

Формулировку задачи можно записать более компактно, если ввести понятие эффективной теплоемкости промерзающей

породы: $C_{эф}(t_m) = C_m(t_m) + 334(dW_{нз}(t_m))/dt$. Тогда уравнение для мерзлой зоны примет более «привычный» вид:

$$C_{эф}(t_m) \frac{\partial t_m(z, \tau)}{\partial \tau} = \frac{\partial}{\partial z} \left[\lambda_m(t_m) \frac{\partial t_m(z, \tau)}{\partial z} \right], \quad 0 < z < \xi(\tau). \quad (1.26)$$

Решение этой задачи еще более сложное, 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 т. д. 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 эту зону, связанная вода вымерзает, образуя при этом 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 настоящий момент 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 (проотаивании) породы с учетом миграции влаги и совокупности

физико-химических и механических процессов, сопутствующих процессу промерзания (протавивания), находится еще в стадии разработки, имеет смысл остановиться лишь на рассмотрении сущности теплофизической стороны процесса промерзания дисперсной породы с учетом миграции влаги и образования ледяных прослоек.

Замерзание воды в дисперсной породе и ее промерзание возможны только при отводе тепла кристаллизации, т. е. при наличии соответствующих градиентов температуры в промерзающей

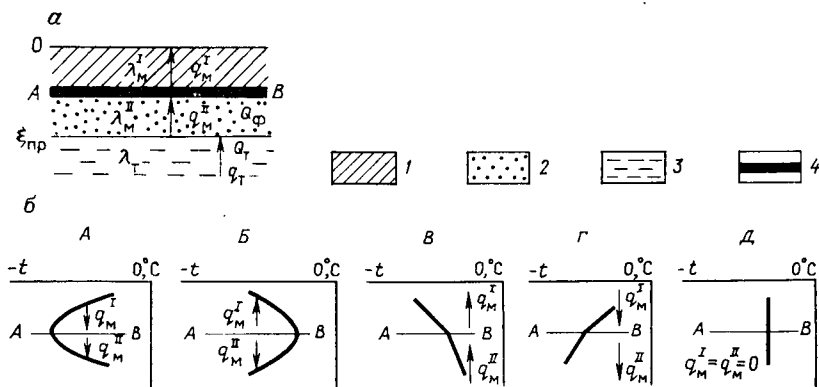


Рис. 1.15. Теплофизические условия формирования и изменения положения в породе сегрегационных прослоев льда:

a — схема образования прослойки льда *AB* в промерзающей дисперсной породе; *б* — направление тепловых потоков вблизи прослойки льда *AB* в зависимости от хода температурной кривой; q_ϕ , q_m^I , q_m^{II} — теплоток в талой, мерзлой и промерзающей зонах соответственно; 1—3 — породы (1 — мерзлые, 2 — промерзающие, 3 — талые); 4 — сегрегационный прослой льда

части породы (рис. 1,15, *a*, слой 0 — $\epsilon_{пр}$). При больших градиентах температуры граница промерзания ($\epsilon_{пр}$) 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_ϕ . Если при этом будет выполнено условие, что поток тепла q_m^I станет равным сумме отводимого из промерзающей породы потока тепла q_m^{II} и тепла, выделяющегося в связи с фазовыми переходами при образовании шлиров льда, то движение изотермы *AB* прекратится и будет наблюдаться рост горизон-

тального прослая льда. Другими словами, будет выполняться теплофизическое условие

$$q_m^I - q_m^{II} = Q_{\text{фш}}^{\xi'} \quad (1.27)$$

где ξ' — скорость роста ледяного штира (прослая). При дальнейшем понижении отрицательной температуры на поверхности и соответствующем увеличении отводимого потока тепла q_m^I левая часть уравнения станет больше правой, и тогда изотерма АВ начнет перемещаться вниз, что приведет к замедлению и прекращению роста ледяного штира. Только при выполнении условия (1.27) на каком-то новом уровне (располагающемся ниже границы АВ) будут возможны зарождение и рост второго сегрегационного прослая льда. Ранее считалось, что условие (1.27) 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 (1.27), а следовательно, и для образования сегрегационных прослоев льда при отрицательных температурах внутри промерзающего слоя. При этом чем меньше градиент температуры в мерзлой части породы, тем ближе к границе промерзания располагается изотерма образования прослая льда.

При изменениях распределения температуры в пределах промерзающей части породы возможны как образование новых сегрегационных прослоев льда при квазистационарных положениях изотерм (выполнение условия (1.27)), так и преобразование или даже исчезновение ранее образовавшихся прослоев льда. При этом влага может мигрировать от одного прослая к другому, что позволит расти одним прослоям за счет других.

Согласно разработкам Б. Н. Достовалова, в зависимости от температурных градиентов и формы температурной кривой возможны пять случаев тепловых условий на границах сегрегационных прослоев и соответственно динамики их роста и изменения положения в породе (см. рис. 1.15, б). Так, в случае А минимум температуры приходится на прослой АВ. При этом условии тепловые потоки q_m^I и q_m^{II} и миграционные потоки влаги направлены к прослою, который может увеличивать свою мощность как сверху, так и снизу. В случае Б прослой АВ расположен в максимуме температурной кривой. Тепловые потоки q_m^I и q_m^{II} , а также миграционные потоки влаги направлены от прослая вверх и вниз, что и должно приводить к уменьшению сегрегационного прослая льда по мощности. В случаях В и Г потоки q_m^I и q_m^{II} направлены в одну сторону, и в том же направлении идет миграция влаги. Сегрегационный прослой льда будет соответственно убывать сверху и нарастать снизу (случай В)

или нарастать сверху и убывать снизу (случай Г). В случае Д температурная кривая безградиентна, что исключает возможность как переноса тепла, так и переноса миграционной влаги.

§ 5. Методы решения задач о промерзании (протаивании) пород и приближенные формулы расчета глубин промерзания и протаивания

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 «формула Стефана», так как австрийский математик И. Стефан внес огромный вклад в решение данной задачи.

Точное решение задачи Стефана впервые было получено Л. И. Рубинштейном в 1947 г., однако в связи со сложностью реализации это решение не получило широкого использования. В последующем важную роль в постановке и решении задач о промерзании пород сыграли работы В. Г. Меломеда (1957—1974 гг.). Одновременно развивались приближенные методы решения задачи Стефана. Существенный вклад в этом направлении внесли Л. С. Лейбензон, 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. Им были предложены 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 решений 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 начальный момент времени одинакова по глубине и равна температуре фазовых переходов: $t(z, 0) = \text{const} = t_3$, при $z > 0$ (без ограничения общности) можно считать $t_3 = 0^\circ\text{C}$;

2) в начальный момент времени на поверхности t_n 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_3 , 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 упрощающем решение задачи, является предположение о несравнимо большем количестве тепла, выделяющемся при промерзании, по сравнению с теплом, выделяющимся за счет теплоемкости пород C_m при понижении температуры. Формально это предположение записывается так: $Q_\Phi \gg C_m |t_0|$. Следствием такого предположения является то, что теплоемкостью в мерзлой зоне C_m можно пренебречь. Динамика температурного поля в мерзлой зоне при этом резко упрощается; граница промерзания

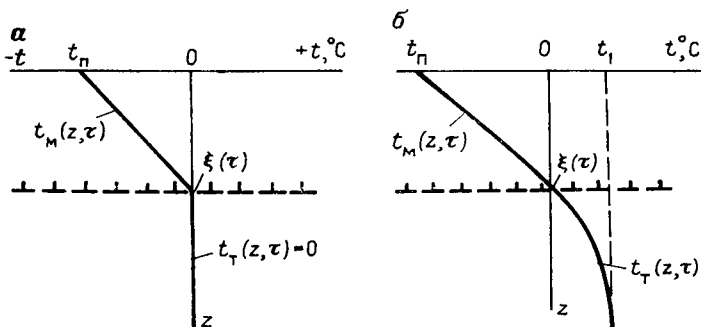


Рис. 1.16. К выводу формул Стефана (а) и Лейбензона (б)

$\xi(\tau)$ движется достаточно медленно, чтобы в мерзлой зоне температурное поле успевало придти в стационарное состояние, которое характеризуется линейным законом изменения температуры с глубиной (рис. 1.16, а):

$$t_m(z, \tau) = t_0 - \frac{t_0}{\xi(\tau)} z. \quad (1.28)$$

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

$$\lambda_m \left. \frac{\partial t_m(z, \tau)}{\partial z} \right|_{z=\xi(\tau)} - \lambda_\tau \left. \frac{\partial t_\tau(z, \tau)}{\partial z} \right|_{z=\xi(\tau)} = Q_\Phi \frac{d\xi}{d\tau}, \quad (1.29)$$

где Q_Φ — удельная теплота фазовых переходов. Поскольку $\frac{\partial t_\tau(z, \tau)}{\partial z} = 0$, так как $t_\tau(z, \tau) = 0$, а $\frac{\partial t_m(z, \tau)}{\partial z} = -\frac{t_0}{\xi(\tau)}$, то подставляя вычисленные градиенты в условие Стефана (1.21), получим обыкновенное дифференциальное уравнение 1 порядка: $Q_\Phi \dot{\xi} = -\lambda_m t_0 / \xi$, решением которого является функция:

$$\xi(\tau) = \sqrt{\frac{2\lambda_m |t_0| \tau}{Q_\Phi}}. \quad (1.30)$$

Аналогично выводится формула для расчета глубины протаивания, только в этой формуле вместо λ_m должно стоять λ_T . Формула эта, как уже говорилось, может быть использована для прикидочных оценок глубины промерзания (протаивания). Как правило, она дает завышенные результаты. При этом, чем ближе условия промерзания (протаивания) к модели, 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 ($t_0 = \text{const}$), однако она может быть использована и при переменных t_0 . Для этого необходимо по ходу сезонных изменений температуры поверхности определить величину морозоградусочасов или теплоградусочасов (Ω_m , Ω_T) за отрезок времени τ , в течение которого происходит промерзание или протаивание. Тогда выражение (1.30) приобретает вид:

$$\xi = \sqrt{\frac{2\lambda_m\Omega_m(\tau)}{Q_\Phi}}. \quad (1.31)$$

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 воздействия другой суммы морозоградусочасов Ω_2 составит:

$$\xi_2 = \xi_1 \sqrt{\frac{\Omega_2}{\Omega_1}}. \quad (1.32)$$

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 теплотока, идущего снизу из талой зоны, вследствие отличия температуры этой зоны от 0°C . В модели, принятой в методе Лейбензона, этот факт учитывается путем введения начальных условий в виде $t(z, 0) = t_1$, где t_1 — постоянная по разрезу температура пород перед началом процесса промерзания (или протаивания). В случае промерзания $t_1 > 0$. Кроме того, предполагается, что в процессе промерзания (протаивания) температура с глубиной в талой зоне изменяется по закону $\text{erf}\left(\frac{z-\xi}{2a_T\sqrt{\tau}}\right)$, где $\text{erf } x =$

$= \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^x e^{-s^2} ds$ — интеграл ошибок, при этом $\text{erf}(0) = 0$ и при

$x \rightarrow +\infty \text{ erf}(x) \rightarrow 1$. В остальном постановка задачи совпадает с постановкой при выводе формулы Стефана (см. рис. 1.16, б).

Таким образом, распределение температур в обеих зонах принимается следующим:

$$\left. \begin{aligned} t_m(z, \tau) &= t_0 - \frac{t_0}{\xi(\tau)} z, & 0 < z < \xi(\tau); \\ t_\tau(z, \tau) &= t_1 \operatorname{erf}\left(\frac{z - \xi(\tau)}{2a_\tau \sqrt{\tau}}\right), & z > \xi(\tau), \end{aligned} \right\} \quad (1.33)$$

где $a_\tau = \lambda_\tau / C_\tau$ — коэффициент температуропроводности талых пород.

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

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

$$\xi(\tau) = \sqrt{\frac{2\lambda_m |t_0| \tau}{Q_\Phi} + \frac{t_0^2 \lambda_\tau C_\tau \tau}{\pi Q_\Phi^2}} - \frac{|t_1|}{Q_\Phi} \sqrt{\frac{\lambda_\tau C_\tau \tau}{\pi}}. \quad (1.34)$$

Если рассматривается случай протаивания, то в формуле (1.34) λ_τ и λ_m меняются местами и вместо C_τ будет фигурировать C_m .

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°C , формула Лейбензона переходит в формулу Стефана.

Среди приближенных расчетных формул следует отметить также формулу, предложенную В. С. Лукьяновым и М. Д. Головки 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. Головки разработал сетчатую номограмму, позволяющую легко находить решение с достаточной для практики точностью. При всей ценности формулы В. С. Лукьянова и М. Д. Головки 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 полумпирических, формул, предложенных разными исследователями. Однако все они без исключения получены при предположении о постоянстве во времени температуры на поверхности пород, а главное, не отражают четкой связи теплофизической стороны промерзания (протаивания) пород с геолого-географической природой этого явления. Таких недостатков лишены приближенные формулы В. А. Кудрявцева, опубликованные в учебниках «Общее мерзлотоведение» в 1967, 1978 и 1981 гг.

Приближенные формулы В. А. Кудрявцева для определения теплооборотов и глубин сезонного промерзания (протаивания) пород. Входными параметрами этих приближенных 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_{cp}^{ξ} , состав пород и влажность пород, которые определяют все теплофизические характеристики — λ_m и λ_t , $C_{об}$, Q_{ϕ} . 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 и теплооборотов через поверхность для слоя сезонного промерзания (протаивания) Q_n и теплооборотов в грунтах, подстилающих этот слой, Q_{ξ} выглядят следующим образом:

$$\xi = \frac{2(A_0 - |t_{cp}^{\xi}|) \sqrt{\frac{\lambda T C}{\pi}} + \frac{(2A_{cp} C \xi_{2C} + \xi Q_{\phi}) Q_{\phi} \sqrt{\frac{\lambda T}{\pi C}}}{2A_{cp} C \xi_{2C} + Q_{\phi} \xi + \sqrt{\frac{\lambda T}{\pi C}} (2A_{cp} C + Q_{\phi})}; \quad (1.35)$$

$$Q_n = \sqrt{2} (A_0 - |t_{cp}^{\xi}|) \sqrt{\frac{\lambda T C}{\pi}} + \frac{(2A_{cp} C \xi_{2C} + Q_{\phi} \xi) Q_{\phi} \sqrt{\frac{\lambda T}{\pi C}}}{2A_{cp} C \xi_{2C} + Q_{\phi} \xi + \sqrt{\frac{\lambda T}{\pi C}} (2A_{cp} C + Q_{\phi})}, \quad (1.36)$$

$$\text{где } Q_{\xi} = \sqrt{2} |t_{cp}^{\xi}| \sqrt{\frac{\lambda T C}{\pi}}; \quad (1.37)$$

$$A_{cp} = \frac{A_0 - |t_{cp}^{\xi}|}{A_0 + \frac{Q_{\phi}}{2C}} - \frac{Q_{\phi}}{2C}; \quad (1.38)$$

$$\ln \frac{|t_{cp}^{\xi}| + \frac{Q_{\phi}}{2C}}{}$$

$$\xi_{2C} = \frac{2(A_0 - |t_{cp}^{\xi}|) \sqrt{\frac{\lambda TC}{\pi}}}{2A_{cp}C + Q_{\phi}}, \quad (1.39)$$

здесь C — объемная теплоемкость пород; T — период, равный 1 году для сезонных процессов промерзания (протаивания); ξ — неизвестная глубина промерзания (протаивания); t_{cp}^{ξ} — 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,

$$\lambda_{np} = [\lambda_{\tau}(A_0 + t_{cp}^{\xi}) + \lambda_m(A_0 - t_{cp}^{\xi})]/2A_0, \quad (1.40)$$

$$a_{cp} = (C_{\tau}\tau_{\tau} + C_m\tau_m)/T, \quad (1.41)$$

где τ_{τ} и τ_m — 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 $A_0 > |t_{cp}^{\xi}|$, необходимое для существования процесса сезонного промерзания (протаивания). Из физических соображений отрицательный корень отбрасывается. Здесь следует отметить преимущество формулы В. А. Кудрявцева перед всеми, рассмотренными выше, в случае, когда Q_{ϕ} невелико. Как уже отмечалось, все предыдущие формулы выведены при условии больших Q_{ϕ} ($Q_{\phi} \gg C|t_{cp}^{\xi}|$) и теряют всякий смысл, как это легко проверить, при $Q_{\phi} \rightarrow 0$. Формула же В. А. Кудрявцева ведет себя при этом замечательно, поскольку при $Q_{\phi} = 0$:

$$\xi = \sqrt{\frac{\lambda T}{\pi C}} \ln \frac{A_0}{|t_{cp}^{\xi}|}, \quad (1.42)$$

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 $A_{\xi} = |t_{\text{ср}}^{\xi}|$. Таким образом, в предельном случае при $Q_{\text{ф}} \rightarrow 0$ формула В. А. Кудрявцева переходит в формулу Фурье. Не менее замечательным свойством этой формулы является и то, что в другом предельном случае (при больших $Q_{\text{ф}}$ и нулевых начальных условиях, т. е. при предположении, для которых выведена формула Стефана) она переходит, как показал В. Е. Романовский, в формулу Стефана. Таким образом, формула В. А. Кудрявцева не только согласована по своим входным параметрам с теми данными, которые получают при мерзлотной съемке, но и имеет принципиально неограниченный интервал применимости по величине $Q_{\text{ф}}$. Это является уникальным свойством для всего семейства приближенных формул вычисления ξ .

Хотя формула В. А. Кудрявцева — это квадратное уравнение относительно ξ , но коэффициенты этого уравнения довольно сложно построены, и расчет по этой формуле без специальных вычислительных средств (мини-ЭВМ) затруднителен. Поэтому по этой формуле были построены номограммы, приведенные во многих литературных источниках, позволяющие определить ξ через заданные $t_{\text{ср}}^{\xi}$, A_0 , $\lambda_{\text{м}}$, $\lambda_{\text{т}}$, $C_{\text{м}}$, $C_{\text{т}}$, $Q_{\text{ф}}$. Однако такая форма представления результатов расчета оказалась не очень удобной из-за громоздкости (построено три серии номограмм, каждая из которых содержит набор из семи номограмм) и трудности интерполяции по значениям $C_{\text{м}}$, $C_{\text{т}}$ и $Q_{\text{ф}}$. Поэтому В. Е. Романовским была построена новая номограмма путем преобразования исходной формулы В. А. Кудрявцева. Оказалось, что путем тождественных преобразований этой формулы можно перейти к более простому выражению:

$$\xi = \sqrt{\frac{\lambda T}{\pi C}} \xi^*, \quad (1.43)$$

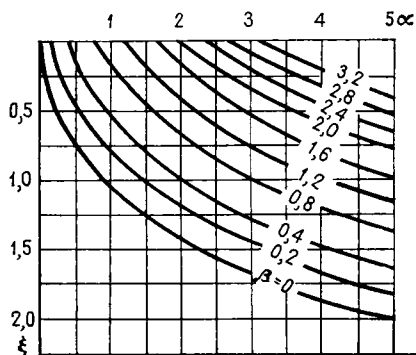
где безразмерная величина ξ^* зависит всего от двух безразмерных переменных — $\alpha = \frac{A_0}{Q_{\text{ф}}/2C}$ и $\beta = \frac{|t_{\text{ср}}^{\xi}|}{Q_{\text{ф}}/2C}$.

Такое преобразование позволяет производить расчет по формуле В. А. Кудрявцева на микрокалькуляторе в течение 25—30 с. Диапазон изменения α и β в новой номограмме (рис. 1.17) включает все возможные сочетания значений A_0 , $t_{\text{ср}}^{\xi}$, $Q_{\text{ф}}$, $\lambda_{\text{м}}$ и $\lambda_{\text{т}}$, $C_{\text{м}}$ и $C_{\text{т}}$, для которых были построены предыдущие палетки В. А. Кудрявцева.

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

Задача усложняется тем, что среднемноголетняя температура на глубине $\xi_{\text{мн}}$ ($t_{\text{мн}}$), значение которой входит в формулу

Рис. 1.17. Номограмма В. Е. Романовского для определения глубины сезонного промерзания (или оттаивания) пород ξ по формуле Кудрявцева



В. А. Кудрявцева для расчета величины $\xi_{\text{мн}}$, в свою очередь линейно зависит от $\xi_{\text{мн}}$. Коэффициентом пропорциональности при этом служит величина геотермического градиента g :

$$t_{\xi_{\text{мн}}} = t_{\text{мн}} + g\xi_{\text{мн}}. \quad (1.44)$$

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

$$\xi_{\text{мн}} = \xi_{2C} + \frac{\left(2A_{\text{ср}}\xi_{2C} + \frac{Q_{\Phi}}{2C}\xi_{\text{мн}}\right) \frac{Q_{\Phi}}{2C} \sqrt{\frac{\lambda T}{\pi C}}}{\left[A_{\text{ср}}\xi_{2C} + \frac{Q_{\Phi}}{2C} + \sqrt{\frac{\lambda T}{\pi C}}\left(A_{\text{ср}} + \frac{Q_{\Phi}}{2C}\right)\right] \left(A_{\text{ср}} + \frac{Q_{\Phi}}{2C}\right)}, \quad (1.45)$$

$$\text{где } A_{\text{ср}} = \frac{1}{2} (A_{\text{мн}} + |t_{\text{мн}} + g\xi_{\text{мн}}|) \sqrt{\frac{\lambda TC}{\pi}}; \quad (1.46)$$

$$\xi_{2C} = \frac{2(A_{\text{мн}} - |t_0 + g\xi_{\text{мн}}|) \sqrt{\frac{\lambda TC}{\pi}}}{2A_{\text{ср}}C + Q_{\Phi}}. \quad (1.47)$$

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

Глава 2

ВЛАГОПЕРЕНОС И ЛЬДОВЫДЕЛЕНИЕ В ДИСПЕРСНЫХ ГОРНЫХ ПОРОДАХ

§ 1. 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. Фильтрация (движение свободной, или гравитационной, воды) в тонкодисперсных породах при этом имеет подчиненное значение и поэтому в дальнейшем рассматриваться не будет. С миграцией же воды и паропереносом в дисперсных породах связано решение целого ряда задач в области грунтоведения и инженерной геологии, почвоведения и геоэкологии (впитывание и испарение влаги с поверхности почвы, рассасывания влаги в окружающие слои грунта, капиллярное подпитывание грунтов, перемещение влаги к фронту промерзания и охлаждения и др.). С самой общей термодинамической точки зрения причиной миграции и воды и пара в дисперсных породах является неравновесное состояние системы «грунт — влага», вызываемое изменением во времени и в пространстве термодинамических параметров (температуры, давления, концентрации ионов, влажности, электрического, магнитного и гравитационного потенциалов и др.). Измерить непосредственно движущие силы каждого из механизмов в отдельности возможно далеко не всегда. 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 (термодинамический) 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_n . При взаимодействии минералов с водой, а точнее, с водным раствором, часть этой энергии E_v затрачивается на связывание ионов двойного электрического слоя и молекул воды. Разность $E_n - E_v = E_n$ 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 $\text{grad } E_n$, т. е. градиент этой энергии. Под E_n понимается величина удельной свободной энергии Гиббса, которую нередко называют абсолютным химическим или изобарно-изотермическим потенциалом для связанной воды μ'_w . Учитывая, что абсолютные значения величин многих термодинамических функций, в том числе и μ'_w , неопределимы, отыскивается не абсолютный, а относительный термодинамический потенциал связанной воды: $\mu_w = \mu'_w - \mu_0$. При этом μ_0 является абсолютным химическим потенциалом для свободной воды. Так как $\mu'_w < \mu_0$, μ_w 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:

$$\mu_w = \psi_w + \psi_o + \psi_z + \psi_p + \psi_\varepsilon + \psi_m + \dots, \quad (2.1)$$

где ψ_w — 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); ψ_o — 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 с грунтовым раствором; ψ_z — гравитационный потенциал, т. е. работа по переносу раствора, аналогичного грунтовому, из одной точки по высоте на другую; ψ_p — гидростатический (или внешнего газового давления) потенциал, выражающий работу, произведенную над грунтовой влагой под воздействием внешнего давления; ψ_ε , ψ_m — 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 энергии связи ее с минеральным скелетом грунта. С увеличением потенциала, характеризующегося 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_{06} , г·см⁻³). По аналогии с объемной теплоемкостью для температурного поля, А. В. Лыковым было введено понятие объемной изотермической массоемкости 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

$$C_w(T) = \frac{\partial W_{06}}{\partial \mu_w}, \quad (2.2)$$

где T — температура по Кельвину. Потенциал грунтовой влаги и дифференциальная влагоемкость в породах могут изменяться на один-два порядка (рис. 2.1, а).

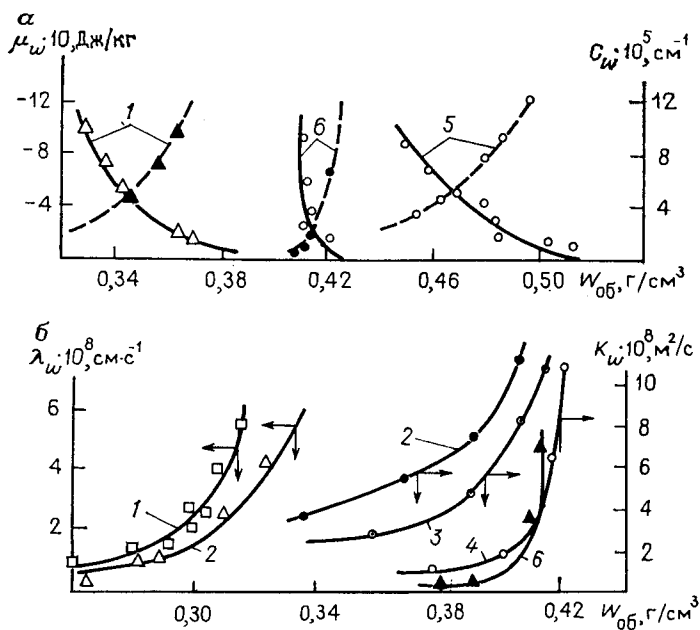


Рис. 2.1. Зависимости потенциала влаги μ_w и объемной дифференциальной влагоемкости C_w — пунктир (а), коэффициента влагопроводности грунтовой влаги λ_w и коэффициента диффузии K_w (б) от влагосодержания дисперсных пород:

1—2 — супесь (1 — легкая; 2 — тяжелая); 3 — суглинок средний пылеватый; 4 — глина; 5 — каолинистая глина; 6 — гидрослюдисто-монтмориллонитовая глина при $\rho_d = 1,56 г/см^3$

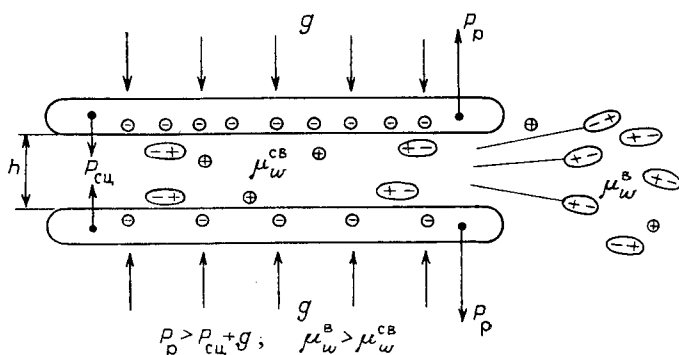


Рис. 2.2. Схема расклинивающего действия тонких пленок связанной воды

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

$$P_p = \frac{\mu_w^b - \mu_w^{cb}}{V_m} \quad \text{или} \quad P_p = -A \frac{1}{h^m}, \quad (2.3)$$

где V_m — молярный объем воды; μ_w^b и μ_w^{cb} — 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_p при этом имеет отрицательное значение.

В том случае, если P_p по абсолютному значению окажется больше, чем силы взаимодействия между двумя минеральными частицами $P_{сц}$ и внешняя нагрузка на них g , то они будут отделяться друг от друга за счет расклинивающего действия пленочной воды, мигрирующей сюда под действием поверхностных сил минеральных частиц (рис. 2.2). В этом случае обязательно выполняется условие: $\mu_w^b > \mu_w^{cb}$, причем $|\mu_w^b| < |\mu_w^{cb}|$. Это и обеспечивает миграцию воды в межплоскостной зазор между частицами до момента выравнивания потенциалов и установления нового равновесия в системе. В том случае, если $P_p < P_{сц} + g$, даже при условии, что $\mu_w^b > \mu_w^{cb}$, то раздвижения частиц не происходит. Если внешняя нагрузка будет больше, чем расклинивающее давление P_p и сила отталкивания $P_{отт}$ между частицами ($g > P_p + P_{отт}$), то частицы будут сближаться, а вода вытекать из межплоскостного 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).

шение). Естественно, что скорость миграции пленочной воды, а следовательно, и плотность миграционного потока влаги при этом оказываются существенно меньшими 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 частицы E_k оказалась больше энергии связи (взаимодействия) ее с другими частицами $E_{св}$, т. е. $E_k > E_{св}$. 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°C совершает в секунду $\sim 6 \cdot 10^8$ 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 с или их частота j выражается формулой

$$j = j_0 e^{-\frac{E_{св}}{RT}}, \quad (2.4)$$

где j_0 — некоторый коэффициент, связанный с частотой колебания частицы около положения равновесия; R — газовая постоянная; 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 молекулы H_2O ($\Delta E_{и}$), с одной стороны, и на величину энергии связи молекулы минеральной поверхностью ($\Delta E_{м}$) — с другой. В соот-

ветствии с этим для связанной воды, содержащей ионы двойного электрического слоя, частота трансляционных скачков молекул H_2O должна снижаться и будет определяться выражением

$$j = j_0 e^{-\frac{E_{\text{св}} + E_{\text{и}} + E_{\text{м}}}{RT}}. \quad (2.5)$$

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 (2.5), 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_w , г/(см²·с)) при стационарном режиме прямо пропорциональна градиенту термодинамического потенциала (полного или частных) влагопереноса:

$$I_w = -\lambda_w \text{grad } \mu_w, \quad (2.6)$$

где λ_w — коэффициент влагопроводности породы (см/с), равный $C_w K_w$, а K_w — коэффициент грунтовой влаги, характеризующий свойства дисперсной породы в отношении инерционности развития поля потенциалов или влажностного поля в ней (см²/с). Отличительной и существенной особенностями коэффициентов λ_w 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. 2.1, 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 μ_w и W): $I_w = -K_w \text{grad } W$.

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

$$\frac{\partial W}{\partial \tau} = \frac{\partial}{\partial x} \left(\lambda_w \frac{\partial \mu_w}{\partial x} \right); \quad (2.7)$$

$$\frac{\partial W}{\partial \tau} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K_w \frac{\partial W}{\partial x} \right). \quad (2.8)$$

§ 2. Влагоперенос и льдовыделение в мерзлых породах

Влагоперенос в мерзлых породах с общих термодинамических позиций может быть обусловлен градиентом каркасно-капиллярного, осмотического, температурного, электрического и других потенциалов — частных составляющих общего термодинамического потенциала незамерзшей воды, что вызывает появление в грунтовой системе градиента незамерзшей воды ($\text{grad } W_{\text{нз}}$). Выражение для плотности стационарного потока незамерзшей воды в мерзлой породе имеет вид

$$I_w^M = -\lambda_w^M \text{grad } \mu_w, \quad (2.9)$$

где λ_w^M — 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:

$$I_w^M = -K_w^M \text{grad } W_{\text{нз}}, \quad (2.10)$$

где K_w^M — коэффициент диффузии незамерзшей воды; $W_{\text{нз}}$ — содержание незамерзшей воды в мерзлом грунте. Следует подчеркнуть, что миграция незамерзшей воды происходит под действием $\text{grad } \mu_w$, а не $\text{grad } W_{\text{нз}}$, 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 ($l = 0,5 \cdot 10^{-5}$ см) и размерами пор — капилляров породы r . Если $r < 10^{-5}$ см, то закономерности паропереноса будут подчиняться теории кнудсеновского течения, характеризующаяся молекулярным (эффузионным) механизмом переноса. В мерзлых породах эффузионный механизм паропереноса практически не работает, поскольку ультрапоры и наиболее узкие участки чёточных капилляров дисперсных пород, где может быть развития 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, в пустотах и трещинах скальных пород, а также в карстовых полостях. 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 ($\text{grad } d_n$) или градиентом парциального давления паровоздушной смеси ($\text{grad } P$). Такой механизм паропереноса наиболее присущ влагоненасыщенным тонкодисперсным породам. В целом, обобщенная формула для плотности стационарного потока пара в мерзлых тонкодисперсных породах может быть представлена в виде:

$$I_n = -K_n^M \text{grad } d_n = -\lambda_n^M \text{grad } P, \quad (2.11)$$

где λ_n^M и K_n^M — 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 ($\text{grad } \mu_w$) и парообразной влаги ($\text{grad } \mu_p$), а также градиентов концентрации насыщенных водяных паров ($\text{grad } d_n$). Эти потенциалы вызывают в свою очередь перемещение незамерзшей воды и пара из мест с большим в места с меньшим потенциалом влаги, т.е. от участков с более высокой в участки с более низкой отрицательной температурой, где меньше незамерзшей воды и водяных паров [18]. Плотность суммарного стационарного потока влаги в мерзлой породе во влажностной форме записывается в виде

$$I^M = K_w^M \text{grad } W_{нз} + K_n^M \text{grad } d_n = K_w^M \delta_w^M \text{grad } t + K_n^M \delta_n^M \text{grad } t, \quad (2.12)$$

где δ_w^M и δ_n^M — термоградиентные коэффициенты соответственно незамерзшей воды и насыщенного водяного пара при наличии фазовых превращений. Они рассчитываются по кривым $W_{нз} = f(t)$ и $d_n = f(t)$ как отношение $\Delta W_{нз} / \Delta t$ и $d_n / \Delta t$. Как следует из выражения (2.12), плотность миграционного потока влаги оказывается прямо пропорциональна градиенту отрицательной температуры и существенным образом зависит от состава и структурно-текстурных особенностей грунта и влаги, что находит отражение в коэффициентах K_w^M , K_n^M , δ_w^M , δ_n^M .

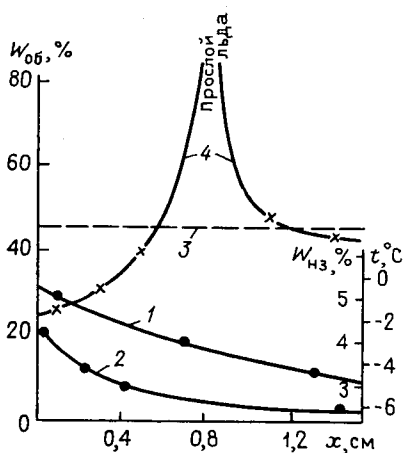


Рис. 2.3. Изменение температуры (1), содержания незамерзшей воды (2), суммарной начальной (3) и конечной (4) влажности по длине x мерзлых образцов каолиновой глины без подложки льда

Как показывают экспериментальные данные, доля паропереноса становится ощутимой в суммарном потоке влаги только при малой степени заполнения пор мерзлого грунта влагой и льдом G . Например, в глинистых породах уже при $G > 0,5$ переносом пара можно практически пренебречь.

При существовании $\text{grad } t$ в мерзлой 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 мерзлой породе снижается в соответствии с уменьшением коэффициентов K_w^M и δ_w^M . 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 мигрирующей незамерзшей влаги обуславливает дополнительное льдовыделение и постепенное увеличение льдистости в мерзлом слое грунта с более низкой отрицательной температурой (рис. 2.3). Очевидно, что наиболее интенсивно процесс льдонакопления должен происходить на участке резкого уменьшения плотности суммарного потока влаги ($\left| \frac{\partial I}{\partial x} \right| = \max$), т. е. прежде всего в том диапазоне отрицательных температур, где наиболее существенно уменьшаются значения $\text{grad } W_{\text{из}}$ (или значения K_w^M и δ_w^M). Величина льдонакопления i при этом будет определяться из выражения

$$i = \frac{\partial I}{\partial x} \tau, \quad (2.13)$$

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

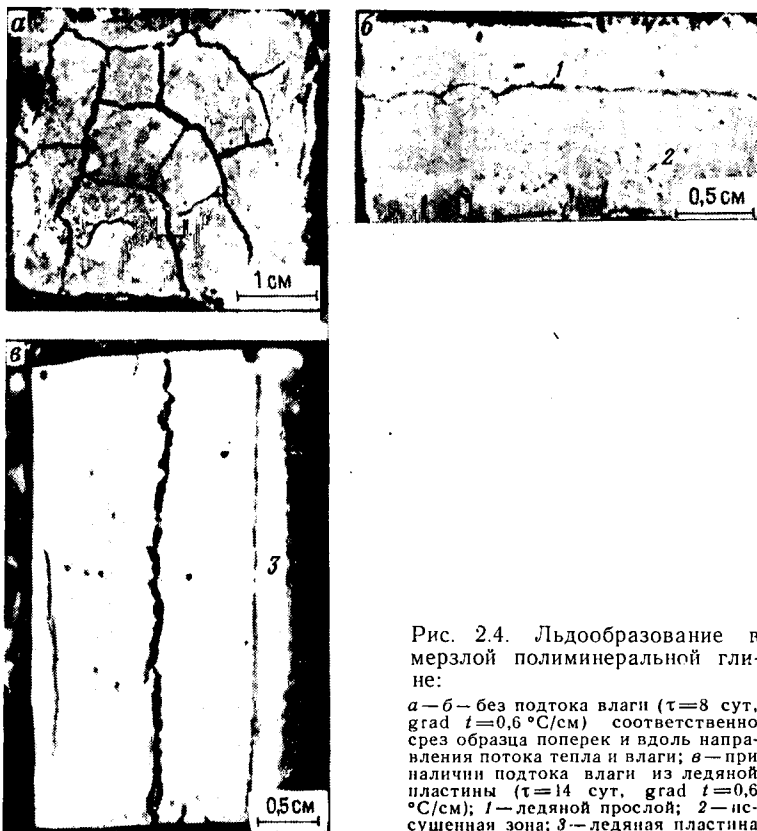


Рис. 2.4. Льдообразование в мерзлой полиминеральной глине:

а—*б*— без подтока влаги ($\tau=8$ сут, $\text{grad } t=0,6^\circ\text{C/см}$) соответственно срез образца поперек и вдоль направления потока тепла и влаги; *в*— при наличии подтока влаги из ледяной пластины ($\tau=14$ сут, $\text{grad } t=0,6^\circ\text{C/см}$); 1—ледяной прослой; 2—иссушенная зона; 3—ледяная пластина

В эксперименте та мерзлая часть породы, которая характеризовалась более высокими отрицательными температурами, испытывала уменьшение суммарной начальной влажности за счет постоянного оттока из нее незамерзшей воды, убыль которой, в соответствии с принципом равновесного содержания $W_{\text{из}}$ 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. 2.4, *а*). Выше этой зоны вначале обнаруживалось зарождение отдельных микрошлиров льда, которые, постепенно утолщаясь и удлиняясь, сливались между собой, образовав сплошной сегрегационный прослой льда (см. рис. 2.4, *б*). Образец мерзлой породы при этом увеличился в размере на толщину этого ледяного прослоя, т. е. были зафиксирована деформация пучения. В мерзлых образцах каолинитовой глины (по сравнению с образцами монтмориллонитовой глины) при близких значениях $\text{grad } t$ наблюдается более быстрый рост ледяного

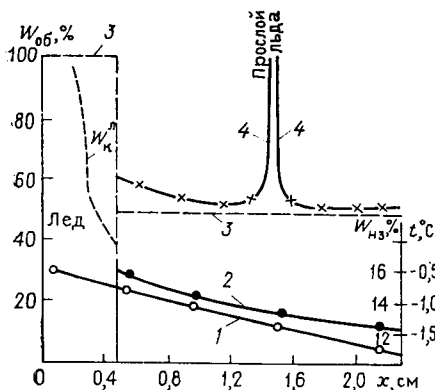


Рис. 2.5. Изменение температуры (1) содержания незамерзшей воды (2), суммарной начальной (3) и конечной (4) влажности по длине мерзлых образцов полиминеральной глины с подложкой пластины льда (W_k^l — конечное содержание воды в объеме льда после оттока воды в промерзающий грунт)

прослая, что объясняется существованием в каолиновой глине больших градиентов незамерзшей воды и больших коэффициентов диффузии влаги, которые и обеспечивают более высокие значения плотности потока $W_{нз}$.

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 примороженного слоя льда у высокотемпературной части мерзлого образца), по сравнению с «закрытой», плотность миграционного потока $W_{нз}$ под действием $\text{grad } t$ существенно возрастает. Это приводит к формированию более мощного прослая сегрегационного льда (см. рис. 2.4, в). Подток незамерзшей влаги к этому прослою осуществляется уже не за счет обезвоживания высокотемпературной части мерзлого образца, а целиком за счет запасов влаги в примороженном к образцу слое льда (рис. 2.5). Очевидно, что энергетически такой процесс оказывается более выгоден, поскольку квазижидкая пленка воды на поверхности кристаллов льда в примороженном слое будет характеризоваться меньшей энергией связи, и значение ее термодинамического потенциала будет выше по сравнению с незамерзшей водой в мерзлом образце породы. Наличие такого перепада в значениях потенциала μ_w должно вызывать перемещение незамерзшей воды из примороженного слоя льда в мерзлую породу. Следовательно, этот слой льда будет в первую очередь пополнять запасы незамерзшей воды в высокотемпературной части образца, которая расходуется на формирование вновь образовавшегося сегрегационного прослая льда. Примороженный слой льда при этом обезвоживается, становясь все более рыхлым и пористым, и приобретает более светлую окраску (см. рис. 2.4, 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 $\text{grad } t$) роста одних прослоев льда за счет других. Иными словами, прослой льда, формирующиеся при более низкой отрицательной температуре, будут расти за счет высокотемпературных прослоев льда путем перераспределения льдистости. В результате возможно и изменение первоначальной криогенной текстуры мерзлых пород. Наиболее вероятен такой процесс в мерзлых породах сезоннопротаивающего и сезоннопромерзающего слоев, характеризующихся большими значениями $\text{grad } t$. При этом возможно не только изменение мощности существующих сегрегационных прослоев льда, но и возникновение новых, менее мощных, ледяных прослоев.

Влагоперенос в мерзлых породах при их взаимодействии с воздушной средой. При морозном иссушении дисперсных пород внешней движущей силой переноса незамерзшей воды является перепад парциального давления водяных паров между воздушной средой $P_{\text{ср}}$ и поверхностью раздела «грунт — воздушная среда» $P_{\text{пов}}$ [13].

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 ($\xi_c = \xi_u$) в льдо-насыщенных 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 $W_{\text{нз}}$ на фронте сублимации, а следовательно, $\text{grad } W_{\text{нз}}$ и плотности потока незамерзшей воды I_w^M (рис. 2.6 и 2.7). 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. 2.7).

В песках, где незамерзшая вода практически отсутствует, перенос влаги осуществляется целиком за счет паропереноса. 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 градиентами суммарной влажности. Наличие градиента влагосодержания в глинистых породах указывает на

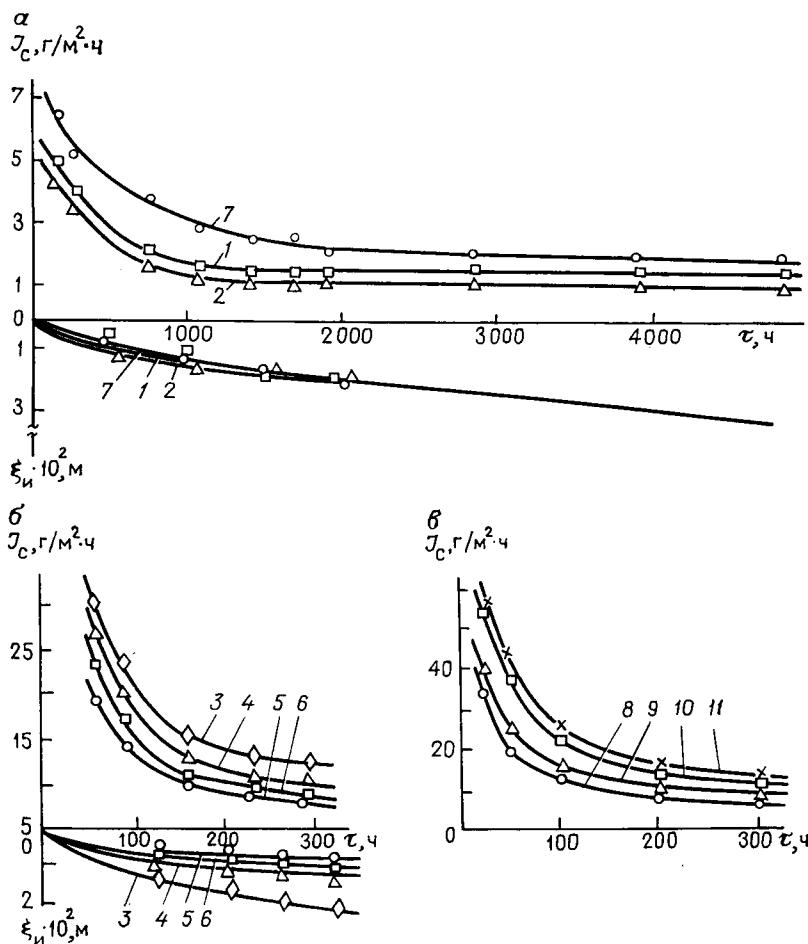


Рис. 2.6. Влияние гранулометрического (а) и химико-минерального (б, в) состава породы на интенсивность сублимации I_c и динамику фронта испарения ξ :

1—мелкий песок; 2—средний суглинок; 3—11 глины монтмориллонитового (3), гидрослюдастого (4), каолинитового (5), полиминерального (6—11) состава с различной концентрацией раствора CaCl_2 (6—8—без CaCl_2 , 9—1 н., 10—2 н., 11—3 н.)

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. 2.7): у поверхности образца — $W_{\text{кр}}$, которая на несколько процентов превышает значение гигроскопической влажности грунта при температуре экспери-

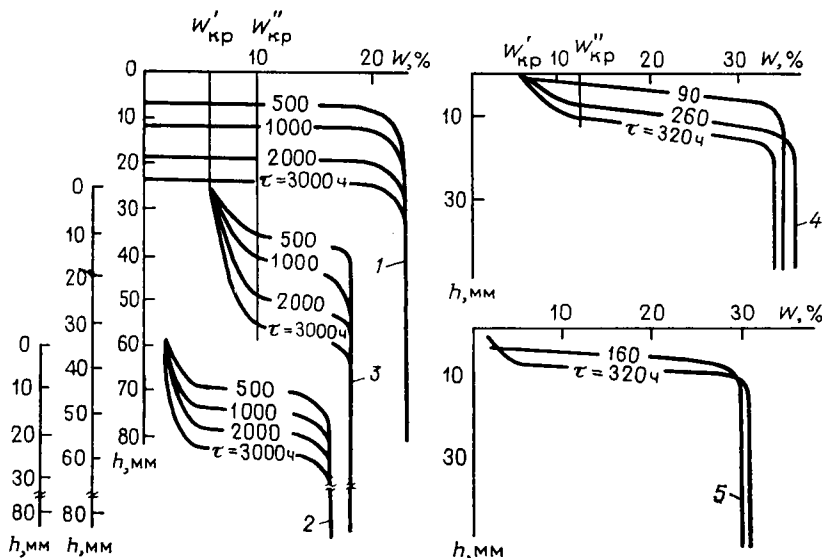


Рис. 2.7. Распределение по высоте образца h суммарной влажности в процессе сублимации льда в дисперсных породах различного гранулометрического и минерального состава:

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

мента, 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 [9].

Интенсивность сублимации льда при 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:

$$I_c = K_{\pi} \frac{P_{\text{нас}} - P_{\text{ст}}}{\xi_c} + K_w \gamma_0 \frac{W_{\text{нз}} - W_{кр}'}{\xi_c}, \quad (2.14)$$

где $P_{\text{нас}}$ — парциальное давление насыщенных паров над льдом на фронте сублимации; $P_{\text{ст}}$ — парциальное давление па-

ров на границе раздела «грунт — газ»; $W_{\text{нз}} = W''_{\text{кр}}$ — значение весовой влажности, соответствующей количеству незамерзшей воды при данной температуре на фронте сублимации; $W'_{\text{кр}}$ — значение равновесной влажности на границе раздела «грунт — газ»; ξ_c — мощность иссушенной зоны. Выражение (2.14) 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 γ_0 и начальному суммарному влагосодержанию ($W_{\text{нач}} = W_{\text{ест}}$) породы. Мощность зоны иссушения ξ_c может быть определена из выражения

$$\xi_c = \frac{\int_0^{\tau} I_c d\tau}{\gamma_0 [W_{\text{нач}} - 0,5 (W'_{\text{кр}} + W_{\text{нз}})]} \quad (2.15)$$

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 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 $\text{grad } \mu_w$ (рис. 2.8, 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. 2.9).

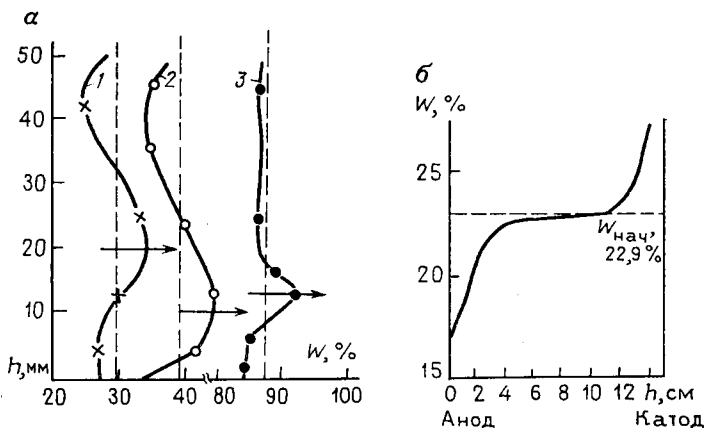


Рис. 2.8. Характер перераспределения влаги по высоте мерзлого образца: а — в результате сдвига в полиминеральной (1), каолинитовой (2) и бентонитовой (3) глинах (пунктир — при влажности до опыта; стрелками показана плоскость сдвига); б — в суглинке после пропускания тока

Рис. 2.9. Криогенная текстура, сформировавшаяся в зоне сдвига в образце каолинитовой глины (до опыта с массивной криогенной текстурой)



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

$$I_w^M = K_w^M \text{grad } W_{нз} = K_w^M \frac{\partial W_{нз}}{\partial \sigma} \frac{\partial \sigma}{\partial x}, \quad (2.16)$$

где $\partial \sigma / \partial x$ — 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 миграции 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 собой остальную жидкость.

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

$$I_w = K_w^m \frac{\partial W_{нз}}{\partial U} \frac{\partial U}{\partial x}, \quad (2.17)$$

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

Перераспределение влаги в мерзлом грунте под действием электрического поля оказывается весьма существенным (см. рис. 2.8, б). В катодной зоне уже на шестые сутки опыта при напряжении 2—3 В/см и средней температуре образца глины порядка -2°C 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. Действительно, 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, обуславливающий перенос молекул воды, обладающих большей подвижностью в растворе, чем в пленках, связанных минеральны-

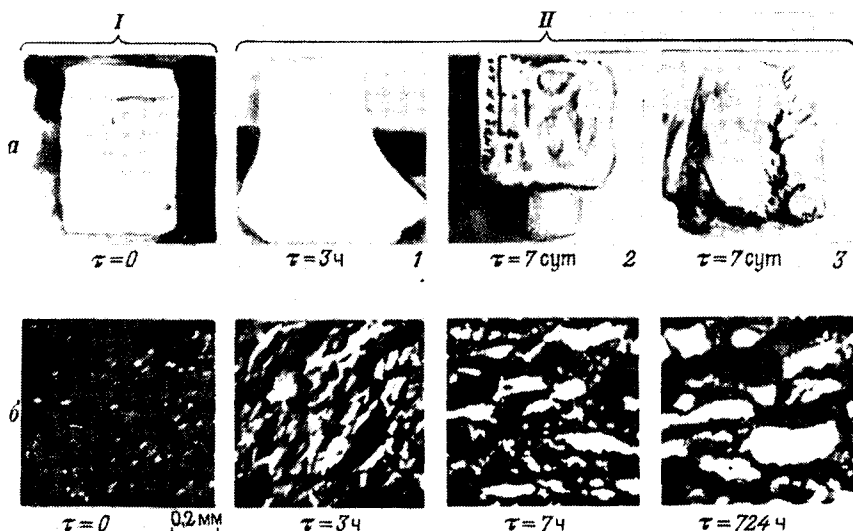


Рис. 2.10. Характер преобразования макро- (а) и микростроения (б) образцов мерзлых пород при взаимодействии их с водным раствором NaCl во времени τ (по Ю. П. Лебеденко и Е. М. Чувилину):

I — вид образцов пород до опыта $\tau = 0$; II — после опыта; 1 — глина каолинистовая, деформированная процессами массообмена и сегрегацией льда (раствор NaCl 0,2 н., $t = -1,5^\circ\text{C}$); 2 — глина монтмориллонитовая при размокании (раствор NaCl 0,4 н., $t = -1,5^\circ\text{C}$); 3 — суглинок полиминеральный с образованием трещин разрыва (раствор NaCl 0,4 н., $t = -20^\circ\text{C}$)

ми частицами. Миграция молекул воды из раствора в мерзлую породу приводит к сегрегационному макро- и микрольдовыделению (рис. 2.10). 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 каолинистовой глины при температуре -4°C 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.

§ 3. Влагоперенос и льдовыделение в промерзающих и протаивающих породах

Различают два принципиально различных способа промерзания дисперсных пород: без миграции и с миграцией воды. Промерзание дисперсных пород без миграции воды 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 прослеживается картина, сходная с миграцией влаги и льдовыделением в мерзлых породах под действием градиента температуры.

Процесс промерзания (или 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 и закономерно приводит к созданию и развитию в ней значительных градиентов термодинамического потенциала влаги и парциального давления водяных паров ($\text{grad } \mu_w$ и $\text{grad } P$), а следовательно, и градиентов по незамерзшей и парообразной влаге ($\text{grad } W_{нз}$ и $\text{grad } d_n$). 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 образца, 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 и будут обеспечивать поступление в мерзлую зону необходимого (требуемого мерзлой зоной) количества жидкой и

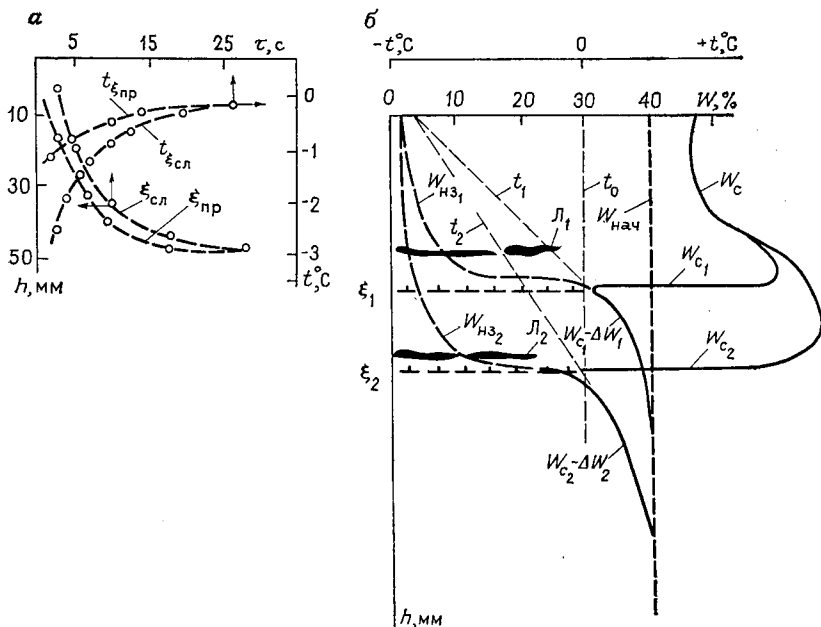


Рис. 2.11. Характер изменения по глубине (образец промерзающей каолини-товой глины):

a — положения границ промерзания $\xi_{\text{пр}}$, сегрегационного льдовыделения $\xi_{\text{сл}}$ и температуры на этих границах ($t_{\xi_{\text{пр}}}$ и $t_{\xi_{\text{сл}}}$) во времени; b — суммарной влажности W_c и содержания незамерзшей воды $W_{\text{нз}}$ на моменты времени, которым соответствуют ξ_1 и ξ_2 с образованием шлиров льда (L_1 и L_2 соответственно) за счет миграции влаги для кривых $W_{c1} - \Delta W_1$ и $W_{c2} - \Delta W_2$ из талой зоны

парообразной влаги. Талая часть породы при этом служит как бы «резервуаром» или источником влаги для мерзлой зоны. При этом градиенты температуры в талой зоне не приводят к формированию движущих сил миграции влаги. Объясняется это тем, что доля термодиффузионного переноса влаги в немерзлых дисперсных породах становится заметной и фиксируется в экспериментах лишь при значениях градиентов положительных температур более $2-4^{\circ}\text{C}/\text{см}$. В естественных же условиях $\text{grad } t$ в талой зоне промерзающих (и протаивающих) пород оказывается на порядок ниже.

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_w , 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. $\mu_w(x)$, $K_w(x)$, $\lambda_w(x)$, $W(x)$ и $I_w(x)$. При этом значения температуры t_{ξ} и влагосодержания W_{ξ} на границе

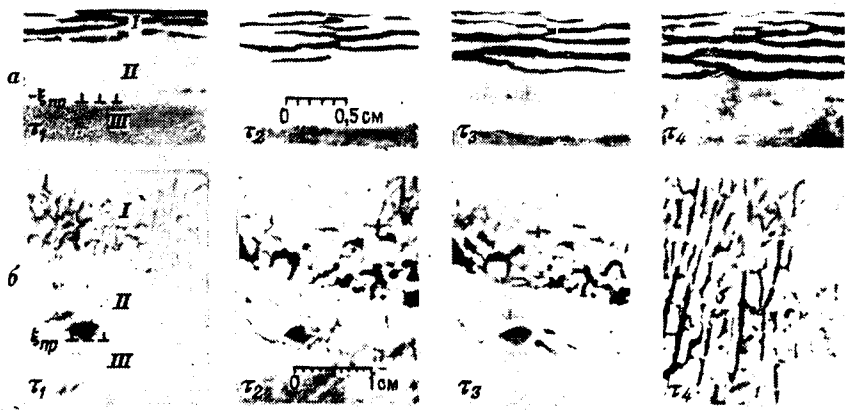


Рис. 2.12. Зарождение и рост сегрегационных шлиров льда в промерзающих глинах каолинитового (а) и монтмориillonитового (б) состава на различные моменты времени (τ): I, II, III — зоны (мерзлая, промерзающая и талая соответственно)

промерзания — оттаивания являются функциями процесса и могут быть найдены только из совместного решения задачи о теплооблагоденосе одновременно в мерзлой и талой частях породы. В общем случае с уменьшением скорости промерзания грунта v значение t_f повышается за счет инерционности и, наоборот, при возрастании скорости — понижается (рис. 2.11). Влагосодержание же породы на фронте промерзания W_f ведет себя противоположным образом.

На основе экспериментальных данных можно утверждать, что зарождение и рост прослоев льда должны происходить не на самой границе промерзания (или протаивания), а в мерзлой части породы и будут предопределяться как теплофизическими, так и физико-механическими условиями грунтовой системы. На рис. 2.11 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^m . Все это достаточно наглядно прослеживается на кривых распределения влажности по глубине (см. рис. 2.11, б) и при визуальном наблюдении за ходом процесса промерзания образцов грунта различного состава и строения. На рис. 2.12 видно, как в мерзлой зоне промерзающей каолинитовой глины начинает расти и увеличивается в размерах сегрегационный прослой льда. При этом в направлении движения фронта промерзания четко выделяются три характерных участка грунта: I — мерзлый участок со сформировавшейся ранее шлировой криогенной текстурой, сегрегационное льдовыделение в которой в данный момент

уже практически отсутствует; II — промерзающий участок интенсивных фазовых превращений с массивной или микрошлировой криотекстурами, где происходят зарождение микропрослоев льда и их развитие; III — талая обвоживающаяся часть промерзающего грунта. 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 втором участке подтверждается не только температурными измерениями и кинофотоматериалами, но и микроскопическими исследованиями и специальным опытом с флюоресцином.

Аналогичные результаты наблюдаются также 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. 2.11, а).

При линейном характере распределения температуры в мерзлой части промерзающего грунта, характеризующегося 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 Δt будет определяться из выражения $\Delta I_w / v$, т. е.

$$i = j \Delta t = \int_0^{\tau} \frac{\partial I_w}{\partial x} dt. \quad (2.18)$$

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 отложений. Так, в гравийно-галечных и 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 распучиванием за счет увеличения на 9 % объема воды при переходе ее в лед, а нередко

и так называемым «поршневым эффектом», заключающимся в отжати избыточной воды вниз. Сегрегационное льдо-выделение 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^M и λ_w^M) в мерзлых дисперсных породах уменьшаются в диапазоне от 0 до -1°C в несколько раз при переходе от каолинистых глин к монтмориллонитовым и к мерзлым пескам, а градиенты потенциалов влаги в промерзающей зоне возрастают по мере увеличения дисперсности и от монтмориллонитовых к каолинистым 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 лущение 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, по сравнению с внутренним, резко возрастает. Промерзание же грунта в условиях «закрытой» системы вызывает только внутреннее перераспределение влаги между мерзлой и талой частями породы. 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 $\text{grad } t$ в мерзлой зоне. Однако рост $\text{grad } t$ в мерзлой зоне приводит к увеличению скорости промерзания, что обеспечивает, с одной стороны, увеличение $\text{grad } \mu_w$, а следовательно, и плотности миграционного потока влаги I_w к фронту промерзания, а с другой — вызывает уменьшение льдонакопления за счет сокращения продолжительности периода миграции влаги τ . Поэтому при промерзании дисперсных пород

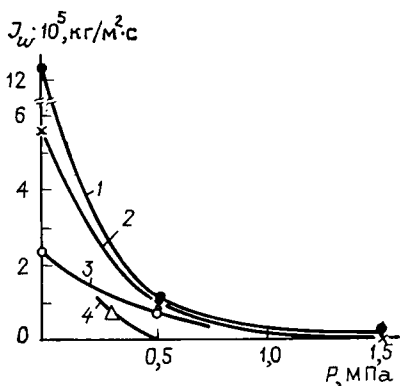


Рис. 2.13. Зависимость плотности миграционных потоков влаги I_w в мерзлую часть промерзающих пород ($\text{grad } t = 0,2-0,4^\circ\text{C}/\text{см}$, $v_{\text{пр}} = 0,1-0,4 \text{ см/сут}$) от действия внешней (бытовой) нагрузки P :

1 — каолинитовая глина; 2 — суглинок; 3 — монтмориллинистая глина; 4 — супесь

существует оптимальное соотношение параметров v и $\text{grad } t$, 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 $\text{grad } t$ и $\text{grad } \mu_w$ 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 пород, консолидированных еще в талом состоянии, показало, что с увеличением внешнего давления плотность миграционного потока влаги в мерзлую зону образцов снижается (рис. 2.13). В зависимости от дисперсности пород обнаруживаются критические или предельные значения внешней пригрузки $P_{\text{кр}}$, при которых миграция влаги в мерзлую зону и льдонакопление практически прекращаются. Для супесей $P_{\text{кр}}$ достигает 0,5 МПа, для каолинистых 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 температурном поле происходят в мерзлой зоне как промерзающих, так и протаивающих дисперсных пород. Отличительной особенностью при этом является лишь то, что при протаивании мерзлых 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 существования в ней $\text{grad } t$. 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°C . 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 $0 \div -2^{\circ}\text{C}$. 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°C) 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 протаивании мерзлых пород с первоначальной шлировой криогенной текстурой 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 исследовано еще недостаточно. Однако имеющиеся данные показывают, что качественно их влияние 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 каолининовым. В мерзлой зоне более плотных и менее влажных пород обычно наблюдается меньшее льдонакопление. Уменьшение $\text{grad } t$ в мерзлой части образца приводит к понижению льдонакопления у фронта протаивания.

В заключение рассмотрим механизм передвижения влаги, который может действовать как в мерзлых, так и в промерзающих породах и приводить к формированию инъекционных и инъекционно-сегрегационных прослоев, линз и пластов льда.

Так, согласно экспериментальным данным формирование мощного прослоя льда происходит только в том случае, когда

величина гидростатического давления внедряющейся воды $P_{ин}$ превышает мгновенное сопротивление мерзлой породы на разрыв $\sigma_{разр}^{мгн}$ и нормальное (внешнее) давление P_n . Необходимым для образования (зарождения) инъекционного прослоя льда является условие: $P_{ин} > \sigma_{разр}^{мгн} + P_n$. Так, в опытах с мерзлой льдонасыщенной супесью при $t = -1^\circ\text{C}$, 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. В зону разрыва стала поступать вода и, замерзая, 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 $P_{ин} < \sigma_{разр}^{дл} + P_n$, 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), происходят незначительная инъекция воды в породу, некоторое увеличение льдистости и образование микропрослоев льда в образце, который в целом испытывает небольшое распучивание (рис. 2.14). Такой процесс возможен в том случае, когда гидростатическое давление внедряющейся воды превышает длительное сопротивление мерзлой породы на разрыв $\sigma_{разр}^{дл}$ и значение нормальной нагрузки: $P_{ин} > \sigma_{разр}^{дл} + P_n$. Так, в экспериментах с мерзлой льдонасыщенной глиной и суглинком (при $t \approx 1^\circ\text{C}$ и $P_n = 0$) новообразование микропрослоев льда происходило в результате замерзания воды, инжецируемой в образцы под давлением около $0,2$ МПа. Продолжительность опытов достигала $3 - 7$ сут. 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 соответственно уменьшения коэффициентов влагопроводности снижался до 0 . При последующем

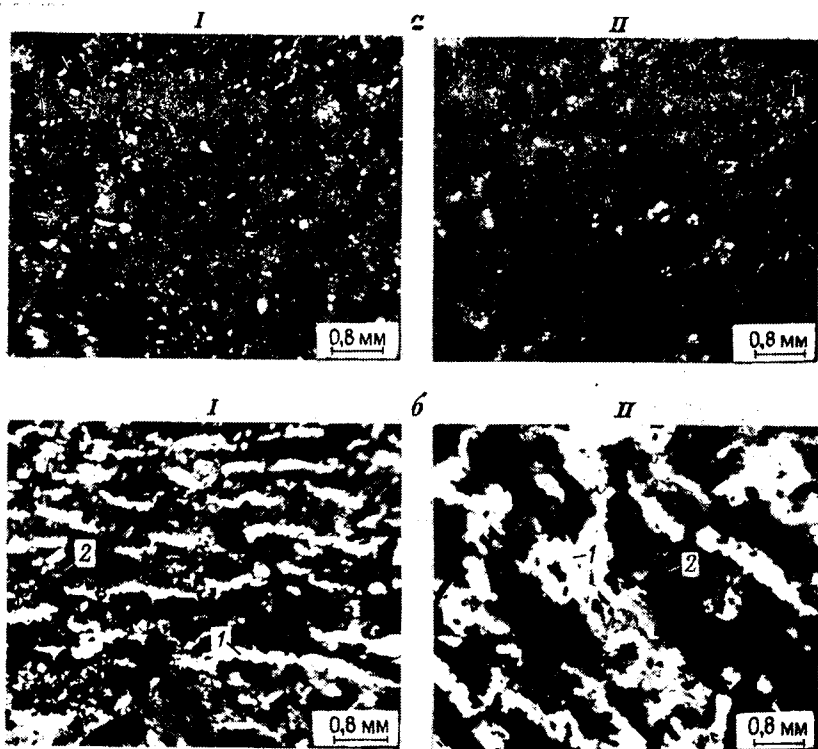


Рис. 2.14. Криогенное строение супеси (I) и каолинитовой глины (II) до начала опыта (а) и после инъекции (б) воды в мерзлые образцы:
1 — лед; 2 — минеральный скелет

ступенчатом возрастании гидростатического давления воды процесс фильтрационно-инъекционного льдовыделения циклически повторялся, что в конечном итоге должно привести к гидроразрыву образца.

Все изложенное выше применимо также и 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.

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

§ 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 золь и образование коллоидных соединений. Это предопределено уже самим процессом фазового перехода воды в породах (замерзанием и таянием), вызывающим дегидратацию 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 м³ 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 Fe²⁺ и формированию его закисных соединений (сидерита, пирита, вивинита 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 остатков (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 отложений в первую очередь происходит образование твердой фазы воды — льда, который являет-

ся новым минеральным образованием. Гравитационная, капиллярная и слабосвязанная пресная вода кристаллизуется при близких к 0°C 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 $-1,5 \div -2^{\circ}\text{C}$, а рассолы могут не замерзать при -20°C 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 $-1,5 \div -3,5^{\circ}\text{C}$), а затем (при температурах $-7 \div -15^{\circ}\text{C}$) Na_2SO_4 , CaSO_4 и другие, образуя так называемые кристаллогидраты. В итоге криогенные толщи обогащаются гипсом $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, мирабилитом $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ и кальцитом CaCO_3 , т. е. имеют место процессы сульфатизации и карбонатизации.

Ниже границы промерзания воды оказываются сильно минерализованными за счет отжатия из промерзшей толщи легкорастворимых солей (хлоридов кальция, магния, натрия и гидрокарбонатов натрия). В результате такого криогенного концентрирования отжимасемых 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 угольной кислоты. При внедрении газа в решетку воды происходит затвердевание, и вода из жидкого состояния переходит в твердое. Внешне газогидрат имеет

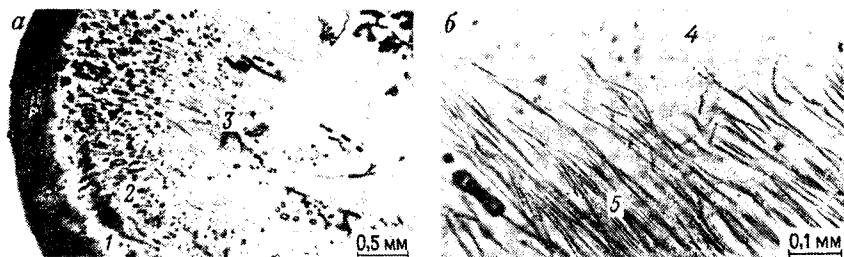


Рис. 3.1. Структурно-текстурные особенности искусственного агломерата «лед — гидрат метана» (*а* — общий вид газогидратного шлифа; *б* — контакт чистого льда с гидратоносным):

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 слабо разложившегося агломерата с характерными микроканальцами; *4–5* — лед (*4* — чистый, *5* — гидратоносный, содержащий микроканальца)

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. 3.1). 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.

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 почвоведом 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 стадии 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-ржавый или оранжево-красный цвет железистых и марганцевистых выделений на обломках пород. Ниже по слою встречаются уже продукты вымывания и наблюдается явление карбонатизации. Здесь аккумулируются более подвижные продукты выветривания: углекислый кальций и кальций, не вскипающий 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 слонстые 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: $\text{Si} > \text{Fe} > \text{Ti} > \text{Al}$. Силикатные формы, образующиеся в результате реакций гидролиза, оказываются сравнительно подвижными в кислой среде и выносятся из почвенного профиля. Железо, титан и алюминий в кислой среде оказываются слабообразованными, поэтому они обычно остаются в почвенном профиле в виде оксидов (Fe_2O_3 , TiO_2 , Al_2O_3) и гидроксидов ($\text{Al}(\text{OH})_3$, $\text{Fe}(\text{OH})\text{O}$). При этом в криолитозоне в ходе гумификации образуется одна из наиболее агрессивных и подвижных форм гумуса — фульвокисота, 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 $\text{Al} - \text{Fe}$ -гумусовые пылевато-глинистые горизонты. Одновременно с этим могут образовываться и собственно гумусовые горизонты и горизонты $\text{Al} - \text{Fe}$ -гумусовые с соединениями титана. Таким образом, в этих иллювиальных горизонтах происходит накопление соединений титана, алюминия, железа ($\text{Ti} - \text{Al} - \text{Fe}$) и гумуса, т. е. по В. О. Таргульяну, осуществляется характерный для почвообразования в криолитозоне процесс «тиальферризации». Горизонт вымывания A_2 , естественно, оказывается обеднен гидроксидными и оксидными 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 СССР 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 $\text{Fe}(\text{OH})_2$, которая не выпадает в осадок из раствора до значения $\text{pH} \approx 5-6$. 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, натрий, калий, кальций, магний, сульфат- и хлор-ионы оказываются в пределах криолитозоны весьма высокоподвижными и мигрируют во всех водах в истинно растворенных формах. Силикатная форма кремния мигрирует преимущественно в виде моно- и поликремниевых кислот, которые выносятся в растворенном состоянии почвенными водами. Некоторое количество кремниевых кислот (до 40 %) может переноситься в гелеобразной и коллоидной формах в комплексе с органическим веществом. Несиликатная форма кремния SiO_2 в области криолитозоны характеризуется практической неподвижностью, что иллюстрируется интенсивным образованием подзолистых почвенных горизонтов. 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.

§ 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 и 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 таким криогидратационным механизмом разрушения может происходить также и в результате температурного выветривания, когда разрушение происходит из-за неодинаковой температурной деформации различных минералов и элементов, составляющих 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, например, 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. Оказывается, 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 ди-

сперсных 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 обуславливает развитие разнообразных «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 (дизинтеграцию и пептизацию) и почти полное исчезновение их ориентировки, наблюдавшейся в талой части породы (см. гл. 4, § 3).

Не менее существенным и новым физико-химическим и механическим процессом при промерзании дисперсных пород с миграцией влаги (по сравнению с промерзанием без миграций влаги) является дифференциация породы на массивную 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 $\text{grad } t$ и $\text{grad } P$ 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 $\text{grad } t$ 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 $\text{grad } t$) на противоположных гранях грунтовых включений. Миграция влаги в сторону более тонких пленок и ее вымерзание там обуславливают 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 других, связанных с некоторым сближением и переориентировкой обломков и песчаных частиц, а также стоком по на-

клонному 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 либо при быстром движении 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, содержащих 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 отдельных элементов. В наибольшей мере осмотическое набухание проявляется при 0°C , 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 тексотропных 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 лептизации 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 дисперсных породах частиц пылеватых фракций за счет разрушения песчаных частиц.

Достаточно часто циклические промерзание и протаивание приводят к дифференциации промерзающей породы по дисперсности. Причиной этого является перемещение (выпучивание) более крупных отделившихся 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. 3.2, 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 сиспления ее с мерзлой частью, препятствующей деформации усадки. В результате при промерзании водонасыщенных дисперсных пород с интенсивной миграцией влаги и льдонакоплением в мерзлой

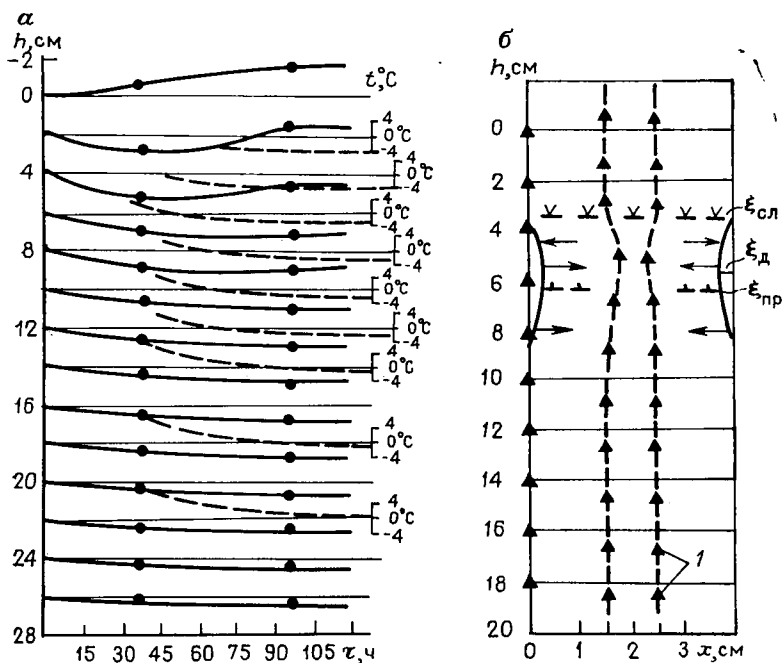


Рис. 3.2. Изменение температуры (пунктирная линия) и перемещение датчиков деформации (I) во времени в вертикальном (а) и горизонтальном (б) направлениях на момент окончания опыта в различных сечениях образца промерзаемой ($t_s \approx -5^\circ\text{C}$) каолинитовой глины

их части формируется узкая зона («шейка»), которая совпадает с областями иссушения в талой и в промерзающей частях образца (см. рис. 3.2, 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 структурного 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. 3.3, а). Максимальной величины эти напряжения достигают обычно в промерзающей зоне (см. рис. 3.3, б), т. е. между фронтом промерзания и визуальной

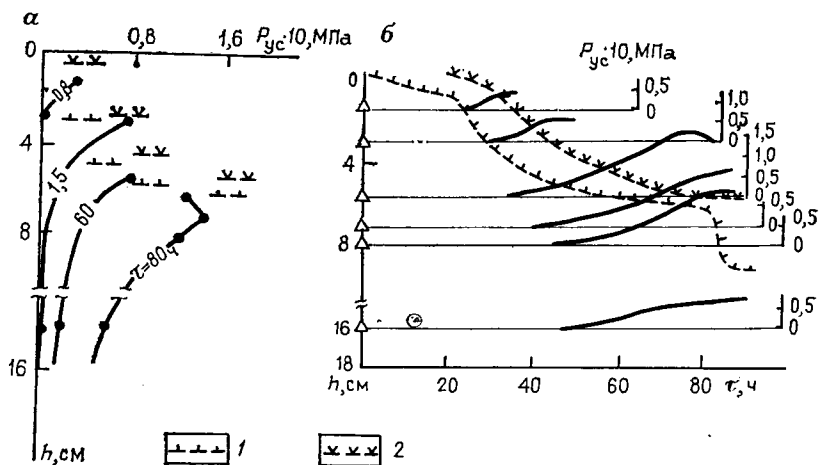


Рис. 3.3. Характер распределения объемно-градиентных напряжений на отдельные моменты времени (а) и во времени (б) по высоте образца промерзающей каолинитовой глины:

1 — фронт промерзания; 2 — визуальная граница сегрегационного льдовыделения

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_{yc} 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. При этом малой оказывается не только общая усадка, но и соответственно «недопущенная» усадка, что приводит к развитию меньших величин P_{yc} . Однако в быстро промерзающих грунтах при этом формируются большие $\text{grad } P_{yc}$ (рис. 3.4, а) за счет возникновения больших $\text{grad } W$ и меньших по мощности зон иссушения. Все это обеспечивает, в конечном итоге, более частое зарождение и образование ледяных прослоев (см. рис. 3.4, 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 тон-

ких 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 визуальным прослеживаемым фронтом сегрегационного льдовыделения $\xi_{сл}$, т. е. на границе смены направления деформаций ξ_d в промерзающей породе (см. рис. 3.2, б). Действительно, в нижней части промерзающей зоны образца каолинитовой глины (между $\xi_{пр}$ и ξ_d), где протекают интенсивные фазовые переходы и развиваются (хотя и слабые) напряжения набухания $P_{наб}$ и распухания $P_{расп}$ за счет мигрировавшей сюда влаги, датчики деформаций фиксируют также развитие процесса усадки, т. е. $P_{ус} = (P_{наб} + P_{расп}) > 0$. Однако в слое между границей смены направления деформации ξ_d и визуальной границей сегрегационного льдовыделения или границей перехода промерзающей зоны в мерзлую $\xi_{сл}$, где уже происходит значительное влагонакопление (льдонакопление), напряжения набухания — распухания превышают теперь уже малые напряжения усадки, т. е. $P_{ус} = -(P_{наб} + P_{расп}) < 0$. В результате на участке промерзающей зоны от ξ_d до $\xi_{сл}$ развиваются деформации набухания и распухания, т. е. деформации, противоположные по направлению деформациям усадки (см. рис. 3.2). Очевидно, что на подвижной и переменной границе смены направления деформаций должно быть равенство противоположных сил, т. е. $P_{ус} =$

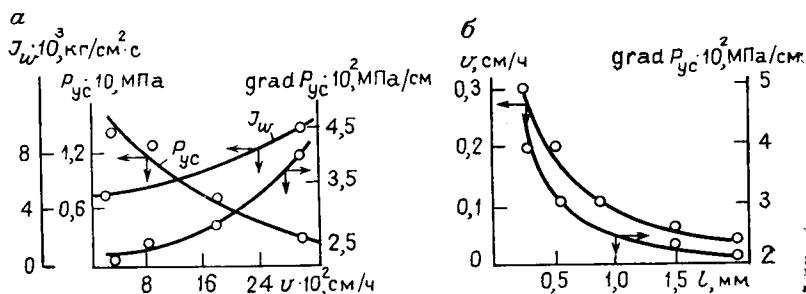


Рис. 3.4. Характер зависимостей:

а — между объемно-градиентными напряжениями P_{yc} , градиентами напряжений $\text{grad } P_{yc}$, скоростью промерзания v и миграционным потоком влаги J_w ; б — между градиентами напряжений $\text{grad } P_{yc}$, скоростью промерзания v и частотой горизонтальных прослоев льда l в образцах каолинитовой глины

$= P_{\text{наб}} + P_{\text{расп}}$, и эта граница будет являться 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. Приблизительно 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 доминирующей, 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_d показали, что с увеличением K_d 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. 3.5, 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. 3.5).

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

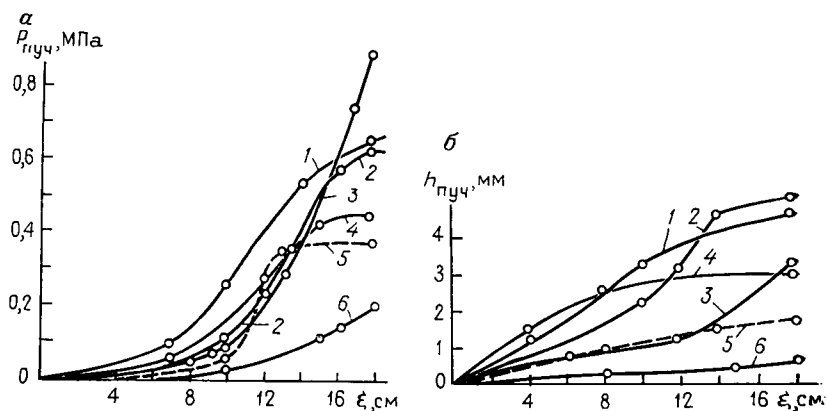


Рис. 3.5. Развитие напряжений (а) и деформаций (б) пучения поверхности промерзающих ($t_{\text{пов}} = -2^{\circ}\text{C}$) образцов пород в зависимости от глубины промерзания $\xi_{\text{пр}}$:

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

напряжений пучения. То же прослеживается и при медленном промораживании пород, что, как показывает эксперимент, связано с большим 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 поверхности, 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 «открытой» (с подтоком влаги из водоносного горизонта) и «закрытой» (без подтока влаги извне) систем, а также при наличии инъекционного перемещения воды к фронту сегрегационного льдообразования. В любом случае механизм развития деформаций пучения определяется несколькими физико-химическими процессами, доля и роль которых в формировании

суммарной величины пучения $h_{\text{пуч}}$ зависят от конкретных условий промерзания дисперсных пород. В общем виде величина $h_{\text{пуч}}$ промерзающего слоя пород может быть выражена следующим образом:

$$h_{\text{пуч}} = h_{\text{расп}} + h_I - h_{\text{ус}}, \quad (3.1)$$

где $h_{\text{расп}}$ — 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; $h_{\text{ус}}$ — величина деформации усадки породы в промерзшей и тающей 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 $h_{\text{ус}}$ 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 шпиров.

Возрастание плотности миграционного потока влаги в зону интенсивных фазовых переходов в ряду «супесь — суглинок — глина» обуславливает большие величины пучения за счет миграционного льдонакопления в промерзающих глинистых породах. Так, доля миграционного льдонакопления в пучении промерзающей каолининовой глины составляет 80—95 %, а в промерзающем образце пылевой супеси редко превышает 50—60 %. В то же время в глинистых грунтах массивное распучи-

вание 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_{yc} , зависящая от состава и строения породы и условий промерзания, может достигать существенной величины, а иногда в специфических условиях даже перекрывать значение h_l . 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^M 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:

$$S_{oc} = h_l^M + h_{наб}^{от} - S_{oc}^i - S_{yc}^r, \quad (3.2)$$

где S_{oc}^i — величина деформации осадки грунта за счет вытаивания порового льда и ледяных прослоев; S_{yc}^r — величина деформации усадки в талой обезвоживающейся части протаивающей породы; h_l^M — 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 (3.2), в особых случаях, например при медленном протаивании мерзлых пород с массивной

криогенной текстурой и большой плотностью минерального скелета грунта, когда составляющие S_{oc}^i и S_{yc}^r характеризуются сравнительно малыми величинами, а составляющие $h_{наб}^M$ и $h_{наб}^{OT}$ (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_{oc}^i 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 $S_{oc}^i = S_{шл} + S_{пор}$. 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_{oc}^i . Максимальные осадки характерны для мерзлых пород со слоистой и сетчатой криогенными текстурами.

Для песчаных и крупнообломочных мерзлых пород в практических целях можно принимать $S_{oc} \approx S_{oc}^i$. Однако в общем случае величина S_{oc} редко оказывается равной S_{oc}^i , что отчетливо проявляется в глинистых породах. Действительно, даже при отсутствии миграции влаги в мерзлую часть протаивающей породы (когда $h_{наб}^M + S_{yc}^r \rightarrow 0$) для минеральной части глинистых мерзлых пород характерно развитие процесса набухания. Деформации набухания при этом могут достигать ощутимых величин (рис. 3.6, а), особенно в породах с подвижной кристаллической решеткой. Известны случаи, когда при проходе шахтных стволов протаивание переувлажненных мерзлых глинистых пород приводило не к осадке, 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 ис-

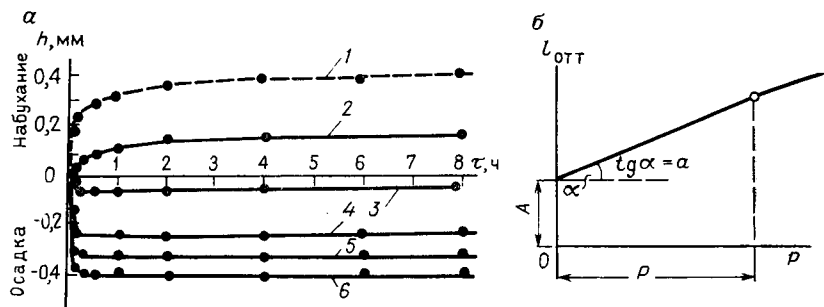


Рис. 3.6. Влияние внешней нагрузки на динамику развития деформаций (а) при оттаивании глины (по Ю. Г. Федосееву) и на относительную осадку ($l_{отт} = e_{отт}$) протаивающих пород (б):

1—6 — нагрузка, МПа (1—0,01; 2—0,05; 3—0,1; 4—0,15; 5—0,3; 6—0,4). Пунктирные и сплошные линиями обозначены образцы, предварительно уплотненные и замороженные при давлениях соответственно 0,6 и 0,8 МПа

пользуется 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 грунтов и протаивающих 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. 3.6, б). Уравнение прямой $e_{отт} = f(P)$ в таком случае приобретает вид: $e_{отт} = A + a \cdot P$ или

$$S_{отт} = S_{ос} + S_{упл} = A \cdot l + a \cdot l \cdot P, \quad (3.3)$$

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 ($C_{отт} \ll C_m$) 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.

§ 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 α_v температурного деформирования (рис. 3.7, а). Коэффициенты температурного деформирования, по-видимому, больше у тех горных пород и минералов, у которых меньше энергия кристаллической решетки (см. рис. 3.7, б). Причем поскольку кварц характеризуется высоким значением коэффициента α , то чем больше содержание SiO_2 в горных породах, тем большими значениями α они обладают (см. рис. 3.7, 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

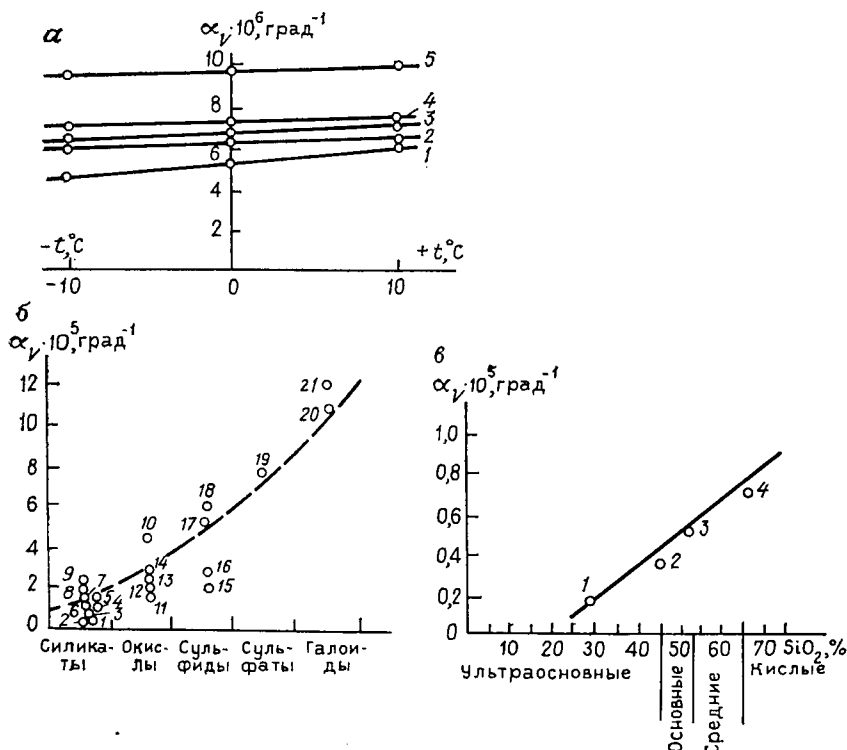


Рис. 3.7. Зависимость коэффициентов объемного (а, б) и линейного (в) температурного деформирования горных пород:

а — от температуры пород (1 — гранит, 2 — диабаз, 3 — известняки, 4 — туфолова, 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)

от -1 до -10°C коэффициент α составляет для мерзлой глины $1 \cdot 10^{-2} - 1 \cdot 10^{-4} \text{ } 1^\circ\text{C}$, для мерзлых суглинков и супесей $1 \cdot 10^{-3} - 1 \cdot 10^{-4} \text{ } 1^\circ\text{C}$, для песков $1 \cdot 10^{-4} - 1 \cdot 10^{-5} \text{ } 1^\circ\text{C}$. В то же время коэффициент температурного деформирования основных породообразующих минералов в основном изменяется в пределах $(1 \div 10) \cdot 10^{-6} \text{ } 1^\circ\text{C}$, а льда — $(3 \div 6) \cdot 10^{-5} \text{ } 1^\circ\text{C}$. Другими словами, механизм температурного деформирования мерзлых пород является значительно более сложным, чем в сплошных твердых средах. В песчаных породах значения α являются аддитивной 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 деформаций мерзлых пород могут быть в несколько раз больше и даже на несколько порядков превышать значения собственно температурных деформаций компонентов. Поэтому понижение температуры льдонасыщенных 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 прособразований породы. Такое явление было названо И. Н. Вотяковым и С. Е. Гречищевым эффектом температурного последствия.

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. 3.8).

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°C) мерзлых пород напряжения возрастают, обнаруживая максимальные значения при минимальных отрицательных температурах. При увеличении дисперсности и повышении содержания в породе минералов группы монтмориллонита наблюдается рост формирующихся в них

Рис. 3.8. Развитие температурных деформаций суглинки (1 и 4) и полиминеральной глины (2 и 3) при охлаждении от $+20$ до -30°C при степени влагонасыщения G , равной 0,8 (1 и 2) и 1,0 (3 и 4)

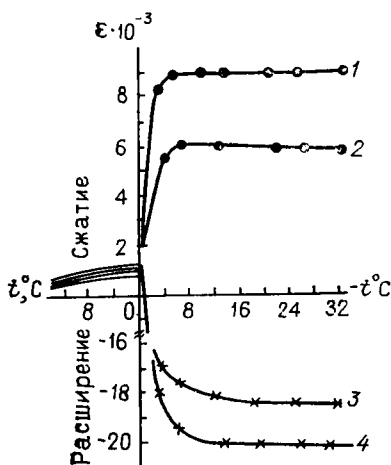
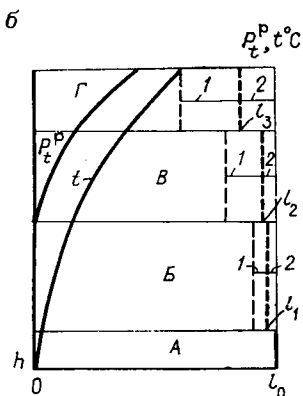
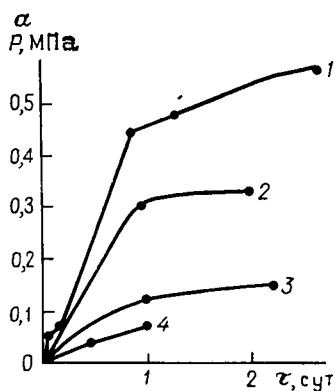


Рис. 3.9. Характер развития температурных напряжений в мерзлых породах:

a — изменение температурных напряжений во времени при понижении t от -2 до -15°C : 1—2—глина (1—монтмориллонитовая, 2—каолилитовая); 3—супесь; 4—песок; *б* — изменение температуры t , объемно-градиентных напряжений растяжения P_t^p , а также линейных размеров образца мерзлых пород 1 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



температурных напряжений (рис. 3.9, *a*). 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°C , 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. 3.9, б). В том случае, когда величина этих напряжений превысит локальную прочность породы на разрыв ($P_t^p > \sigma_{\text{разр}}$), 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-жилых подземных льдов. Приближенная оценка размеров полигонов растрескивания была разработана Б. Н. Достоваловым [17] на основе учета развивающихся в массиве мерзлых пород температурных напряжений. Расстояние между вертикальными трещинами (размер полигонов) при этом может быть определено из следующего соотношения:

$$x = \frac{2P_t^p}{\alpha G \text{ grad } t}, \quad (3.4)$$

где P_t^p — разрывающее напряжение (объемно-градиентные напряжения растяжения, приравняемые к мгновенному сопротивлению мерзлой породы на сдвиг); α — коэффициент линейного температурного деформирования грунта; G — модуль упругости при сдвиге; $\text{grad } t$ — градиент температуры по глубине массива мерзлой породы. При малых градиентах температуры в однородных грунтовых массивах образуются крупные прямоугольные блоки. С увеличением этих градиентов прямоугольные отдельно 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 тетраэдрических, но уже не прямоугольных, а самых разнообразных по форме полигонов.

Наряду с системой генеральных температурных трещин, разрывающих 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 алевролитовой фракции). Процессы тем-

пературной дезинтеграции (дробления) или температурного разрушения обломков пород или минералов обуславливаются 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_α . В том случае, когда эти напряжения превысят локальную прочность обломка породы или минералов ($P_\alpha > \sigma_{\text{сдл}}$), 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 ($\Delta\alpha = \alpha_{\text{max}} - \alpha_{\text{min}}$). Чем больше эта разность, тем больше, очевидно, будет «недопущенная» температурная деформация, а следовательно, и объемно-градиентные напряжения P_α в горной породе, т. е.

$$P_\alpha = k_t \cdot \Delta\alpha_{\text{max}} \cdot \Delta t, \quad (3.5)$$

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

§ 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 последствия) 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

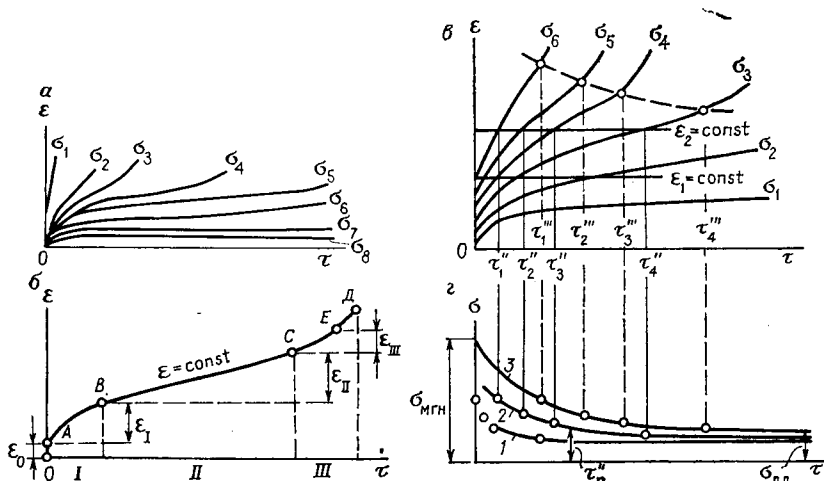


Рис. 3.10. Кривые ползучести мерзлых пород:

a — семейство кривых при различных $\sigma_1 > \sigma_2 > \dots > \sigma_7 > \sigma_8$; b — схематизированная кривая ползучести (I—III — стадии ползучести); $a, 2$ — построение из кривых ползучести кривых релаксации (1 — при $\epsilon_1 = \text{const}$, 2 — при $\epsilon_2 = \text{const}$) и длительной прочности (3)

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. 3.10, a , кривые $\sigma_7 - \sigma_8$). При возрастании нагрузок, когда напряжение в мерзлой породе оказывается выше некоторого предела, называемого пределом длительной прочности $\sigma_{\text{ДЛ}}$ или порогом ползучести, относительные деформации развиваются с возрастающей скоростью — процесс незатухающей ползучести (см. рис. 3.10, a , кривые $\sigma_1 - \sigma_6$).

Схематизированную кривую ползучести можно подразделить на несколько участков, отображающих различные стадии деформирования (см. рис. 3.10, b). Участок OA 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 AB 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 последствие), 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 стабилизируют-

ся, а неограниченно нарастают (так называемая вековая ползучесть). В обоих случаях скорость деформирования $\dot{\epsilon}$ стремится к нулю. При незатухающем процессе деформирования, когда $\dot{\epsilon} = \text{const}$ (участок *BC*), наступает стадия установившегося или вязкопластического течения (стадия II). Эта стадия полностью необратима.

При больших напряжениях возникает прогрессирующая стадия (участок *CD*) 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 *CE*), на котором еще продолжает развиваться пластическая деформация и не происходит разрушения, и второй (участок *ED*), характеризующийся интенсивным развитием микротрещин и катастрофически быстрым нарастанием деформации, 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 $-0,4^\circ\text{C}$) 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 ($\epsilon = \text{const}$) можно путем приложения различных нагрузок, но при уменьшении величины нагрузки для этого потребуются 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 $\epsilon = f(\tau)$ (см. рис. 3.10, *в*) при любом фиксированном значении величины деформации — $\epsilon = \text{const}$ (см. рис. 3.10, *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 $\sigma_{\text{мгн}}$. При достаточно большом промежутке времени, когда изменением кривой $\sigma = f(\tau)$ можно практически пренебречь, значение напряжения будет соответствовать предельно длительному сопротивлению мерзлой породы $\sigma_{\text{дл}}$ разрушению. Эта величина оказывается важной характеристикой, поскольку при $\sigma > \sigma_{\text{дл}}$ ползучесть будет незатухающей (что приводит в конечном итоге к разрушению мерзлой породы), а при $\sigma < \sigma_{\text{дл}}$ деформации ползучести будут носить затухающий (во времени) характер. Следовательно, $\sigma_{\text{дл}}$ 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 [4], это оказывается более целесообразным, поскольку наблюдается аналогия между этими диаграммами деформирования упругих и вязких тел (рис. 3.11), 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

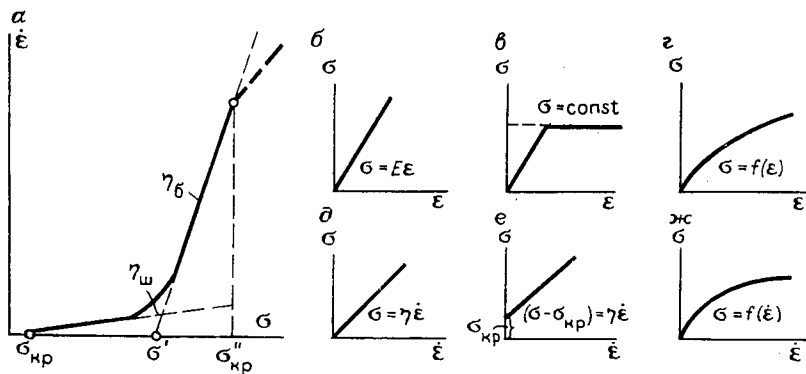


Рис. 3.11. Реологическая кривая дисперсных пород (а) и диаграммы деформирования тел: б — упругого (закон Гука), в — упругопластического, г — нелинейно-упругого, д — вязкого (закон Ньютона), е — вязкопластического (закон Бингама), ж — нелинейно-вязкого

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. 3.11, *д, е*). Однако для талых и мерзлых дисперсных пород реологическая кривая оказывается более сложной (см. рис. 3.11, *а*). Течение таких 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: $\eta_{ш} = (\sigma - \sigma_{кр})/\dot{\varepsilon} = \operatorname{tg} \alpha$. 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: $\eta_б = (\sigma - \sigma'_{кр})/\dot{\varepsilon} = \operatorname{tg} \alpha'$. 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 междо-частичных 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 обуславливают 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 взаимоположными 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. 3.10, 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 обуславливает 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 упрочнению 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. 3.10, 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

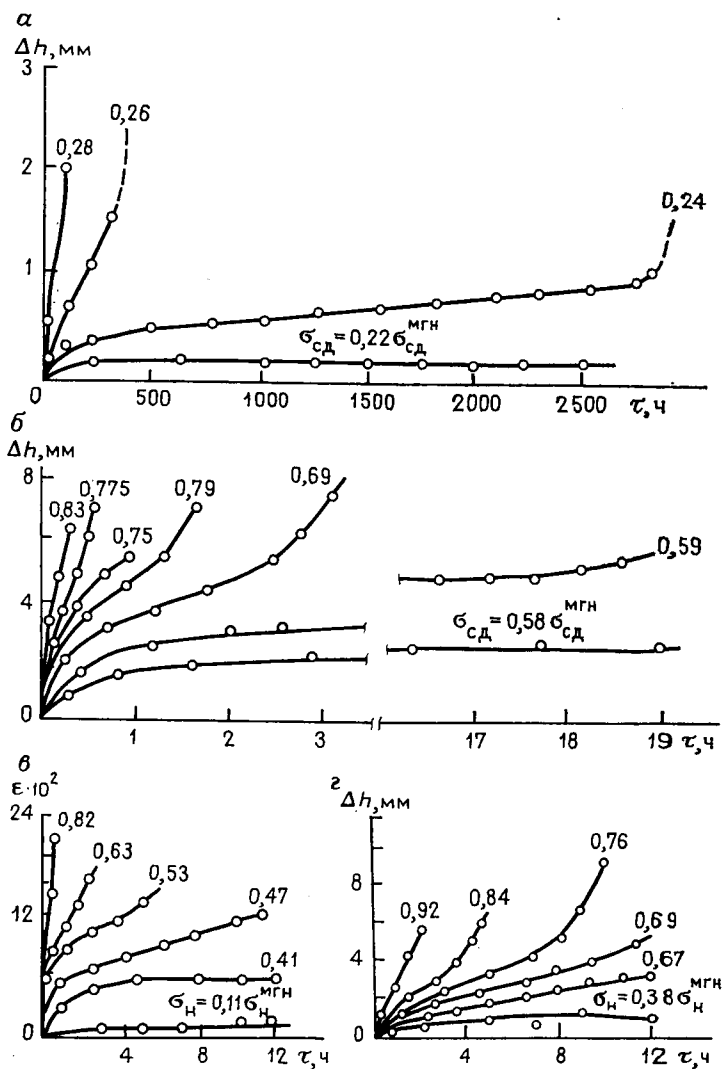


Рис. 3.12. Кривые ползучести мерзлых пород [4]:

а—суглинок (сдвиг вдоль вмороженного цилиндрического стержня при $t = -0,4^\circ\text{C}$); б—сулесь (сдвиг на срезном приборе при $t = -10^\circ\text{C}$); в—сулесь (одноосное сжатие при $t = -20^\circ\text{C}$); г—полиминеральная глина (одноосное сжатие при $t = -20^\circ\text{C}$); Δh —деформация, ε —относительная деформация

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 [4] для мерзлых пород (рис. 3.12), 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 $\sigma_{\text{мгн}}$. 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 $\sigma \approx 0,1—0,5 \sigma_{\text{мгн}}$ 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 $\sigma \approx \approx 0,5—0,7 \sigma_{\text{мгн}}$ и продолжается сравнительно короткое время, приводя к преимущественно хрупкому разрушению.

Характер деформирования мерзлых пород на стадии вязкопластического течения с постоянной скоростью хорошо прослеживается на реологических кривых ($\dot{\epsilon} = f(\sigma)$) 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 [20], в опытах при $t = -0,8^\circ\text{C}$ коэффициент вязкости мерзлой супеси при $W_c \approx \approx 19\%$ 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 $t \approx -0^\circ\text{C}$ 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 обуславливает 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 нагружения (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 величины отрицательной температуры и действующей нагрузки (рис. 3.13).

Большое значение в деформировании мерзлой породы, подвергающейся компрессионному сжатию, имеют перемещение незамерзшей 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 консолида-*

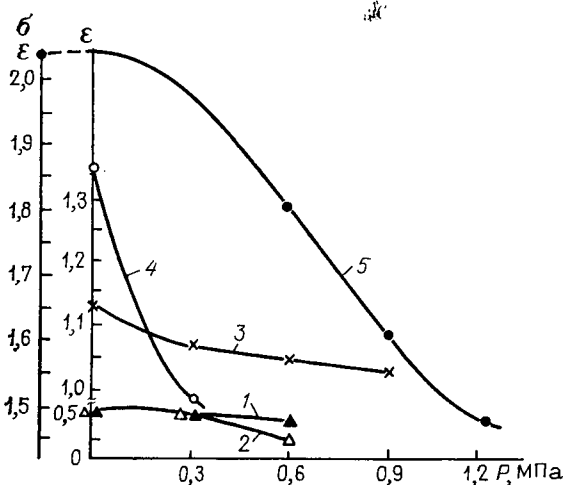
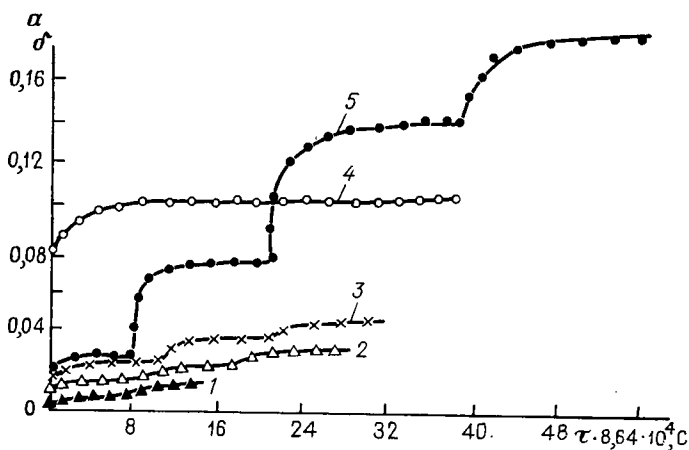


Рис. 3.13. Кривые консолидации (а) и компрессии (б) мерзлых пород (при ступени нагрузки в 0,3 МПа):

1 и 2—при температуре опыта, равной минус 3 и минус 1,5 °С соответственно; 3—5—глина полиминеральная; 3—льдонасыщенная ($G=1$); 4—засоленная ($z=1,5\%$), 5—нелдонасыщенная ($G=0,6$)

ция ей, поскольку предполагается, что в наибольшей степени она проявляется в начальный период после загрузки 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 составлять 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 исключить из рассмотрения и процесс мигра-

ции пленочной воды к периферии образца за счет градиента полного термодинамического потенциала влаги. Процесс фильтрации обуславливается 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) происходят 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. 3.14). 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-миграционной консолидации в компрессионно-сжимаемом мерзлом образце отчетливо прослеживается на рис. 3.15.

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

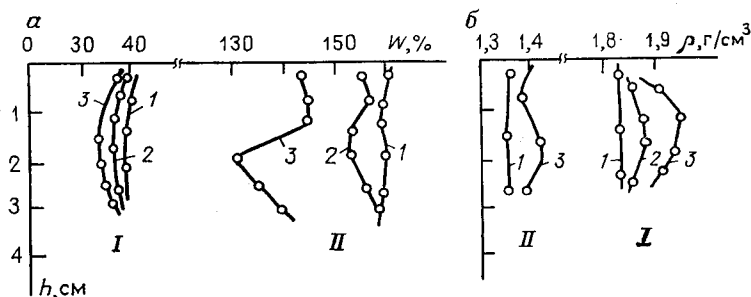


Рис. 3.14. Распределение суммарной влажности (а) и плотности (б) по высоте мерзлых образцов ($t = -1,5^{\circ}\text{C}$) каолинитовой (I) и монтмориллонитовой (II) глин при компрессионном уплотнении нагрузками, равными 0 (1), 0,25 (2) и 1,2 (3) МПа

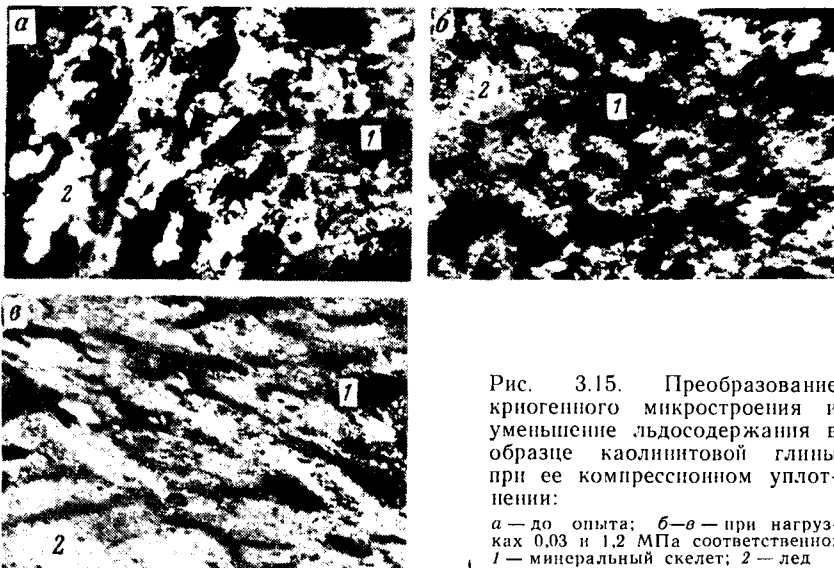


Рис. 3.15. Преобразование криогенного микростроения и уменьшение льдосодержания в образце каолинитовой глины при ее компрессионном уплотнении:

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

изменению криогенного микростроения. При этом происходят сближение и укрупнение микроагрегатов грунта, что обуславливает 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 перестройка структуры (в более мелкозернистую) шлирового и порового льда с оплавливанием острых граней кристаллов льда, а также значительные по величине пластичновязкие течения кристаллов льда и их агрегатов.

В целом можно утверждать, что главнейшими 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.

СТРУКТУРО- И ТЕКСТУРООБРАЗОВАНИЕ В ПРОМЕРЗАЮЩИХ И ПРОТАИВАЮЩИХ ПОРОДАХ

§ 1. Теплофизические и физико-механические условия формирования миграционно-сегрегационных прослоев льда

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 $\text{grad } t$, но и $\text{grad } P_{\text{ус}}$ и $\text{grad } P_{\text{наб-расп}}$, т. е. $\mu_w = f(t, P_{\text{ус}}, P_{\text{наб-расп}})$.

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 иссушаю-

щемся грунте) происходит постепенно. Вначале в промерзающей зоне грунта вблизи фронта промерзания по зонам концентрации напряжений скачкообразно организуются прерывистые (обнаруживаемые только под микроскопом) микропрослой 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. 2.12).

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

$$Q_m - Q_t = \Delta Q = Q_{\phi}^{\text{лп}} + Q_{\phi}^{\text{лм}}, \quad (4.1)$$

где Q_m и Q_t — количество тепла, проходящее соответственно через поверхность охлаждения в промерзающей зоне грунта и из талой зоны в мерзлую; $Q_{\phi}^{\text{лп}}$ и $Q_{\phi}^{\text{лм}}$ — тепло фазовых переходов, выделяющееся соответственно при образовании льда-цемента за счет влаги, фиксируемой процессом замерзания на месте, $Q_{\phi}^{\text{лп}}$ и

при образовании сегрегационных прослоев льда или льда-цемента в мерзлой части промерзающего грунта за счет миграционной влаги $Q_{\phi}^{лм}$.

Очевидно, что промерзание грунта и формирование его криогенной текстуры будет происходить при $\Delta Q > 0$. В случае $\Delta Q = Q_{\phi}^{лц}$ в промерзающем грунте образуется только массивная криотекстура. Если же $\Delta Q > Q_{\phi}^{лц}$, то происходит миграция влаги и, возможно, формирование сегрегационных прослоев льда или льда-цемента за счет мигрирующей влаги (при $Q_{\phi}^{лм} > 0$). 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:

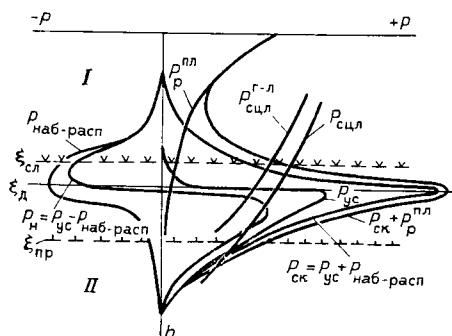
$$h_{\parallel} = f\left(\frac{I_{\parallel}}{v_{пр}} \Delta x_{\parallel}\right), \quad h_{\perp} = f\left(\frac{I_{\perp}}{v_{пр}} \Delta x_{\perp}\right), \quad (4.2)$$

где $I_{\parallel}$, $I_{\perp}$ — плотность миграционного потока влаги к параллельным и перпендикулярным к фронту промерзания ледяным прослоям, являющаяся функцией $\text{grad } P$ и $\text{grad } t$ 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. 3.3), где обычно фиксируется начало интенсивного льдовыделения (см. рис. 2.12). Эта граница практически является границей равенства значений 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°C .

Прослой льда, параллельные фронту промерзания. Они возникают за счет развития в грунте горизонтальных зон концентрации напряжений. Последние обусловлены скалывающими (или сдвигающими) напряжениями $P_{ск} = P_{ус} + P_{наб} \pm \text{расп.}$, формирующимися при наличии разнонаправленных деформаций в иссушающемся и набухающем слоях грунта. Максимальных значений горизонтальные скалывающие напряжения достигают, естественно, на границе (ξ_d) смены направления (знака) деформаций грунта (рис. 4.1). Развитие этих напряжений непосредственно наблюдается во всей промерзающей зоне. В мерзлой же зоне и в талой иссушающейся части грунта это проявление будет не прямым, а косвенным, опосредованным через ниже- и

Рис. 4.1. Характер развития в промерзающей породе напряжений усадки $P_{ус}$, набухания $P_{наб}$, распучивания $P_{расп}$, горизонтальных скальвающих $P_{ск}$ и нормальных P_n объемно-градиентных напряжений, а также расклинивающего давления пленочной влаги $P_r^{пл}$, локального сцепления $P_{сцл}$ и сцепления на границе «грунт — ледяная прослой» $P_{сцл}^{г-л}$, $\xi_{пр}$, $\xi_{сл}$, ξ_d — соответственно границы промерзания, визуального сегрегационного льдовыделения и смены направления деформации в образце; I , II — соответственно мерзлая и талая части грунта



вышерасполагающиеся слои породы. Результирующая такого взаимодействия реализуется в виде горизонтальных скальвающих (сдвигающих) напряжений прежде всего по параллельным фронту промерзания дефектным зонам, которыми становятся границы агрегатов и блоков грунта. Так возникают горизонтальные зоны концентрации напряжений породы, которые при дальнейшем возрастании скальвающих напряжений и расклинивающего давления тонких пленок воды $P_r^{пл}$ способны превратиться в зоны локального разрушения грунта. Это возможно в результате преодоления локального сцепления грунта (сопротивления сдвигу $P_{сцл}^{сд}$), когда

$$P_{ск} + P_r^{пл} = (P_{ус} + P_{наб-расп}) + P_r^{пл} > P_{сцл}^{сд} + P_{быт}, \quad (4.3)$$

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 микрошпир льда.

Область грунта $\Delta x_{ш}$, в которой выполняется условие горизонтального сегрегационного льдовыделения (4.2), является потенциально возможной зоной одновременного зарождения и роста параллельных фронту промерзания прослоев льда и определяется, согласно схеме (см. рис. 4.1), пересечением кривых $P_{ск} + P_r^{пл} = f(x)$ и $P_{сцл}^{сд} + P_{быт} = f(x)$. В верхней части промерзающей зоны и в мерзлой зоне также может происходить зарождение новых горизонтальных шпиров льда, т.е. шпиров льда второй и последующих генераций. Однако это осуществляется уже в основном за счет резко возрастающего расклинивающего действия тонких пленок незамерзшей воды ($P_r^{пл}$), поскольку скальвающие напряжения убывают (см. рис. 4.1).

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 ($P_{\text{сдл}}^{\text{сд}}$), а значительно меньшее по величине сцепление ($P_{\text{сдл}}^{\text{г-л}}$) прослоя льда с мерзлым грунтом ($P_{\text{сдл}}^{\text{г-л}} < P_{\text{сдл}}^{\text{сд}}$). При невыполнении условия $P_{\text{ск}} + P_{\text{п}}^{\text{пл}} > P_{\text{сдл}} + P_{\text{быт}}$ 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 $\text{grad } \mu_{\text{w}}$ или $\text{grad } P_{\text{р}}^{\text{пл}} = f(\text{grad } t)$.

Вертикальные ледяные шлиры. Такие шлиры льда в промерзающем грунте связаны с развитием в талой части промерзающей зоны грунта (до глубины смены знака деформации $\xi_{\text{д}}$) растягивающих (нормальных) напряжений как проявление неравномерных по высоте деформаций усадки. В промерзающем грунте выше обезвоживающейся части породы существует набухающе-распучивающаяся мерзлая часть грунта, препятствующая деформациям усадки. Следовательно, в случае промерзания объемно-градиентные растягивающие (нормальные) напряжения $P_{\text{н}}$ будут равны разности напряжений усадки и напряжений набухания — распучивания. При таком подходе условно «свободной» грунтовой поверхностью, где нормальные напряжения равны 0 ($P_{\text{н}} = P_{\text{ус}} - P_{\text{наб}} - P_{\text{расп}} = 0$), является граница смены направления деформаций $\xi_{\text{д}}$, ниже которой располагается максимум нормальных растягивающих напряжений (см. рис. 4.1).

Растягивающие грунт в горизонтальном направлении напряжения $P_{\text{н}}$ 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 $\text{grad } P_{\text{н}}$ и преодоление (при дальнейшем развитии растягивающих нормальных напряжений) локальной прочности грунта на разрыв — $P_{\text{сдл}}^{\text{р}}$. В результате возникают вертикальные микропрослои льда. Область возможного зарождения их $\Delta x_{\perp}$

определяется пересечением кривых $P_n = f(x)$ и $P_{\text{сцл}}^p = f(x)$, а условие зарождения сегрегационных прослоев льда вертикального направления может быть представлено в виде

$$P_n = P_{\text{ус}} - P_{\text{наб-расп}} > P_{\text{сцл}}^p. \quad (4.4)$$

Условие (4.4) 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 $\text{grad } t$, который вызывает $\text{grad } P_p^{\text{пл}}$, а только под действием $\text{grad } P_n$. 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 $P_{\text{ск}}$ и расклинивающее давление пленочной воды $P_p^{\text{пл}}$. Формирование ледяных шлиров, перпендикулярных фронту промерзания, напротив, определяется разностью напряжений P_n . Во-вторых, область зарождения и роста горизонтальных прослоев по высоте промерзающего грунта больше, а следовательно, и длительнее 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.

§ 2. Образование 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. 4.1).

Наложённые криогенные текстуры возникают обычно в относительно однородных (до промерзания) породах практически только под влиянием процесса промерзания и не связаны с особенностями первичного (исходного) сложения

Таблица 4.1

Классификация криогенных текстур по условиям их формирования в промерзающих дисперсных породах

Литологические особенности пород	Теплофизическое условие формирования криотекстур $Q_m - Q_t = Q_{\phi}^{лц} + Q_{\phi}^{лм}$	Физико-механическое условие возникновения криотекстур		Тип криогенных текстур
		Условие образования ледяных шлиров I фронту промерзания $(P_{ск} + P_{р}^{пл}) > (P_{сцл}^{сд} + P_{быт})$	Условие образования ледяных шлиров I фронту промерзания $P_n = P_{ус} - P_{наб-расп} > P_{сцл}$	
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 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

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 визуальнo 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 выполняется 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 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, $P_{\text{быт}}$) 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°C . 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 штира льда, который прослеживается уже визуально. Причем при уменьшении скорости промерзания $v_{пр}$ и при увеличении плотности потока влаги к горизонтальному прослою льда I_w 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. (см. гл. 7).

Сетчатая криогенная текстура образуется в промерзающих грунтах при обязательном соблюдении теплофизического условия и одновременном выполнении физико-механических условий формирования горизонтальных и вертикальных прослоев льда (условие 4.3—4.4). 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 $\text{grad } P_n$, а к параллельным фронту промерзания — под действием градиента температуры (или $\text{grad } W_{нз}$) и градиента напряжений $\text{grad } P_{ск}$.

В зависимости от соотношения величин нормальных и скалывающих напряжений в промерзающих грунтах различного состава, структуро-текстурных особенностей и прочностных ха-

рактистических 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: $l_{\parallel} = f(1/\text{grad } P_{\text{ск}})$ и $l_{\perp} = f(1/\text{grad } P_{\text{н}})$.

Однако следует особо подчеркнуть, что увеличение скорости промерзания приводит к конечному 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 ячей грунта, представляющие собой многоугольники неправильной формы, окаймленные ледяным каркасом. Формирование ячеистой криогенной текстуры в бентоните целиком связано и предопределено его специфическими микротекстурой и структурой, обуславливающими формирование в талой обезвоживающейся части грунта структурных отдельностей в виде мелких ячеек 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

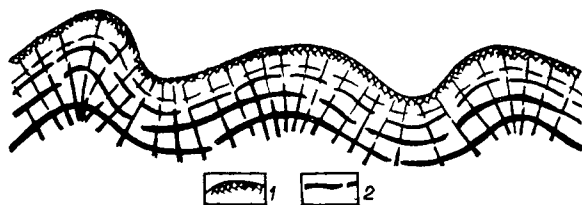


Рис. 4.2. Наложенные криогенные текстуры, формирующиеся при неровной границе промерзания пород:

1 — поверхность пород; 2 — ледяные шлиры

промерзания — оттаивания, можно предполагать существование даже для наложенных криогенных текстур системы ледяных шлиров сложной конфигурации (волнистой, радиальной, кольцевой, ромбической и др.), predetermined неровным характером границы промерзания или оттаивания (рис. 4.2).

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. 4.3). Для их образования так же, как и для наложенных криогенных текстур, необходимо обязательное соблюдение теплофизических и физико-механических условий сегрегационного льдовыделения.

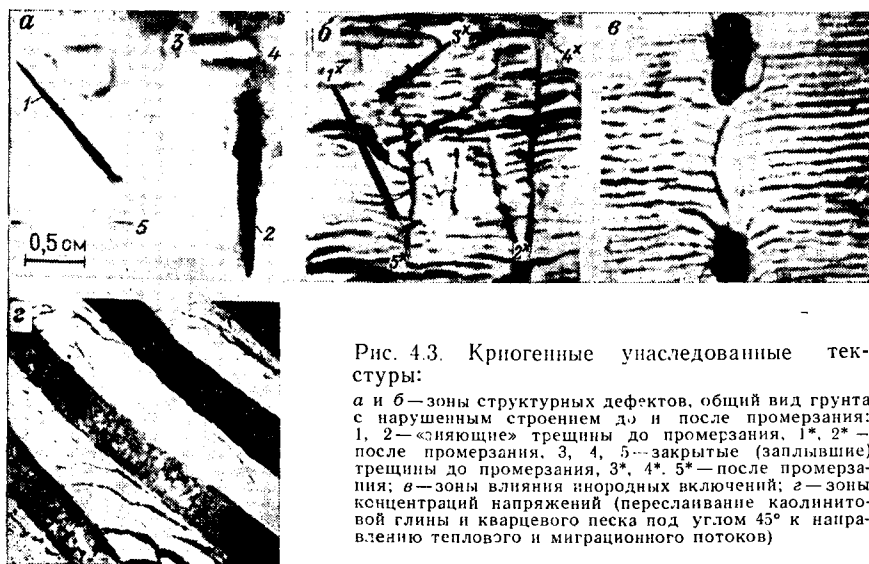


Рис. 4.3. Криогенные унаследованные текстуры:

а и б — зоны структурных дефектов, общий вид грунта с нарушенным строением до и после промерзания: 1, 2 — «зияющие» трещины до промерзания, 1*, 2* — после промерзания, 3, 4, 5 — закрытые (запавшие) трещины до промерзания, 3*, 4*, 5* — 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)

Рис. 4.4. Унаследованный характер криогенных текстур в морских ленточных глинах (фото Г.И. Дубикова)

Унаследованные криогенные текстуры зон структурных дефектов 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 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 напряжений на контактах разнородных пород (контактно-напряженные текстуры) в отличие от дефектно-прочностных криотекстур развиваются не по ослабленным участкам грунта, а по зонам контактов различных по тепло- и массообменным и усадочно-набухающим свойствам дисперсных пород. 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. 4.4). 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, неблагоприятные 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 характер продвигавшейся границы промерзания, в свою очередь предопределенной существованием в грунте отличного по теплопроводности включения.

При оттаивании пород в мерзлой их части, характеризующейся наличием градиента температур, также возможны миграционно-сегрегационное льдонакопление и формирование криогенных текстур (рис. 4.5). 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 тепло-физических 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 [8]. Не останавливаясь на объяснении приводимой классификации, следует лишь особо отметить следующее (см. табл. 4.1). Каждый из выделенных классов текстур (шлировый и безшлировый) 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 криоген-

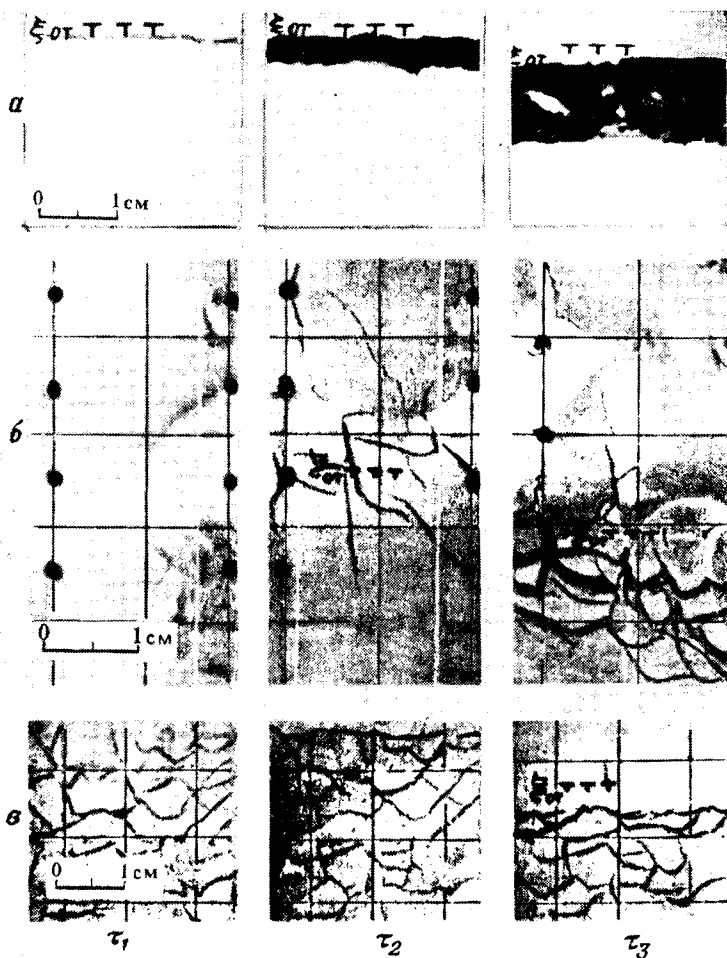


Рис. 4.5. Зарождение и рост сегрегационных шпиров льда в мерзлой части протаивающих сверху пород (наложенные криотекстуры):

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

ных текстур учтены только крайние варианты, а точнее, закономерности образования (направленность изменения) горизонтальных и вертикальных шпиров льда в зависимости от $\text{grad } P_{\text{ск}}$ и $\text{grad } P_{\text{н}}$. 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 тонкошпировые

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 [12]. 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 натуральных 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 пород, 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 — и их исчезновение.

§ 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 очень низких отрицательных температур (около $-40 \div -60^\circ\text{C}$), когда миграция влаги отсутствует, одновременное зарождение центров кристаллизации и рост кристаллов льда обуславливают 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. 4.6, а). При повышении температуры замораживания (выше -30°C) начинает проследиваться тенденция преобладания процесса укрупнения агрегатов над процессом их разрушения. Так, для полиминерального суглинки после промерзания при температуре -30°C , так же как и при -60°C , характерно увеличение содержания крупнопылеватых и песчаных агрегатов, но уже за счет агрегации более мелких структурных элементов (см. рис. 4.6, б). Таким образом, интенсивность и время фазовых переходов воды играют значительную роль в направленности изменения дисперсности: снижение интенсивности обуславливает возможность миграции внутриагрегатной влаги к центрам льдообразования и улучшает условия пластической перекomпоновки 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.

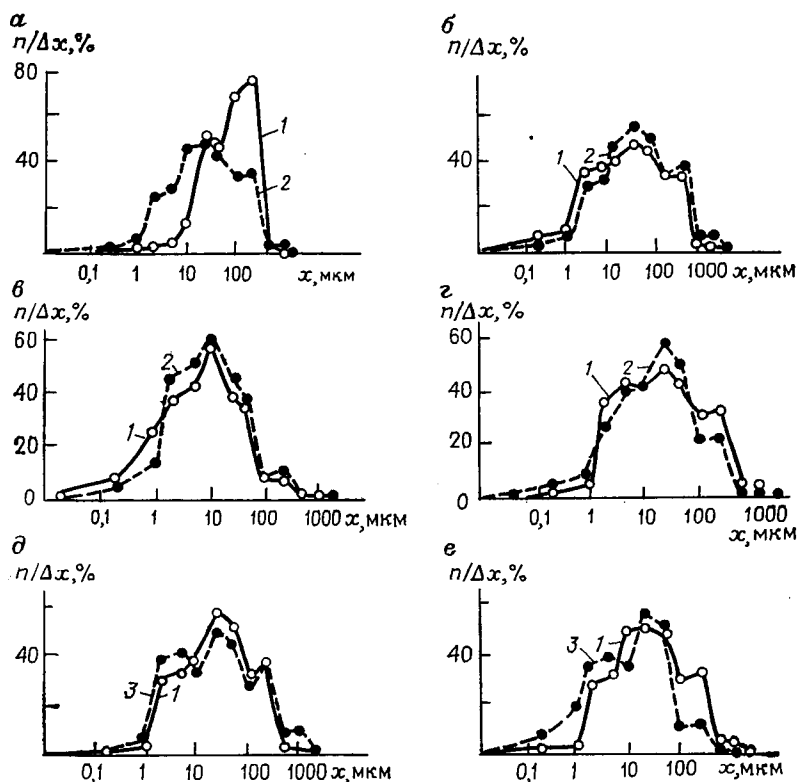


Рис. 4.6. Изменения дисперсности глинистых пород (по дифференциальным кривым микроагрегатного анализа):

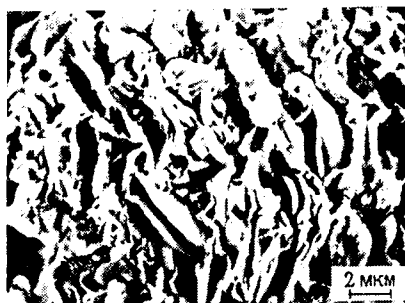
а, б—всесторонне промерзающего тяжелого суглинка при t_B , равной соответственно минус 60 и минус 30 °С; в—промерзающих полиминеральных глин с преобладающим содержанием Na^+ ; г—то же Ca^{2+} и Mg^{2+} ; д, е—протаивающих полиминеральных глин, уплотненных нагрузками 0,05 и 1 МПа соответственно; 1—исходное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

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



Рис. 4.7. Микроструктура минерального скелета промерзающей каолинитовой глины в талой обезвоженной зоне у границы промерзания (а) и в распученной мерзлой зоне (б)

Рис. 4.8. Вертикальная ориентация (вдоль миграционного потока влаги) минеральных частиц и агрегатов талой обезвоженной зоны промерзающей полиминеральной глины



ления миграционного потока и формирование щелевидной пористости (рис. 4.7). 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 деформаций 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. 4.8). В процессе дальнейшего промерзания (понижения температуры) фазовые переходы воды осуществляются 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 дисперсности 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. 4.6, 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 структур-

ных элементов. 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. 4.9). 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. 4.10).

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 микророльовыделения и происходит формирование слоистых криогенных микротекстур. Для пород,

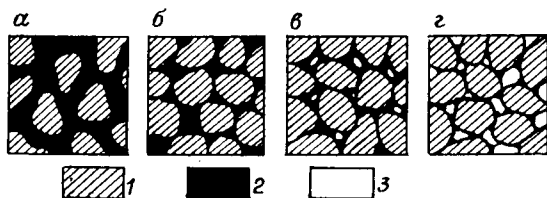


Рис. 4.9. Основные типы льда-цемента в мерзлых породах:

а — базальный; б — поровый; в — пленочный; г — контактный; 1 — грунтовые частицы, агрегаты; 2 — лед-цемент; 3 — свободные ото льда и воды части пор

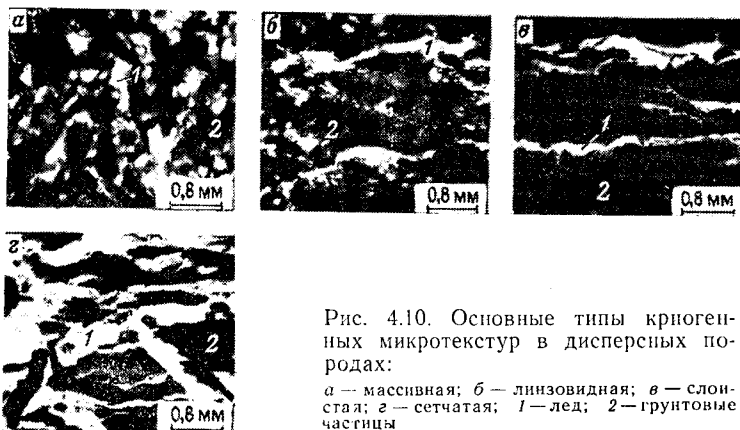


Рис. 4.10. Основные типы криогенных микротекстур в дисперсных породах:

а — массивная; б — линзовидная; в — слоистая; г — сетчатая; 1 — лед; 2 — грунтовые частицы

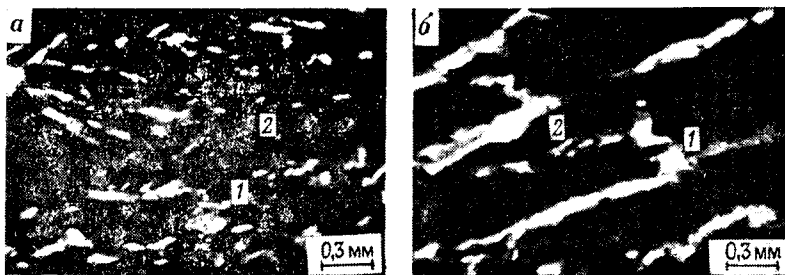


Рис. 4.11. Микротекстура мерзлого суглинка, насыщенного ионами Na^+ (а) и Ca^{2+} (б):

1 — лед; 2 — грунтовые частицы

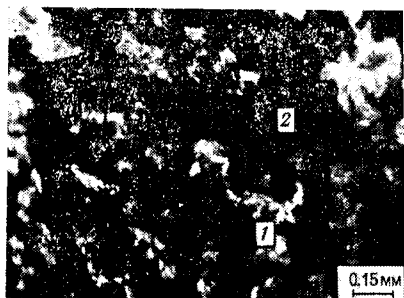


Рис. 4.12. Дифференциация льда и минеральных частиц в промерзающем суглинке за счет локального перераспределения влаги:

1 — лед и льдистые участки; 2 — грунтовые частицы

насыщенных одновалентными катионами, прослеживается образование прерывистых и маломощных микрошлиров льда, не имеющих четко выраженной ориентации (рис. 4.11).

Формирование криогенного микростроения определяется не только исходным химико-минеральным составом, дисперсностью, влажностью и плотностью пород, но и в значительной мере условиями промерзания (скорость промерзания, градиентами температуры, наличием или отсутствием подтока влаги 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 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. 4.12).

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, показывают, 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. 4.6, *б, в*). 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.

§ 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 определяют 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. 4.13). 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-электро-

По площади контакта	По энергии взаимодействия и природе контактов						
	Агрегационные (дальние коагуляционные)		Коагуляционные (ближние коагуляционные)		Сухие (безводные)		
	I	II	I	II	I	II	III
Точечные							
Площадные							
Объемные							



Рис. 4.13. 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-ледовые, III — минерально-цементационные)

статическим взаимодействием, а также непосредственным соприкосновением элементов мерзлой породы и подразделяются на: сухие минеральные (минерал — минерал), сухие минерально-цементационные (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 $-100 \div -150^\circ\text{C}$) 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 дальнедействующих 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 ($0 \div -5^\circ\text{C}$). 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 большую прочность 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.

Глава 5

КРИОГЕННЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ И ЯВЛЕНИЯ

§ 1. Классификация процессов и явлений

Экзогенные геологические процессы и явления в криолитозоне, которые нередко именуют как криогенные (мерзлотные) геологические процессы и явления, обусловлены развитием теплофизических, физико-химических и механических процессов в промерзающих, мерзлых и протаивающих породах, рассмотренных в предыдущих главах. Особенности экзогенных геологических процессов в криолитозоне связаны с периодичностью процессов промерзания и протаивания, охлаждения и нагревания, спецификой свойств промерзающих, мерзлых и протаивающих пород, временной периодической изменчивостью напряженного состояния пород и др., что приводит к формированию различных криогенных явлений (образований), которые находят свое выражение в геологическом строении рыхлых четвертичных отложений и проявляются в рельефе и микрорельефе в области многолетнемерзлых пород и в области глубокого сезонного промерзания. По основному агенту природной среды, являющемуся движущей силой процессов и формирующихся явлений, все экзогенные процессы в криолитозоне могут быть разделены на три крупные группы (табл. 5.1).

К первой группе процессов можно отнести собственно криогенные (мерзотно-геологические) процессы, развитие которых вызвано сезонными и многолетними колебаниями тепло- и массообмена на земной поверхности и в подстилающих горных породах. Это морозобойное растрескивание и криогенное выветривание, связанные с многократным повторением

Таблица 5.1

Классификация основных экзогенных геологических процессов в криолитозоне (по Э. Д. Ершову и Л. С. Гарагуле)

Группа процессов	Вид процесса	Проявление процесса	
		в рельефе	в отложениях
I. Собственно криогенные	Морозобойное растрескивание и формирование повторно-жильных образований	Полигонально-трещинный микрорельеф Полигональный и полигонально-валиковый микрорельеф	Зияющие вертикальные трещины Системы повторно-жильных льдов, льдо-грунтовые, грунтовые и песчаные жилы в отложениях аллювиального, склонового эолового и др. генезиса
	Криогенное выветривание пород	Полигональные глыбовые развалы, площадные глыбовые поля	Щебнисто-глыбовые образования верхнего слоя пород элювиального генезиса (гольцовый элювий)
	Морозное пучение пород	Площади пучения	Пустоты и ледяные прослои по напластованиям пород
		Сезонные и многолетние бугры пучения, гидролакколиты	Ледяные прослои и ледяные ядра в грунтах бугров
		Пятна-медальоны и криотурбации	Котлы перемешанного (смятого) грунта
		Каменные кольца и каменные венки	Грунтово-щебнистые и щебнисто-глыбовые жилы
		Туфуры (небольшие бугры пучения)	Оторфованные отложения бугров
		Бугры-могильники (формируются с участием морозобойного растрескивания)	Минеральные грунты бугров, разделенные зияющими трещинами, грунтовыми или торфяными жилами
	Наледообразование	Сезонные и многолетние наледи	Аллювий наледных полей и тарынов
	Многолетнее льдообразование и снегообразование на поверхности пород	Ледники	Ледниковый лед
		Озы, камы, снежники, снежно-ледяные и снежно-грязевые сели, снежные лавины	Ледниковые отложения
	Формирование подземных пластовых залежей льда		Пластовые залежи льда в отложениях морского и ледово-морского генезиса

Продолжение табл. 5.1

Группа процессов	Вид процесса	Проявление процесса	
		в рельефе	в отложении
I. Собственно криогенные	Термокарст	Термокарстовые про- садки	Льдистые болотные от- ложения
		Термокарстовые озе- ра и котловины	Льдистые таберальные, озерные и болотные от- ложения
		Бугристо-западин- ный рельеф	Останцы вмещающих от- ложений с грунтовыми жилами
		Байджерахи	Останцы вмещающих ледяные жилы отложе- ний
II. Флю- виаль- ные, аб- разион- ные и водно- баланси- ровоч- ные	Термоабразия	Термоабразионные уступы, термоцирки, прибрежные отмели	Озерные и прибрежно- морские отложения
	Термоабразия	Промонны, овраги	Ложковый аллювий
	Заболачивание	Заболоченные земли	Оглеенные почвы
III. Гра- вита- ционные	Солифлюкция, сплывы	Солифлюкционные потоки, покровы, террасы	Солифлюкционные от- ложения
	Курумообразова- ние	Курумы-потоки, ку- румы-поля	Гольцовый делювий (по Ю. А. Билибину)
	Обваливание, осы- пание	Глыбовые обвалы, осыпи, осыпные ко- нуса	Коллювий
	Лавинообразова- ние	Снежные лавины	
	Селеобразование	Грязевые и каменные сели	

циклов промерзания и оттаивания пород, охлаждением мерзлых пород в слое годовых колебаний температуры (включая слой сезонного промерзания и протаивания), а также с динамикой напряженного состояния пород в переменном температурном поле; морозное пучение пород и наледообразование, обусловленные сезонным и многолетним промерзанием пород, подземных и поверхностных (при образовании наледей) вод, увеличением объема пород при льдовыделении; термокарст, связанный с сезонным и многолетним оттаиванием сильнольдистых пород и подземных залежей льдов, с изменением свойств, осадкой и размоканием пород при оттаивании.

Развитие второй группы флювиальных, абразионных и воднобалансовых процессов вызвано механическим

и тепловым воздействиями 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 и заболачивание. Все они имеют процессы-аналоги вне криолитозоны. Однако вследствие специфики протекания этих процессов в многолетнемерзлых породах целесообразно их выделение в самостоятельную группу. Развитию всех этих процессов всегда предшествует оттаивание пород, сопровождающееся нарушением структурных связей в породах, изменением их физико-механических и теплофизических свойств. Специфика процессов проявляется в особых формах мезо- и микрорельефа, в преобразовании чехла рыхлых отложений и в формировании специфических генетических типов новых геологических образований (например, в формировании синкриогенных озерных и прибрежно-морских отложений, делювиальных и пролювиальных образований, в накоплении торфяников и др.).

Третья группа процессов объединяет гравитационные процессы, такие, как солифлюкция, сплывы, оползание, осыпание, десерпция, курумообразование и др. Часть из них имеет аналоги вне криолитозоны. Однако все без исключения гравитационные процессы в криолитозоне отличаются спецификой проявления, что приводит к формированию особых форм мезо- и микрорельефа, таких, как курумные потоки, поля, террасы или солифлюкционные покровы, потоки и террасы. Кроме того, с этими процессами в криолитозоне связано формирование специфического состава и строения склоновых отложений (солифлюкционных, делювиальных, коллювиальных, оползневых и др.); захоронение в них снежников, наледей, ледников; образование пещерных и гольцовых льдов; криогенная сортировка материала и другие особенности.

§ 2. 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 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). Различают обычно площадное и локальное пучение. Площадное пучение чаще всего характеризуется большой простран-

ственной неоднородностью, при которой величина пучения в пределах одного ландшафтного типа может более чем в два раза превышать средние значения деформаций пучения. В рельефе заметнее всего проявляется локальное пучение (бугры, полосы пучения и другие формы) 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 сезонно-мерзлого слоя (сезонное пучение) и с многолетним промерзанием пород (многолетнее пучение).

Многолетнее пучение. Пучение грунтов является наиболее распространенным криогенным процессом, в результате которого на участках развития тонкодисперсных пород и торфяников формируются различные по форме и размерам бугры пучения. В результате промерзания торфяников, например, в заболоченных низинах 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 сегрегационные и инъекционные, но возможно их смешанное инъекционно-сегрегационное образование.

Сегрегационные бугры пучения, называемые в зарубежной литературе пальсами, образуются в результате миграции внутрigrунтовой 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 комплекса 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, обуславливая увеличение бугра. Скорость роста таких 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 их возрастом и условиями формирования.

Многолетние сегрегационные бугры пучения, как правило, сопровождают новообразование многолетнемерзлых пород на талых участках пойм и озерных котловин (рис. 5.1, а),

образуя нередко цепочки бугров по берегам озер, на мелководьях и вдоль заболоченных пространств.

Часто бугры пучения приурочены к участкам торфяных отложений. Это связано с тем, что торф содержит большое количество влаги, в связи с чем теплопроводность мерзлого торфа

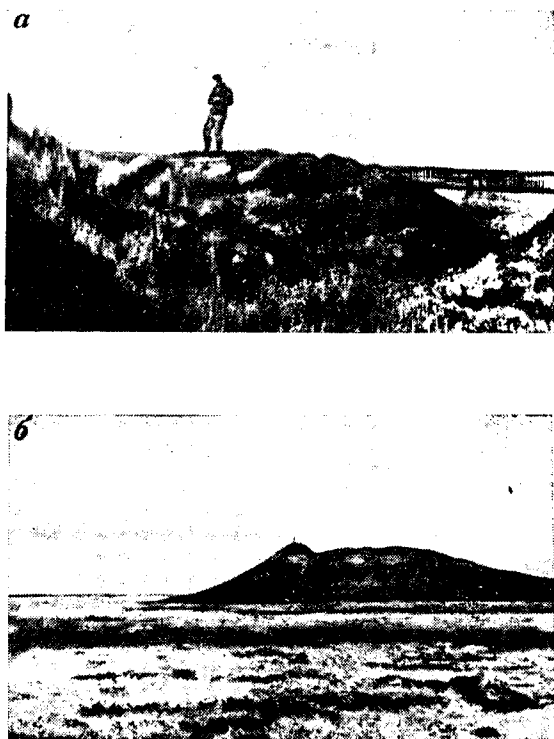


Рис. 5.1. Многолетние бугры пучения (фото Г. И. Дубикова):

а — миграционный торфяной бугор пучения; б — разрушающийся бугор пучения (булгунях)

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) несквозных таликов, окруженных со всех сторон многолетнемерзлыми породами. На Севере и в Центральной Якутии их называют

булгуниями, за рубежом — пинго. Причиной промерзания подозерных таликов является обычно 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 (см. рис. 5.1, б). Поскольку промерзание водоносного талика — длительный процесс, внедрение воды в растущий булгуньях происходит многократно. Параллельно с этим может происходить и сегрегационное льдовыделение, что приводит к сложному строению булгуньяхов.

Размеры булгуньяхов зависят от количества воды в замкнутых таликах и могут достигать по высоте 30—60 м и 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.

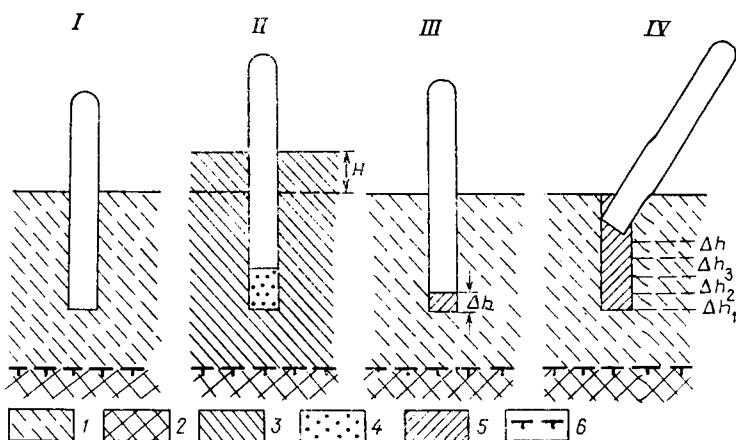
Сезонное пучение грунтов. Такое пучение сопровождает сезонное промерзание талых пород и промерзание сезонноталого слоя. Средняя величина площадного пучения сезонноталого слоя обычно в 1,5—2 раза меньше пучения слоя сезонного промерзания. Связано это с тем, что сезоннопромерзающий слой чаще всего является открытой системой и промерзание его 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. Крайним случаем выражения этой неравномерности 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 —



Рис. 5.2. Криогенная сортировка обломков в пределах слоя сезонного оттаивания:

a — каменные кольца на Шпицбергене (фото А. Яна); *б* — каменные полосы на пологом склоне хр. Сопкай в Зауралье (фото Г. И. Дубикова)



0,2—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.

Проявления процесса сезонного пучения наблюдаются также в мелкозем 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. Так образуются «каменные поля», «каменные россыпи».

Развитие этого процесса в массивах пород, где промерзание сопровождается образованием диагенетических или морозобойных трещин, по стенкам которых также идет промерзание и смещается часть крупнообломочного материала, сопровождается образованием на поверхности «каменных полигонов» и «каменных колец» (рис. 5.2, а). На пологих склонах в парагенезисе с другими склоновыми процессами при этом формируются вытянутые по уклону «каменные полигоны», а при крутизне свыше 8—10 °С — «каменные полосы» (см. рис. 5.2, б).

При установке в сезонномерзлый или сезонноталый 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 устойчивость, наклоняется и падает (рис. 5.3). Выпучивание столбов ведет к нарушению линии связи, а свай в основании фундаментов различных сооружений — к их деформации.

Рис. 5.3. 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 сезонноталого 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 сжатия с породой сезонноталого слоя, заполненная льдом или сильнольдистым грунтом; 5 — полость, заплывшая при протавивании влагонасыщенным грунтом; 6 — граница многолетнемерзлых пород; Δh — выпучивание столба; H — пучение грунта в годовом цикле

§ 3. Морозобойное растрескивание и полигональные поверхностные и подземные 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. 5.4). Многократное повторение процесса морозобойного трещинообразования приводит к формированию криогенных образований и специфических форм рельефа. Явления, связанные с процессом морозобойного растрескивания, следует характеризовать по размеру полигонов, ширине раскрытия и глубине проникновения трещин, характеру 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 наибольшее 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, которые свойственны 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 (рис. 5.5) и даже 50—80 м. При этом наиболее мелкие в плане решетки образуются при близких к 0°С среднегодовых температурах пород. Причем в однородных по составу (и механическим свойствам) массивах горных пород образуются прямоугольные сети трещин, а в неоднородных — сложной конфигурации, сочленяющихся друг с другом под прямыми углами. При этом могут образовываться полигоны с четырьмя, а иногда с пятью и большим 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



Рис. 5.4. Полигоны, образовавшиеся в результате морозобойного растрескивания пород (фото Ф. Н. Лещикова)

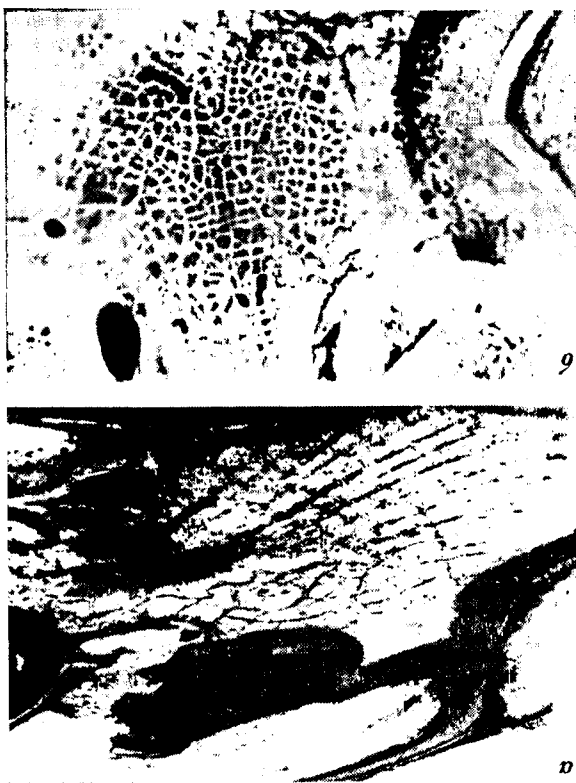


Рис. 5.5. Полигонально-валковый рельеф в пределах высокой поймы:
а — р. Алган бассейна р. Анадырь (фото А. П. Котова); *б* — п-ов Гыдан (фото Г. И. Дубикова)



Рис. 5.6. Сингенетическая жила льда шириной до 0,5 м в плейстоценовых аллювиальных отложениях р. Майи бассейна р. Анадырь (фото А. Н. Котова)

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-жилых структур, которые подразделяются на четыре типа: повторно-жилые льды, изначально-грунтовые жилы, первично песчаные жилы и псевдоморфозы по повторно-жилым льдам.

Повторно-жилые 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, образуящиеся 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 (рис. 5.6). В структуре ледяной жилы видна вертикальная полосчатость: вертикально ориентированные пузырьки воздуха и включения грунта, по которым возможно выделение элементарных ледяных жилок. По их числу 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.

Растущие ледяные жилы выжимают вверх вмещающую породу. Вокруг морозобойных трещин на поверхности земли об-

разуются валики, а над самой жилой (между валиками) обычно образуются канавообразные понижения в результате вытаивания жилок льда в слое сезонного оттаивания, а также за счет эрозионных процессов. Формируется так называемый полигонально-валиковый микрорельеф.

Повторно-жильные льды могут образовываться как в сформировавшихся ранее породах в результате увеличения суровости мерзлотных условий, так и одновременно с накоплением отложений. Первые называются эпигенетическими, вторые — сингенетическими. Последние являются самыми мощными полигонально-жильными образованиями и могут достигать в высоту 40—60 м и более, а в ширину — 6—8 м. Эпигенетические жилы, как правило, не превышают мощности слоя годовых колебаний температур.

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°C . Чем ближе к северу, тем шире они распространяются на относительно пологих склонах, междуречьях и встречаются даже в щебнистом элювии.

Морозобойное трещинообразование в условиях недостаточного увлажнения аккумулятивных равнин может иметь своим итогом формирование 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 они 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°C , среднегодовых температурах, когда морозобойные трещины не проникают ниже подошвы сезонномерзлого или сезонноталого слоя, песчаные жилы целиком располагаются в пределах этих слоев.

Псевдоморфозы по повторно-жильным льдам — это вторичные образования, они являются результатом вытаивания ледяных жил и заполнения образовавшегося пространства грунтом (рис. 5.7). Встречаются они, главным образом, на таких территориях, где повторно-жильные льды

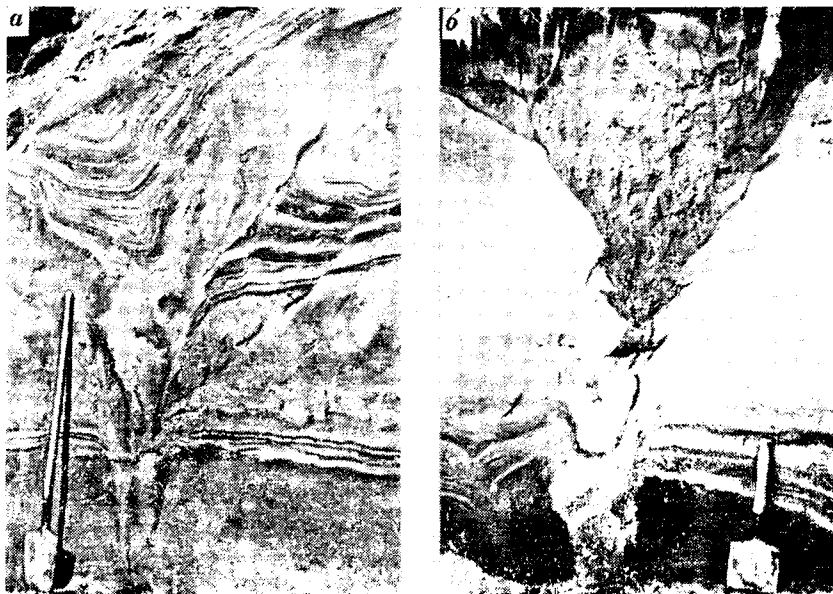


Рис. 5.7. Псевдоморфозы по ледяным жилам в низовьях р. Оби:

а — структура облекания, сформировавшаяся субкавально в казанцевских отложениях (фото В. В. Баудина и Л. М. Шмелева); *б* — структура наполнения в сартанских отложениях (фото Л. М. Шмелева)

выталяли в результате локальной или региональной деградации многолетнемерзлых пород. Широкое их развитие фиксируется за пределами современной криолитозоны: на Украине, в Польше, в Чехословакии, Монголии, Китае и др. В пределах криолитозоны их можно наблюдать на участках, где подземные льды вытаивали в результате развития термокарста или термоэрозии. Часто они развиты на дне «сухих» аласов Якутии. Псевдоморфозы по повторно-жильным льдам имеют большое значение при изучении четвертичных отложений, восстановлении истории формирования многолетнемерзлых толщ и восстановления палеогеографической обстановки прошлого.

Широкое распространение в криолитозоне имеют также мелкополигональные формы рельефа. Они образуются в результате комплекса процессов. Прежде всего это связано с мелкополигональным растрескиванием и образованием при неравномерном промерзании сверху и с боков закрытых (замкнутых) систем талого грунта в слое сезонного оттаивания. В таких системах резко возрастает гидростатическое давление, что и 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

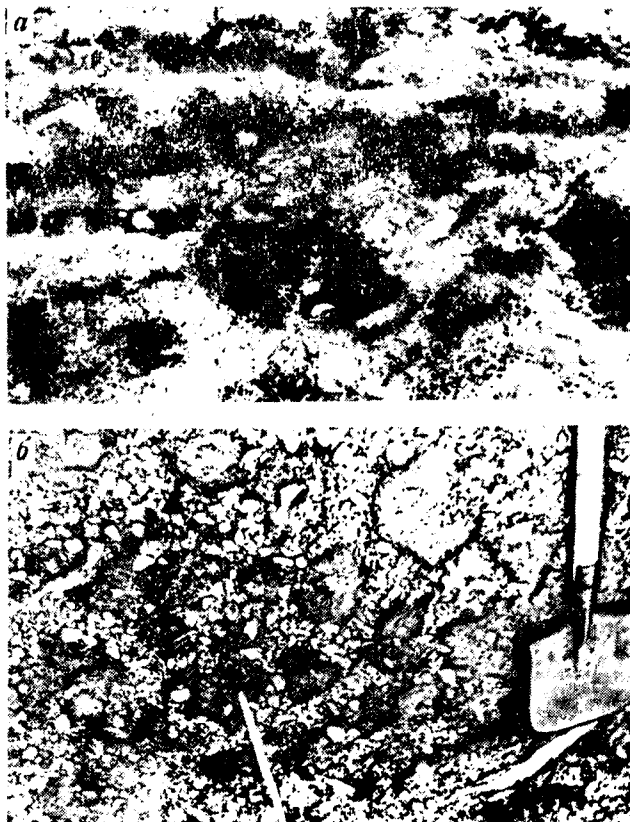


Рис. 5.8. Пятна-медальоны:

а — в щебнистом элювии Далдыно-Алакитского междуречья (фото А. Ю. Деревягина);
б — с полигональным выпучиванием каменного материала по трещинам усыхания (фото А. Н. Котова)

(рис. 5.8, *а*). Наряду с этим может происходить и ориентированное выпучивание каменного материала (см. рис. 5.8, *б*). В результате многократного повторения этих процессов образуются «пятна-медальоны» и «каменные венки». Такие формы широко распространены на севере. Они имеют размеры от 0,3—0,4 до 1—3 м и более и развиваются обычно в супесчано-суглинистых породах сезонноталого слоя. На аккумулятивных равнинах это обычно пятна-медальоны. В районах с маломощным чехлом рыхлых отложений, обогащенных каменным материалом, развиты преимущественно «каменные венки».

§ 4. Термокарст

При протаивании льдистых мерзлых пород и вытаивании подземного льда наблюдаются просадки земной поверхности.

Процесс тепловой осадки широко развит в криолитозоне. Происходит это как при сезонном, так и при многолетнем протаивании мерзлых пород. Такая осадка сопровождается обычно и оттаивание льдистых (претерпевших пучение) пород сезонно-мерзлого слоя. При площадной неравномерности этого процесса образуются самые разнообразные отрицательные формы рельефа или микрорельефа (провальные воронки, западины, аласы, байджерахи и др.). Среди проявлений тепловой осадки в оттаивающих мерзлых породах наибольший интерес представляет процесс многолетней локальной тепловой осадки — термокарст, сопровождающийся просадками земли и образованием отрицательных форм рельефа (рис. 5.9, а). Механизм процесса состоит в уплотнении оттаивающих сильнольдистых пород или пород, содержащих мономинеральные залежи льда, под действием бытового давления оттаявшего слоя, когда внутригрунтовая влага отжимается на поверхность или дренируется водоносным горизонтом. Уплотнение пород происходит при их размокании в условиях избыточного увлажнения либо путем вытеснения воды и просадки блоков и прослоев пород в трещины и полости, прежде заполненные льдом.

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 среднегодовой 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. Одной из причин современной активизации процесса считается деятельность человека, проявляющаяся прежде всего в разрушении почвенно-растительного покрова, что влечет за собой резкое увеличение глубины сезонного протаивания (иногда в 2—4 раза).

Процесс развития термокарста, как показано В. А. Кудрявцевым, по-разному протекает в случаях оттока воды из термокарстового понижения и обводнения понижений. В том случае, когда вода не скапливается в понижении (сточный термокарст) процесс носит затухающий характер. Нередко при этом на месте вытаявших ледяных тел остаются пустоты, не проявляющиеся в рельефе, т. е. не создающие термокарстовых форм.



Рис. 5.9. Развитие термокарста:

а — в результате вытаивания повторно-жильного льда после снятия дернового покрова на I надпойменной террасе р. Тынды (фото Л. Н. Максимовой); *б* — термокарстовое озеро в предгорьях хр. Черского на заднем плане видна налетная поляна (фото В. Е. Афанасенко)

При похолодании такой термокарст обычно прекращается либо, если отложения сезонноталого слоя эродируются (выносятся водой), то вытаивание подземных льдов может возобновиться и прогрессивно развиваться. В этом случае термокарст обычно переходит в процесс термоэрозии.

При зарождении бессточного термокарстового понижения процесс развивается иначе. Появление в понижении воды, аккумулирующей солнечное тепло, приводит к повышению температуры пород дна водоема, что в свою очередь обычно обуславливает увеличение глубины сезонноталого слоя. При этом происходит дальнейшее вытаивание мономинерального ледяного тела и углубление водоема. В конечном итоге, это может привести к полному вытаиванию подземного льда и возникновению под водоемом несквозного (при малой мощности мерзлоты — сквозного) подоцерного талика. Развитие бессточного термокарста возможно в любых, даже самых суровых, мерзлотных условиях.



Рис. 5.10. Спущенная озерная котловина (хасырей) и приуроченный к ней многолетний бугор пучения. Южный Ямал (фото Г. И. Дубикова)



Рис. 5.11. Бугры—байджерахи, образовавшиеся при вытаивании повторно-жильного льда в долине р. Юрибей, п-ов Гыдаи (фото Г. И. Дубикова)

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 (рис. 5.10). 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 (см. рис. 5.9, б) с плоским дном, углубленным на участках активного вытаивания льда до 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 днища формируются остаточные полигональные бугристые формы микрорельефа. Если вытаивание ледяных жил происходит при хорошем стоке воды, а блоки пород, вмещающие жилы льда, сложены мало-льдистыми достаточно прочными породами, то формируются останцы пород — байджерахи (рис. 5.11). 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. За пределами криолитозоны встречаются лишь реликтовые термокарстовые формы рельефа. 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.

§ 5. Склоновые процессы и явления

Склоновые процессы и явления вызываются действием сил гравитации, которые приводят к развитию обвалов, осыпей, оползней, курумов, солифлюкции, быстрых сплывов и других. 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 текстуробразующих 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 СССР и включают большие массы конжеляционных льдов, образовавшихся в результате фильтрации и заморзания 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 сезоннооттаивающего слоя предопределяется прежде всего возникновением посткриогенной структуры и текстуры. По местам вытаявших ледяных шпиров возникают ослабленные зоны, а грунтовые агрегаты сохраняются как структурные отдельности. В результате коэффициент фильтрации сезоннопротаивающих суглинков, например, возрастает в сотни раз. Причем в наиболее теплые годы, когда глубина сезонного оттаивания увеличивается на 10—20 %, наиболее льдистая (нижняя) часть сезоннооттаивающего слоя становится и наиболее активной в отношении фильтрации. Это обуславливает возможность существования надмерзлотных вод даже в тяжелых суглинках и резко повышает вероятность сплыва целых блоков грунта.

Курумы — весьма распространенные в области вечной мерзлоты 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 40°. Размеры их, форма и расположение на местности весьма многообразны. Они могут располагаться на обширных каменистых склонах, образовывать каменные потоки и нагорные террасы, заполнять узкие ложбины, слагать большие по площади камен-



Рис. 5.12. Курумное поле на юрских породах (а) и гольцовый лед в основании грубообломочного чехла курума (б). Фото А. И. Тюрина

ные поля и др. (рис. 5.12, 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, приво-

дящим к циклическому расширению и сокращению размера обломков пород и пульсационному смещению грубообломочного материала вниз по склону.

Криогенная десерпция связана с поднятием обломков в направлении, перпендикулярном к склону (за счет образования линз и прослоев льда в теле курума), а затем с последующим опусканием по вертикали обломков вместе с заполнителем в результате вытаивания льда. Неоднократное повторение этого циклического процесса приводит к смещению вниз по склону курумных образований. При этом могут развиваться сопутствующие процессы: 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. 5.12, б). В наиболее теплые или наиболее дождливые годы, когда резко увеличиваются глубины сезонного протаивания, происходят 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 составляет сантиметры в год. Причем в пределах курума эта скорость оказывается непостоянной не только во времени, но и в разных его частях. Нередко курумы выделяются в особый генетический тип склоновых образований горных районов Сибири — горная или курумная десерпция.

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 т. д. Проявлением вязкопластического смещения пород на склонах являются характерные слоистые отложения, в которых слои льдистых суглинков

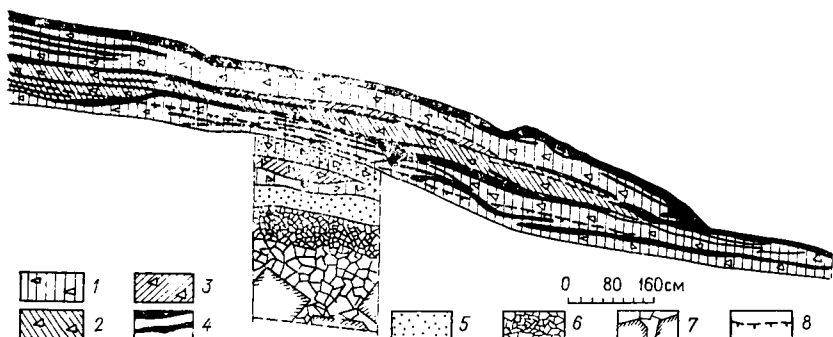


Рис. 5.13. Строение солифлюкционной террасы. Северо-восточные предгорья Чукотки (по Л. А. Жигареву):

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 — разнородный песок; 6—7 — соответственно мелко- и крупнообломочный элювий порфиритов; 8 — граница многолетнемерзлых пород



Рис. 5.14. Солифлюкционные сплывы на склоне к р. Юрибей казанцевской равнины п-ова Гыдан (фото Г. И. Дубикова)

и супесей чередуются с торфяными и гумусовыми прослоями (рис. 5.13). 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 % от 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.

Д и ф ф е р е н ц и а л ь н а я с о л и ф л ю к ц и я, в отличие от покровной, ярко проявляется на местности в виде характерных форм микро- и мезорельефа: солифлюкционные языки, террасы, полосы и пр. Причиной образования этих форм является дифференциация скоростей смещения как по всему склону, так и в пределах одного солифлюкционного потока. Разные скорости прежде всего, по-видимому, предопределяются неодинаковой увлажненностью (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 именуется еще сплывом. Вязкое течение развивается на склонах крутизной $15\text{—}25^\circ$ при сильном переувлажнении пород слоя сезонного оттаивания. Оно сопровождается нарушением внутренних связей грунта, а также разрывами дернового покрова. Влажность отложений превышает предел текучести. Вязкое течение развивается в периоды интенсивного таяния или при обильных осадках. Слой формосохраняемости при этом отсутствует. Весьма часто сплывы наблюдаются по откосам выемок, при разработке которых происходит обнажение и оттаивание многолетнемерзлых льдистых пород (рис. 5.14). Скорости смещения пород при сплывах довольно велики и могут достигать нескольких метров в минуту.

§ 6. Процессы и явления, связанные с деятельностью воды ледников и других геологических агентов

Роль текучих вод, ледников, ветра и других агентов природной среды в геологической деятельности трудно переоценить. При этом прежде всего выделяются процессы, связанные действием временных и постоянных водотоков, а также плоскостного смыва материала дождевыми и тальми водами, приводящие к переносу огромного количества осадочного материала.

Деятельность водных потоков, естественно, не ограничивается только транспортировкой материала. На своем пути р

ки и ручьи производят большую эрозионно-аккумулятивную работу. В образовании речных долин преобладающая роль принадлежит донной и боковой эрозии. Причем в криолитозоне боковая эрозия преобладает над глубинной не только на равнинных, но и на горных реках, что предопределяет 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 вследствие 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 морозящий 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 обуславливает резко пониженную структурную прочность оттаивающих пород.

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

Весьма существенной в области развития мерзлых пород оказывается деятельность временных русловых потоков, т. е. действия зарегулированного стока дождевых и снеговых вод. Этот процесс линейной эрозии, получивший название термоэрозии, в значительной мере усиливает, наряду с плоскостным смывом, формирование делювиальных насосов и играет важную роль в транспортировке продуктов выветривания по склонам. Основная специфика проявления термоэрозии временных водотоков в криолитозоне заключается в сочетании механического (размывающего) действия воды с термическим

воздействием. Механизм денудации связывается с опережающим оттаиванием мерзлых пород и последующим их размывом.

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, обуславливающими 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 рытин, перерастающих порой в овраги. Такие формы рельефа обычно унаследуют колеи дорог, проложенных вдоль уклона поверхности. Сначала они имеют каньонообразную или 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.

Весьма специфическим в криолитозоне оказывается и процесс разрушения (эрозии) мерзлых береговых пород под воздействием механической энергии волн и тепла воды, проявляющийся в остступании берегов вследствие размыва и выноса породы. Этот процесс, широко развитый в криолитозоне по берегам морей, озер и водохранилищ, получил название термо-

а б р а з и и. 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 термоабразийных берегов замкнутых водоемов наступает также в результате определенного снижения уровня воды вследствие расширения котловин водоемов под воздействием той же термоабразии, а также 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 однопавленных летних ветров озера приобретают вытянутую в соответствующем направлении форму. Их называют обычно ориентированными озерами. Наибольшую интенсивность термоабразия получила на берегах морей и крупных озер крайнего Северо-Востока СССР и севера Якутии, где широко развиты льдонасыщенные берега подвержены весьма 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 порядка 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 в результате действия 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 размываемого 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.

Наледи. Характерным явлением криолитозоны являются наледи, которые возникают и растут только в морозный период года. Образуются они за счет различных вод: подземных, грунтовых, речных, озерных (часто наледи имеют смешанное питание). При их многократном излиянии на поверхность и послойном замерзании образуются плоско-выпуклые ледяные тела — наледи. Наледи влияют на перераспределение поверхностного стока, воздействуют на рельеф и обуславливают 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 резкоконтинентальный 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 различных размера и мощности. 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 °C наступает стадия разрушения.

Наледи подразделяют по источникам питания, по положению в рельефе, по продолжительности существования, размерам и т. д. По источникам питания выделяют три типа наледей — гидрогенные (поверхностных вод), гидрогеогенные (подземных вод) и гетерогенные (смешанных поверхностных и под-



Рис. 5.15. Наледь в долине реки на Чукотке (фото В. Е. Афанасенко)

земных вод). В свою очередь эти типы подразделяются на виды. Так, 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, к 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 летующими. Наледи хорошо дешифрируются на аэрофото- и космических снимках, сделанных после полного схода снежного покрова.

По своим размерам наледи изменяются от очень мелких (площадью до 10^3 м^2) до гигантских (площадью более 10^7 м^2 и объемом более $1 \cdot 10^7 \text{ м}^3$). Гигантские наледи имеют мощность до 10 м, а их длина достигает десятков километров. Наледи, мощность которых более 5—6 м, как правило, являются многолетними (рис. 5.15). Размеры наледей зависят от источников их питания: очень малые наледи образуются за счет вод сезонноталого слоя и верховодки, а крупные и гигантские («тарыны») — за счет подземных вод глубокого подмерзлотного стока или вод смешанного глубокого и подмерзлотного стока.

Ледники. Это массы льда, формирующиеся из атмосферных осадков в результате превышения многолетнего снегонакопления над таянием при отрицательной температуре на поверхности пород. 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 ледника могут

погружаться ниже уровня моря, в горных системах экваториальной зоны они существуют на высотах 4500 м и выше. Размеры и толщина ледников увеличивается от экватора к полюсам и от уровня моря и высоким отметкам гор: размеры от 0,1 км² до млн. км², толщина от нескольких десятков метров до нескольких километров. С ледниками связан целый комплекс процессов и явлений, которые в результате как эрозии, так и аккумуляции создают своеобразные формы рельефа и типы 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) путем удаления рыхлого материала, образовавшегося на месте в результате выветривания; 2) путем корразии — разрушения и выпавивания коренных пород с помощью обломков, либо вмерзших в дно ледника, либо влекомых ледником по ложу; 3) путем выпавивания, когда ледник отрывает ограниченные трещинами глыбы коренных пород и переносит 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.

Снежники. Это неподвижные (иногда медленно оползающие) скопления снега и льда, сохраняющиеся от стаивания 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 горно-тундрового пояса. Мощность снега в сезонных снежниках составляет 2—4 м, редко более, в многолетних — 5—10 м и более.

Влияние снежников проявляется в формировании отложений и связано с довольно разнообразными процессами, объединяемыми под 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.

Лавины. Они состоят из рыхлого снега и формируются на склонах, главным образом, в верхних частях эрозионных врезов. Начальный 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.

Снежно-ледяные 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 грубо-обломочные 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 мелкозем а. Осуществляется он как зимой, так 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 сильно-льдистой толщи отложений на приморских низменностях Северо-Востока СССР, получившей название «едомного» 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, наледообразования, 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 безусловно также велика, особенно в формах проявления процессов.

Глава 6**ОСАДОЧНОЕ ПОРОДООБРАЗОВАНИЕ
В КРИОЛИТОЗОНЕ (КРИОЛИТОГЕНЕЗ)**

Наиболее общие и существенные геологические закономерности процесса осадочного породообразования в криолитозоне связаны с вопросами формирования дисперсности 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 стадийного 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 совокупности 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 литогенеза 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 обуславливают 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.).

§ 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 характеризуются 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 микро-трещин, 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 происходят 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 алевроитовой 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°C , которым подвергается горная порода в ходе гипергенеза.

Наряду с температурным механизмом, существенное значение в физическом выветривании пород имеет и гидратационный механизм разрушения пород, обусловленный расклинивающим действием тонких пленок воды. Действительно, все ультра- и микротрещины горной породы в естественных ус-

ловиях 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 $P^{\text{л}}$. 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 $+20^{\circ}\text{C}$) базальтовых обломков, погруженных в воду, образовалось 6 мг мелкодозема 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 стадий. Для первой стадии характерна деятельность лишайников, водорослей, различных бактерий и грибов, 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 отложений.

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 колебаний 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.

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-грунтовой влагооборот.

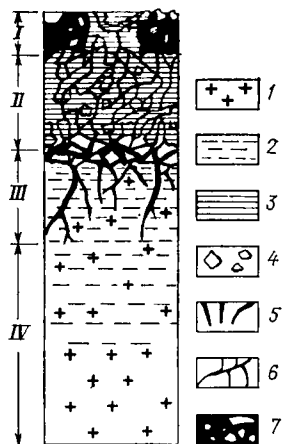
Второй горизонт охватывает слой от границы сезонного оттаивания пород до глубины проникновения годовых колебаний температуры. Мощность его может варьировать от первых единиц до первых десятков метров. Он характеризуется незначительным влагооборотом и соответствует примерно 1/3 части годового теплооборота. 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 це-

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, переходящий вверх по разрезу в цементный; 6 — текстурообразующий сегрегационный лед; 7 — гольцовый или текстурообразующий цементный лед



лого ряда других геолого-географических факторов. Так, например полиминеральные и крупнозернистые породы разрушаются легче вследствие расшатывания связей между отдельными минеральными зернами. Ультраосновные и основные породы, выветривающиеся быстрее кислых пород, характеризуются обычно более мощной корой выветривания. 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 «бронированный 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 линзовиднослоистых. Зона II характеризуется несортированной смесью тонкодисперсного материала 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 горно-складчатых 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 специ-

фических 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: а) дифференциация продуктов выветривания на механические и химические составляющие; б) разделение продуктов выветривания по составу и содержанию химических элементов в ходе перемещения их к конечным водоемам стока (химическая дифференциация); в) разделение продуктов выветривания по дисперсности и составу минералов в гранулометрическом спектре отложений водосборных площадей (механическая дифференциация).

Начальный акт разделения вещества приурочен к склонам и подножию положительных форм рельефа водосборных площадей: гор, возвышенностей, холмов, террас и др. В области развития многолетнемерзлых пород такая дифференциация осуществляется практически только в пределах слоя сезонного оттаивания. При этом обращает на себя внимание несопоставимо замедленная скорость перемещения в пределах водосборных площадей дисперсного кластического материала 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 отложений 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 [6], 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 морозящих 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.

Начальный 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 заморающей водой и смещения вниз по склону при вытеснении цементующего льда. Так возникает широко развитый 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 проследиваться 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 дру-

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

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 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 отдельные. К таким процессам относятся: морозобойное растрескивание, термоаб-

разия, 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) и обломочный материал. В результате его смешения с морскими и озерными водами происходят 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 обуславливает неоднородность и характерную несортированность бассейновых отложений по разрезу.

Специфичность гидрохимического и гидробиологического режимов конечных водоемов стока криолитозоны проявляется в большом накоплении углекислоты в придонных водах, в слабом доступе кислорода и других газов к донным осадкам, в преимущественно нейтральном и слабощелочном характере водной среды и т. д. Соленость воды в Северном Ледовитом океане достигает 35 ‰, уменьшаясь с запада на восток, где 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 пеллового материала и ряда других процессов. При этом на дне Берингова, Баренцова, 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 выносятся лишь тонкий взмученный осадок.

Скорость отступления 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 отступления берегов материков и больших островов колеблются в пределах от 2 до 6 м/год. Берега водоемов, сложенные немерзлыми породами, отступают со скоростью от 3 до 10 м/год.

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

большая 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 $\text{Fe}(\text{OH})_3$ и железисто-органических соединений.

Гранулометрический, химико-минеральный состав 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 ленточно-слоистых осадков.

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

§ 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, приспособляясь к изменяющимся (по ме-

ре 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, криопегмобразование и др.), миграция влаги к фронту промерзания, сегрегационное, инъекционное и аблмационное 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 регрессивном диагенезе и эпигенезе происходит аналогично такому 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 — (с и н х р о н н о - э п и к р и о г е н н ы е) или существовать в таком состоянии длительное время, а лишь затем промерзать в результате похолодания климата (а с и н х р о н н о - э п и к р и о г е н н ы е).

Асинхронно-эпикриогенные толщи бассейновых отложений. Они развиваются обычно на осадочных образованиях, прошед-

ших 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 отсутствии 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 шилы, а также инъекционные и аблимационные разновидности льда. В целом асинхронно-эпикриогенные толщи бассейновых отложений характеризуются трехчленным строением (рис. 6.2).

Синхронно-эпикриогенные толщи. Они могут формироваться на бассейновых осадочных образованиях, 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 в 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 обуславливает формирование специфичной косослоистой криогенной текстуры. В целом же такие синхронно-эпикриогенные толщи характеризуются следующими особенностями.

До начала континентального (азрального) промерзания бассейновых отложений на мелководьях и шельфах они подвергаются эпигенетическому подводному (аквальному) промерзанию, еще не претерпев существенных диагенетических преобразований. При этом возможно и образование криопёгов.

Выше этих эпикриогенных (аквально промерзших) пород, по мере осушения шельфовых участков, может образовываться сравнительно маломощный (первые метры) слой сингенетических аквальных мерзлых пород, промерзание которых происходило под водой одновременно с накоплением осадков. Континентальное промерзание сверху, таким образом, осуществлялось через слой вышедших из-под уровня моря аквально про-

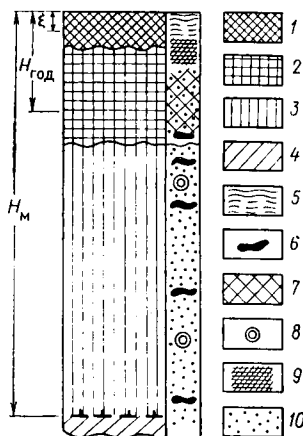


Рис. 6.2. Строение асинхронно-эпикриогенных толщ бассейновых отложений:

1—3 — мерзлые породы (1—2 — соответственно современной и древней коры 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 , $H_{\text{год}}$, H_M — соответственно мощности слоя сезонного оттаивания, слоя годовых колебаний температуры и слоя многолетнемерзлых пород

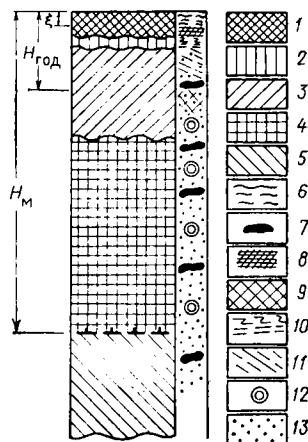


Рис. 6.3. Строение синхронно-эпикриогенных толщ бассейновых отложений:

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 — неполно-развитые сетчатые, 11 — наклоннослоистые и чешуйчатые, 12 — унаследованные, 13 — массивные)

мерзших 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 отличаются 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 эпикриогенных 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 гидрослюда, вивианит и сидерит.

Субаэральные континентальные отложения формируются весьма неравномерно во времени. Так, 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 окислительно-нейтральной 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 палеокриозювиальные; 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 (пекриогенную) кору выветривания, претерпевшую одноразовое промерзание. Нижняя, наиболее мощная, часть рассматриваемой толщи представлена эпигенетически промерзшими кон-

тинентальными 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 палеокриозювиальные толщи немерзлых континентальных отложений.

Процесс криозювиирования в данном случае характеризуется рядом специфических черт, существенно отличных от таковых для развития мерзлых пород. Так, поскольку продолжительность теплого периода года при этом существенно больше холодного, то элювиальные породы получают больше тепла и влаги в годовом цикле, 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 палеокриозювиальные 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 палеокриозювиальных немерзлых континентальных образований формируются так называемые асинхронно-эпикриогенные палеокриозювиальные толщи континентальных отложений.

И наконец, накопление континентальных отложений в области развития многолетнемерзлых пород обуславливает 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 распушивания 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 — из-за поднятия верхней поверхности многолетнемерзлых пород. Наиболее обоснованно и углубленно проблема и механизм формирования синкриогенных пород рассмотрены Е. М. Катарсоновым, А. И. Поповым, 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 отношении в породу криогенного типа. Следовательно, преобразование континентальных осадков и отложений в синкриогенную породу, происходящее на стадии диагенеза мерзлотного типа, осуществляется практически целиком в горизонте интенсивных фазовых превращений влаги, который в первом приближении равен слою сезонного оттаивания.

Интенсивность преобразования континентальных отложений синкриогенного типа оказывается существенно различной для субаквальных и субэразальных осадков, определяясь тектоническим режимом, климатическими условиями, характером рельефа, скоростью осадконакопления, глубиной сезонного оттаивания и т. д. Так, равномерно накапливающиеся субаквальные осадки постепенно переходят в многолетнемерзлое состояние, претерпевая при этом в слое сезонного оттаивания достаточно большое число циклов промерзания. Это приводит к тому, что синкриогенные толщи континентально-субаквального генезиса оказываются более существенно преобразованы процессом криоэлювирования в сравнении с континентально-субэразальными 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 СССР и в Западной Сибири процент распространения мерзлых толщ в районах тектонических погружений значительно выше, чем в районах поднятий. По составу и сложению породы, претерпевшие многочисленные циклы промерзания и оттаивания, являющиеся 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 палеокриозювиальных 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 континентальных осадочных отложений и прежде всего субаквально-континентальных.

При отрицательных среднегодовых температурах формируются синкриогенные толщи пород с отчетливыми признаками облессования, а при положительных — палеокриозювиальные толщи лёссовых пород. Как в первом, так и во втором случаях наибольшая степень криогенного преобразования наблюдается в области среднегодовых температур, близких к 0°C , что определяется существованием здесь наибольших глубин сезонного оттаивания и промерзания. Степень облессования пород в результате их циклического промерзания — оттаивания оказывается обратно пропорциональной скорости осадконакопления.

При $v_{oc} \geq \xi$ процесс лёссовобразования затухает полностью. Максимальной интенсивности он достигает при $v_{oc} \leq \xi$, когда свежеотложившийся слой осадков успевает претерпеть несколько десятков тысяч циклов промерзания — оттаивания. Таким образом, обнаруживается сложная и взаимосвязанная зависимость 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.

§ 3. Формирование полезных ископаемых на различных стадиях криолитогенеза

Все месторождения полезных ископаемых, как известно, подразделяются на эндогенные (магматогенные и метаморфогенные) и экзогенные или 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 [10]. Каждая из этих групп в последующем может быть подразделена на классы месторождений (по генезису включающих полезное ископаемое отложений или по характеру породообразовательного процесса) и подклассы (по механизму образования отложений или полезного ископаемого).

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

К инфльтрационным 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.

Достаточно специфично в криолитозоне при выветривании протекают и процессы приповерхностного изменения полезных ископаемых. Например, по Н. А. Шилов [21], в зоне мерзлоты преобразование сульфидных месторождений характеризуется рядом отличительных особенностей. Так, существенно трансформируется вертикальная зональность профиля коры выветривания, при этом «железная шляпа» отличается меньшей мощностью, чем в сходных условиях вне криолитозоны. Для нее характерно присутствие гидроксидов и гидросиликатов с реликтами первичных сульфидов, что свидетельствует о недоразвитости коры и затухании процесса выветривания на промежуточной стадии. Вследствие затрудненного водообмена и слабого выноса сульфатов их повышенное содержание прослеживается на глубинах в сотни метров, что установлено в пределах Северо-Востока СССР, Якутии и на Кольском полуострове.

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

Делювиальные и пролювиальные россыпи формируются в результате смещения по склонам рыхлого обломочного материала под действием гравитационных, селевых, термоэрозионных, солифлюкционных, курумных и других процессов. В них, так же как и в элювиальных россыпях, идет процесс морозного выпучивания крупнообломочного материала, что может приводить к неравномерному распределению по разрезу ценных минералов. Однако промышленные концентрации полезных ископаемых в делювиальных и пролювиальных россыпях криолитозоны практически неизвестны.

Работами Н. А. Шилов показано, что криогенный тип литогенеза характеризуется смещением зоны концентрации россып-

ных месторождений от склонов к рекам и морям, что и обусловило широкое развитие в пределах криолитозоны аллювиальных россыпей (россыпные месторождения Алдана, Якутии, Чукотки и др.). Причем известные в настоящее время аллювиальные россыпи в преобладающем большинстве сконцентрированы и приурочены к долинам северных рек, в то время как вне криолитозоны они выражены значительно слабее.

Определенное значение среди россыпных месторождений имеют и гляциальные россыпи, связанные с моренными или флювиогляциальными отложениями. Некоторые алмазные и металлогенные ледниковые отложения являются объектом промышленной эксплуатации. Таковы золотоносные морены Аляски, алмазные морены Бразилии, флювиогляциальные россыпи золота Новой Зеландии, платиновые россыпи Канады и др. Среди биогенных месторождений криолитозоны наиболее развиты месторождения торфов, обычно слабо разложившихся, 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 пользуются в криолитозоне весьма широким распространением, поскольку, например, только на территории Севера европейской части СССР, характеризующейся развитием криогенного типа литогенеза, насчитывается более 400 тыс. озер. Среди глинистых минералов озерных осадков (как современных, так и ископаемых озерно-ледниковых ленточных глин) наиболее распространены гидрослюда, 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, весьма характерные для озерных отложений Севера европейской части СССР.

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

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

Химические и биохимические осадочные месторождения северных морей и океанов практически не исследованы. Специфика их формирования, по-видимому, может быть связана с низкими положительными температурами донных осадков, а также повышенной растворимостью и выносом части карбонатов и аутигенных силикатов. Основными минералами глин как современных, так и плейстоценовых донных осадков полярных морей являются гидрослюды и монтмориллонит.

В ходе диагенеза морских осадков 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 [7], 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_5 — 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 %). Содержание Al_2O_3 в среднем составляет 4 %, изменяясь от 1 до 9 %, сульфидного железа — варьирует в пределах 9—25 %, а сульфидной серы — от 10 до 30 %. Примесь рассеянного органического вещества составляет в среднем 0,5—1 %. Характерные для этих конкреций признаки позволяют говорить об их образовании в условиях восстановительной среды, поддерживаемой за счет рассеянного органического вещества. 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. Конкреции обычно имеют шаровидную форму, небольшие размеры (2—5 мм) и более или менее равномерно рассеяны, не образуя существенных скоплений. Содержание Fe_2O_3 в железо-марганцевых конкрециях колеблется от 4 до 19 %, а MnO — от 2 до 18 %.

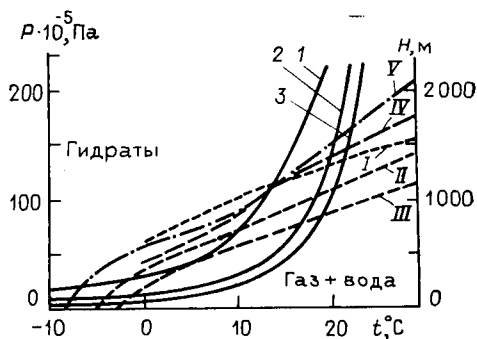
Группа месторождений послеседиментационного криогенного преобразования пород может быть подразделена на месторождения эпи- и синкриогенного класса, которые соответствуют бассейновым и континентальным эпикриогенным и континентальным синкриогенным и палеокриоэлювиальным толщам осадочных пород.

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 отложений и образовании эпикриогенных толщ имеет также формирование кристаллогидратов (кальцита, мирабиллита, гипса и др.), выпадающих при отрицательных температурах в виде труднорастворимых соединений, и различного рода аутигенных минералов и закисных соединений (пирит, сидерит, марказит, гидрослюда, монтмориллонит, вивианит, уголекислота, метан и др.). Одновременно с этим весьма типичны для криолитозоны месторождения криопегов 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.

Рис. 6.4. Определение интервала возможного нахождения природных газов в гидратном состоянии (по Г. Д. Гинзбургу и Я. В. Неизвестному):

1—3 — равновесные кривые образования гидратов природных газов с различной плотностью ($1=0,555 \text{ г/см}^3$, $2=0,6 \text{ г/см}^3$, $3=0,7 \text{ г/см}^3$) в координатах «давление—температура»; I—V — распределение температуры по глубине H на площадях Енисей-Хатангского прогиба с различной мощностью мерзлой зоны



Это обеспечивает 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, характеризующаяся благоприятными условиями для формирования

газогидратных покрышек, служит выгодным резервуаром для скопления значительных объемов природного газа.

Синкриогенный класс месторождений осадочных пород наиболее ярко представлен лёссами и лёссовидными образованиями, характеризующимися повышенной карбонатностью, преимущественным содержанием вторичных пылеватых частиц и преобладанием в его составе среди гидроксидных соединений железа лимонита. Лёссовые породы и приближающиеся к ним покровные суглинки представляют интерес как стекольно-керамическое сырьё и образуются в ходе формирования палеокриогливиальных толщ. Собственно синкриогенные породы характеризуются повышенным содержанием криолитов (в виде мощных скоплений сингенетических повторно-жильных льдов шириной по верху до нескольких метров и высотой в несколько десятков метров), текстурообразующих льдов и льда-цемента, интенсивным накоплением гумусовых веществ по всему разрезу толщи и преобладанием закисных соединений железа, углекислоты и различных водородных соединений.

В заключение следует отметить, что особенности формирования полезных ископаемых в криолитозоне изучены недостаточно и требуют серьезных и длительных исследований.

Глава 7

СОСТАВ И СТРОЕНИЕ МЕРЗЛЫХ ПОРОД

§ 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, обуславливающие распространённость 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 клиновидножилых, 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, гидрослюда, 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 кальция, 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 слабообразовавшихся 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, тиальфериизации 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 горизонте. 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.

Обычно выделяют верховые торфа, располагающиеся на возвышенных участках (водоразделах, склонах), и низинные — в наиболее низких участках рельефа. Низинные торфа в отличие от верховых формируются в более влажных и слабодренуемых 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, оторфованье и слабое разложение растительных и животных организмов способствуют образованию различных водородных соединений: метана CH_4 , фтористого 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 (криоэлювирования), 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 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 индифференциации 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 уве-

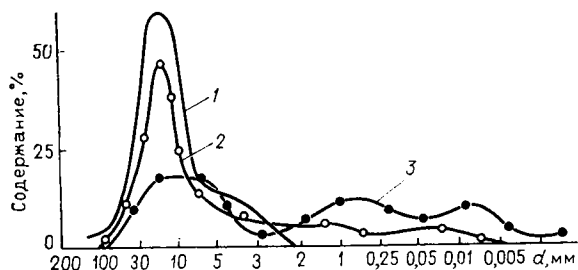


Рис. 7.1. Распределение фракций обломочного материала различных генетических типов (по Ю. В. Шумилову):

1 — элювий; 2 — делювий; 3 — аллювий

личивается 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, эффект ухудшения неоднородности и несортированности 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 полидисперсность их минеральной части. Наиболее часто для тонкодисперсных пород наблюдаются моды в диапазоне коллоидной, глинистой, песчаной, мелко- и крупнопылеватой 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 обуславливает 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 являются одними из наиболее распространенных отложений 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 пылевой 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.

§ 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 самых различных энергетических и структурных состояниях: от состояния свободной воды до существенно модифицированной структуры непосредственно вблизи поверхности минеральных частиц.

Атомы в свободной молекуле H_2O образуют треугольник с углом $\text{H}-\text{O}-\text{H}$, равным примерно $104,5^\circ\text{C}$ (во льду 109°). Расстояния $\text{O}-\text{H}$ и $\text{H}-\text{H}$ 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 $+4^\circ\text{C}$, теплоемкость при плавлении возрастает более чем вдвое — от $2,05$ до $4,57$ кДж/кг; диэлектрическая постоянная довольно высока и изменяется в пределах от 88 при 0°C до 80 при $+20^\circ\text{C}$ 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.

Существует несколько десятков моделей структуры воды. Общепринятой у нас в стране 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 (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. км³).

Лед — специфическое минеральное образование, существенно отличающееся по своему составу и строению от других минералов и горных пород. Известны 10 кристаллических моди-

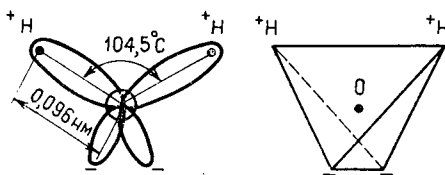


Рис. 7.2. Модель молекулы воды

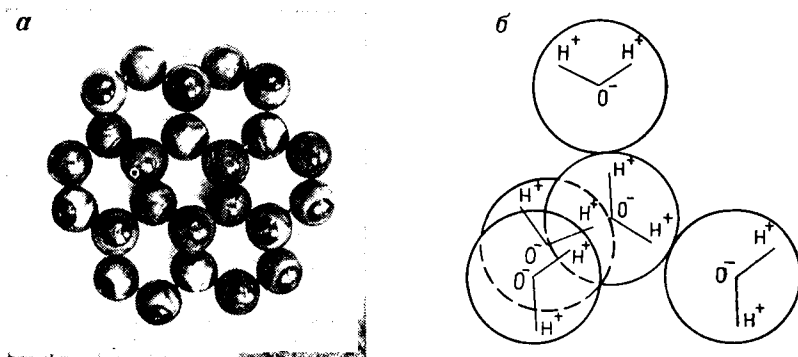


Рис. 7.3. Структура льда:
 а — модель (вид сверху); б — фрагмент ближайшего окружения молекулы H_2O в структуре льда

фикаций льда и аморфный лед. В природных условиях существует лишь одна модификация льда (лед I), кристаллы которого обладают гексагональной пространственной решеткой и принадлежат к детригонально-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, связанных 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 $^1\text{H}_2^{16}\text{O}$ входят стабильные изотопы ^2H , ^{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

ся 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 органико-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) аллотриоморфнозернистую (неправильно-зернистую) с беспорядочной кристаллографической ориентировкой; 3) гипидиоморфнозернистую, являющуюся промежуточной между двумя первыми.

Текстура льда определяется пространственным расположением его составных частей — кристаллов различной величины и формы, воздушных и минеральных включений, а также степенью 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.

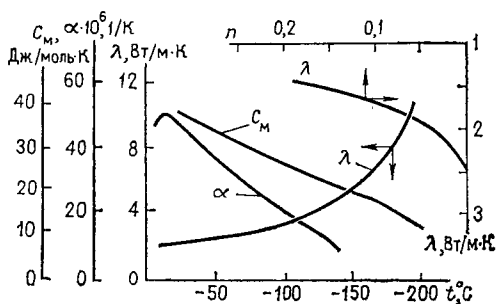


Рис. 7.4. Зависимость коэффициента линейного температурного расширения α , теплопроводности λ , молярной теплоемкости C_m льда от температуры t и его теплопроводности от пористости n (по Б. С. Рачевскому и др.)

Они вычисляются как относительное изменение длины или объема тела при изменении температуры на 1°C . 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°C $\lambda \approx 2,22$ Вт/(м·К). Это значение примерно в четыре раза больше, чем теплопроводность чистой воды при 0°C . 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, $^\circ\text{C}$. Увеличение пористости и повышение солёности льда приводят к уменьшению теплопроводности. В точке таяния при постоянном давлении молярная теплоемкость $C_m = 37,7$ Дж/(моль·К). Теплоемкость льда уменьшается с понижением температуры (см. рис. 7.4). Для пресного льда теплоемкость $C = 2,12 + 0,0078t$. Теплоемкость льда в значительной степени зависит от содержания в нем примесей, особенно при температурах, близких к точке плавления.

Характеризующееся удельной теплотой плавления льда L_n 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°C 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, существенно 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 физических 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 гидрослюда — 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 $-5^{\circ}C$ и определяет суммарное количество незамерзшей воды островной и полислоистой адсорбции и частично ее осмотической разновидности.

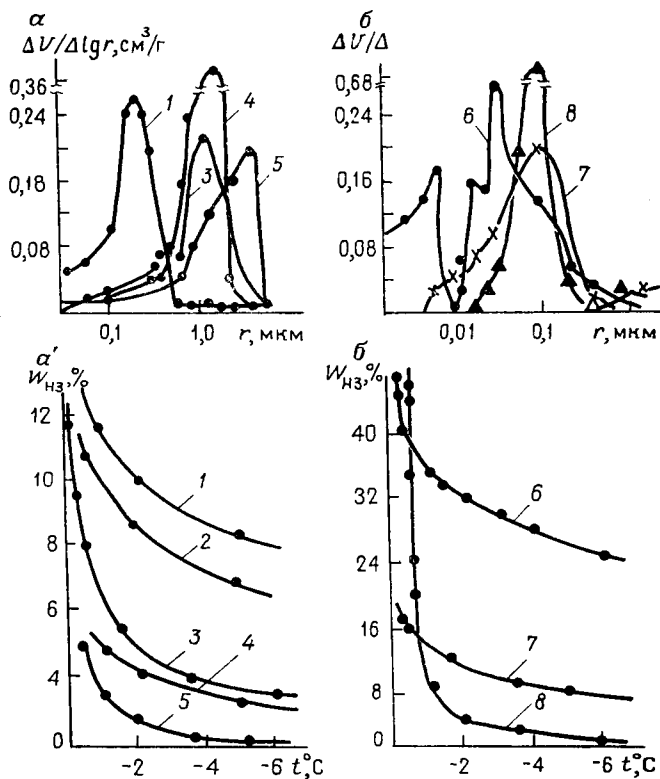


Рис. 7.5. Кривые дифференциального распределения объемов пор по радиусам (а, б) и зависимости содержания незамерзшей воды от температуры (α' б') в грунтах различного гранулометрического (а) и минерального (б) состава:

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)

Считая, что толщина адсорбированного слоя зависит от удельной поверхности породы и не зависит от ее кривизны, можно получить прямое соотношение

$$W_{нз} = W'_{нз} S_{уд}, \quad (7.1)$$

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°C содержание $W_{нз}$ у глин различного минерального состава возрастает в ряду каолин (3,5 %) — гидрослюдисто-ментмориллонитовая глина (9 %) — бентонит (26 %). Удельная активная поверхность при этом составила соответственно 30, 109 и 560 $\text{м}^2/\text{г}$.

При переходе к более высоким (выше -2°C) 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 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 $W_{\text{нз}}$ от степени заторфованности. Такой принцип соблюдается в результате того, что механическая смесь агрегатов и частиц различного минерального состава практически не изменяет основных факторов ($S_{\text{уд}}$, 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 ($0 \div -6^{\circ}\text{C}$) сложная (см. рис. 7.5). Так, при низких температурах ($-1 \div -6^{\circ}\text{C}$) $W_{\text{нз}}$ увеличивается в ряду каолин — гидрослюдистая глина — бентонит. При высоких температурах ($-0,3 \div -1^{\circ}\text{C}$) 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.

Так, 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 б). 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 каолиновой глин нет в этой области бимодального распределения объемов пор по радиусам, но существует некоторое различие. В гидрослюдистой

глине больше тонких коллоидных частиц, чем в каолиновой, 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 каолиновой 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 см³/г для монтмориллонитовой глины до 0,07 см³/г для гидрослюдистой и 0,02 см³/г для каолиновой глин.

Удельная поверхность и поровая структура глин, зависящие от их минерального состава, обуславливают ход изменения и количественное содержание незамерзшей воды при отрицательных температурах. Так, при температурах ниже —1 °С каолиновая 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 заморзания глин закономерность изменения содержания незамерзшей воды от минерального состава совершенно иная. При этом наблюдается наибольшее количество жидкой фазы у каолиновой глины, наименьшее — у гидрослюдистой, а среднее положение занимает бентонит. Эта закономерность также объясняется структурой порового пространства. Каолиновая 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 монтмориллонитовых 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 Fe³⁺ и Ca²⁺-бентоните. Это объясняется тем, что Na⁺-бентонит практически полностью представлен микроагрегатами коллоидного размера. При этом большая дисперсность Na⁺-бентонита обуславливает малый размер межагрегатных пор, приближающихся по размеру к межастичным.

Засоленность мерзлой породы наряду с ее химико-минеральным составом и дисперсностью относится к основным характеристикам, существенно влияющим на содержание в ней

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

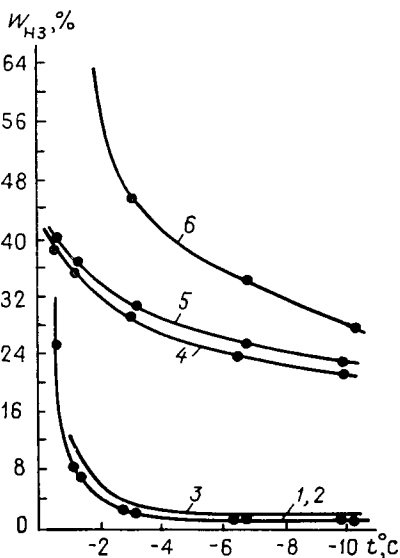
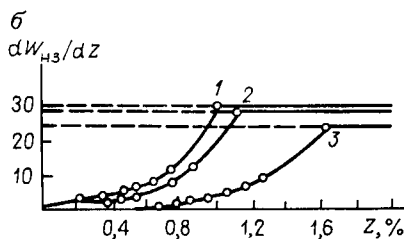
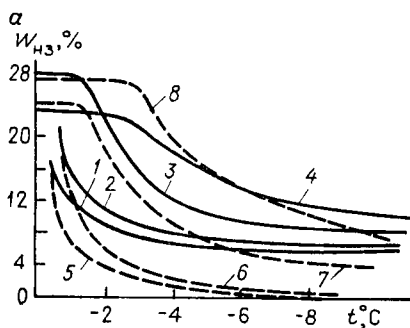


Рис. 7.7. Зависимость содержания незамерзшей воды от температуры (а) в тяжелом суглинке (сплошные линии) и каолине (пунктирные линии) с различной концентрацией CaCl_2 в поровом растворе (1 и 5—0,0 н., 2 и 6—0,1 н., 3 и 7—0,5 н., 4 и 8—1,0 н.) и интенсивность изменения содержания незамерзшей воды от засоленности среднего пылеватого суглинка при температуре -2°C (б): 1— NaCl ; 2— FeCl_3 ; 3— $\text{Ca}(\text{NO}_3)_2$



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 каолинистой глины хлористым кальцием приводит к более резкому (относительно начального) увеличению 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 заморзания сильнозасоленных пород часто близка к температуре заморзания 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)

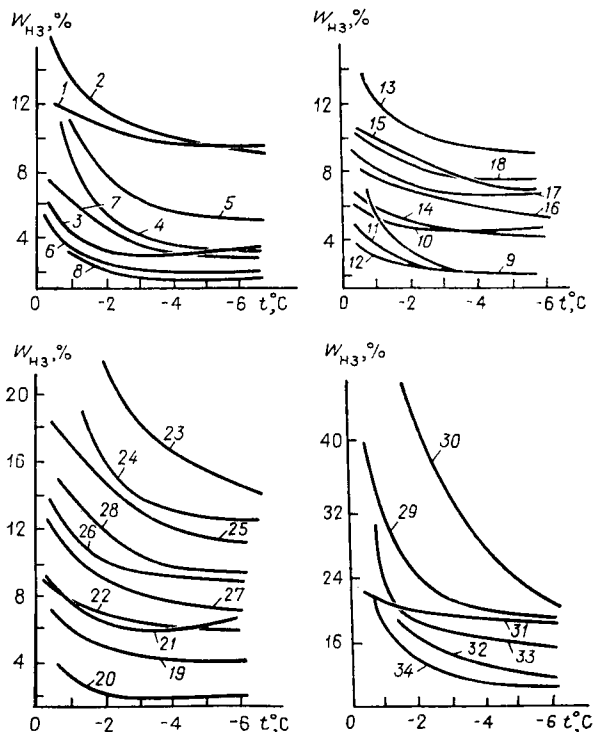


Рис. 7.8. Зависимость содержания незамерзшей воды от температуры в породах аллювиального (1—8), делювиального (9—12), элювиального (13—14), гляциально-морского (15—20), ледникового (21—22), морского (23—28), аллювиально-болотного (29—30), и органогенного (31—34) генезиса.

Состав пород: 3—14, 19—22 — супеси; 1, 2, 15—18, 25—27 — суглинки; 23, 24, 28 — глины; 29, 30 — соответственно слабо- и среднеразложившийся торф

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 $\text{Ca}(\text{NO}_3)_2$ практически не повлияет на содержание незамерзшей воды.

Фазовый состав влаги в мерзлых породах в естественных условиях существенно определяется как современными термодинамическими условиями, так и петрографическими особенностями пород. Поэтому существует тесная связь между $W_{\text{нз}}$ 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 отложе-

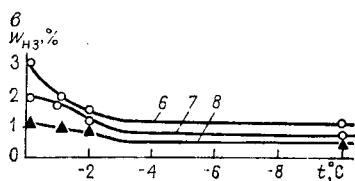
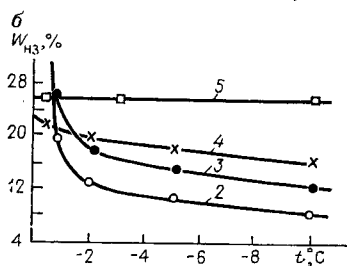
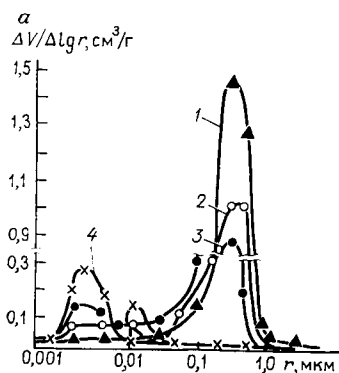
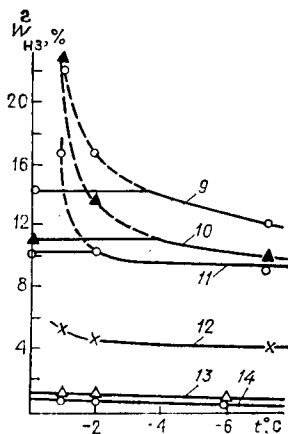


Рис. 7.9. Кривые дифференциального распределения объемов пор по радиусам (а) и зависимости содержания незамерзшей воды от температуры соответственно в кремнистых (б), в песчаных (в) и глинистых (г) породах:

1 — диатомовая глина; 2 — диатомит; 3 — трепел, 4 — опока; 5 — силикагель; 6 — песчаники (6 — выветренный среднезернистый; 7 — невыветренный мелкозернистый, 8 — невыветренный крупнозернистый); 9—11 — плотные глины; 12—13 — аргиллиты; 14 — алевроит



ний заметно различие в фазовом составе воды пород аллювиального и элювиального генезиса, которое вызвано, очевидно, наличием большого количества гидрофильного органического вещества и растворенных соединений двухвалентных катионов и активных анионов Cl^- в аллювиальных породах.

В невыветрелых влагозаполненных породах с жесткими связями, таких, как песчаники, алевроиты и аргиллиты, фазовые переходы влаги в лед могут не происходить вплоть до -10°C из-за малого размера пор при значительной плотности пород. Причем выветривание резко повышает значение температуры замерзания в результате соответствующих преобразований структуры пород (рис. 7.9).

§ 3. Текстурные особенности мерзлых пород

Под криогенной текстурой мерзлой породы понимается такое сложение ее ледяного каркаса, состоящего из включений и прослоев льда различной формы и размеров, ориентировки и пространственного 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 криогенного 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 [9] разработана их классификация (см. табл. 4.1).

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-

Таблица 7.1

Классификация криогенных текстур в многолетнемерзлых скальных породах (по А. А. Каган, Н. Ф. Кривоноговой)

Название текстуры	Описание текстуры	Основные типы пород, для которых характерна криотекстура
Трещинная	Лед по трещинам в виде пленок, корок по стенам или цемента и шпиров в заполнителе трещин	Магматические — граниты, диабазы, андезиты, базальты; метаморфические — роговики, кварциты, кристаллические сланцы, гипсы
Трещинно-жильная	Лед заполняет всю площадь сечения, образуя прожилки	
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

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 трещины 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. Гаган и Н. Ф. Кривоногова выделяют следующие механизмы льдообразования:

1) инфильтрационный, обусловленный инфильтрацией поверхностных и подземных вод; лед отличается полизернистостью с хаотической ориентировкой кристаллов (аллотриоморфнозернистый);

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 основных процессов, 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, их частоту и ориентировку. Плотность потоков влаги возрастает с увеличением дисперсности пород. 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 большей степени 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 группы монтмориллонита плотность потока влаги и мощ-

Таблица 7.2

Классификация шлировых криогенных текстур
(по Е. А. Втюриной, Б. И. Втюрину)

Тип (по расположению шлиров и характеру ледяного цемента)	Подтип (по ориентировке шлиров льда)	Вид (по интервалу между шлирами: редкослойный и крупносетчатый — более 100 мм; среднеслойный и среднесетчатый — 10–100 мм; частослойный и мелкосетчатый — 1–10 мм; микрослойный 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-, косо-, вертикально-слоистый	Редко-, средне-, часто-, микрослойный	Толсто-, средне-, тонко-, микрошлировая
Сетчато-слоистый		Средне-, часто-, микросетчатослойный	
Сетчатый	Горизонтально-, косо-, вертикально-сетчатый, беспорядочно-сетчатый	Крупно-, средне-, мелко-, микросетчатый	
Ячеистый	—	Крупно-, средне-, мелкоячеистый	
Атакситовый	—	—	—
Ложно-шлировый (преимущественно слоистый)	Горизонтально-, вертикально-слоистый	Микро-, частослойный	Тонко-, микрошлировая

ность 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 аблационного, инфильтрационного или других видов льда, 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 обуславливает концентрацию в них напряжений усадки и обеспечивает возможность преодоления здесь в первую очередь 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 аблационный лед.

Грубообломочный материал с дисперсным заполнителем чаще всего имеет массивную, корковую или сложную линзовидно-слоистую криогенную текстуру, в которой прослой 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 сезонно-мерзлого 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.



Рис. 7.10. Криогенное строение эпигенетически промерзших морских казанцевских глин. Ямал, долина р. Сё-Яха. Блоковая криогенная текстура, горизонтальные шлиры льда наследуют первичную слоистость глин (фото Г. И. Дубикова)

Рис. 7.11. Блоковая криогенная текстура в суглинках. Видны вертикальные шлиры льда инъекционного генезиса. В основании толщи — пластовый лед (фото Г. И. Дубикова)

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 вследствие 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, обуславливают развитие меньших градиентов напряжений усадки и соответственно приводят к формированию редкослоистой, крупносетчатой и блоковой криогенных текстур (рис. 7.10).

В многолетнемерзлых породах ниже глубины нулевых годовых амплитуд развитие криогенного текстурообразования при

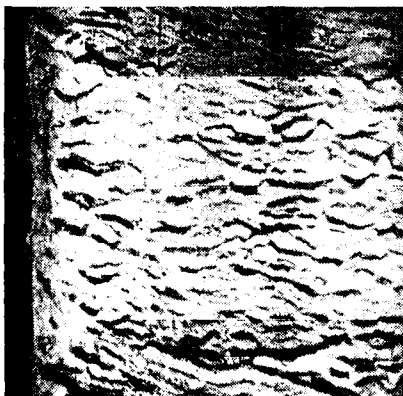


Рис. 7.12. Линзовидно-слоистая криогенная текстура сингенетически промерзших суглинков (фото Г. И. Дубикова)

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 свежееотложенных осадков в породу. Процесс перехода их в многолетнемерзлое состояние связан с циклическим (из года в год поднятием подошвы слоя сезонного оттаивания из толщину нового осадка, а также с промерзанием слоя снизу при накапливании его сверху. При 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). Образова-

ние 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 достаточно 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 в первую очередь 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 отложений) характерна особенно большая льдистость многолетнемерзлых пород ниже слоя сезонного оттаивания.

§ 4. Микростроение мерзлых пород

Под микростроением мерзлых пород понимается совокупность микроструктурных и микротектурных 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. Микро-**т**екстура 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, составляющие 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 разобшающий зерна и агрегаты минерального скелета. Существует также игольчатый лед-цемент аблационного генезиса, который выделяется в виде иголок изморози в порах на поверхности зерен и агрегатов. Наряду с этим различают массивные, порфировые, кольцевые, слоистые, сетчатые криогенные микротекстуры. Их основные типы в целом подобны хорошо изученным криогенным макротекстурам. Однако в отличие от них микротекстуры в большей мере свойственны извилистость, прерывистость, невыдержанность.

Микростроение мерзлых пород характеризуется большим разнообразием. Формирование криогенного микростроения и мерзлых пород в целом определяется генетическими условиями их накопления и промерзания. В общем случае выделяют два основных генетических типа мерзлых пород: эпи- и сингенетический.

В микростроении эпигенетических мерзлых пород находят отражение их микроструктурные и микротектурные 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 включений и в микроструктуре приконтактной с ними зоны (рис. 7.13, а).

Микростроение сингенетических мерзлых пород отличается значительным своеобразием, которое проявляется в повышенной льдистости, преобладании базального льда-цемента, наличии рыхлого органо-минерального скелета (рис. 7.13, б). Подобное микростроение, по данным В. В. Гогова, имеют сингенетически промерзшие отложения ледового комплекса, они характеризуются слабоагрегированным рыхлым органо-минеральным скелетом, разобщенным базальным льдом-цементом на агрегаты размером $0,2 \div 0,3 \times 0,5 \div 2$ мм. Помимо льда-цемента присутствуют ле-

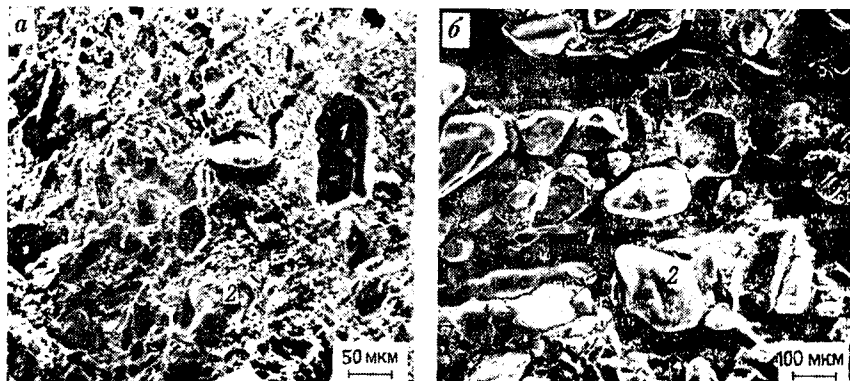


Рис. 7.13. Микростроение эпигенетически (а) и сингенетически (б) промерзших глинистых пород:

1 — лед; 2 — минеральные частицы грунта

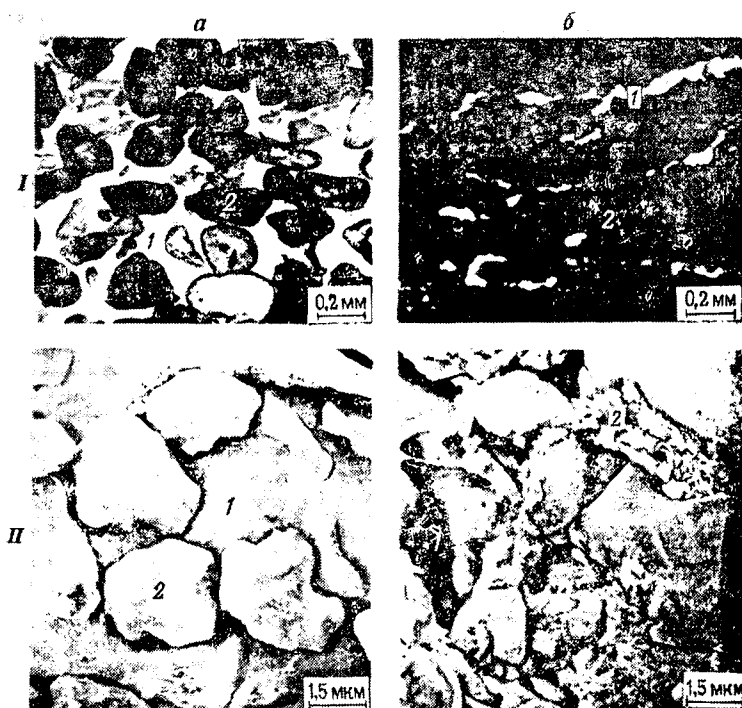


Рис. 7.14. Микростроение мерзлых пород различной дисперсности по данным оптической (I) и электронной (II) микроскопии:

а — песок; б — суглинок; 1 — лед; 2 — минеральные частицы грунта

дяные линзы и прослойки толщиной 0,1—0,2 мм с ориентировкой осей кристаллов, близкой к вертикальной.

Микроструктурные и микротектурные особенности мерзлых пород тесно связаны с их дисперсностью (рис. 7.14). 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 воды 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 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 [16]. 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 мере зависит от их минерального состава. Прежде всего это выражается наличием в составе скелета грунта глинистых минералов группы монтмориллонита, каолинита и гидрослюда. 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. 7.15). Для каолинитовых глин характерно рыхлое сложение хаотических 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

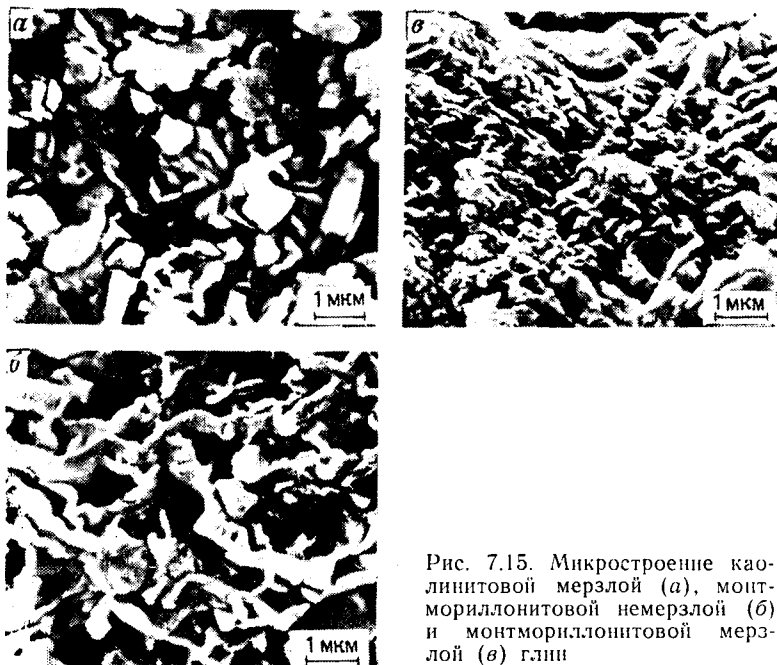


Рис. 7.15. Микростроение као-
линитовой мерзлой (а), монт-
мориллонитовой немерзлой (б)
и монтмориллонитовой мерз-
лой (в) глин

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, которые имеют листоватую форму скелета со слегка изогнутой поверхностью и извилистыми границами.

В микростроении мерзлых дисперсных пород находит отражение 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 — порфиривого вида, причем часть пор оказалась не заполнена льдом; практически отсутствовали «ледяные 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

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 [16].

Глава 8

СВОЙСТВА МЕРЗЛЫХ ПОРОД

§ 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°C 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 категорий 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 полной влагоемкости. В мерзлых породах ее величина изменяется в широких пределах — от максимальной молекулярной 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 (L) — показатель, характеризующий общее содержание подземного льда в мерзлой породе (в процентах или долях единицы). Для оценки льдистости пород за счет текстур- и 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 обуславливает 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, 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 отношение 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. 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 мерзлых пород — это свойство, 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

Таблица 8.1

Классификационная схема разделения дисперсных мерзлых пород по размываемости

Категория по размываемости	Размываемость	Допускаемые скорости течения воды v , м/с	Предельное напряжение сдвигу $R \cdot 10^{-5}$, Па	Льдистость пород L , %	Криогенная текстура	
					Тип	Разновидность
I	Слабая	< 1,0	> 0,3	Слабольшедистая 0—25	Массивная	—
II	Средняя	1,0—0,3	0,3—0,1	Среднеледистая 25—50	Слоистая и сетчатая	Редкая и крупная
III	Быстрая	0,3—0,1	0,1—0,03	Сильноледистая > 50	То же	Средняя
IV	Повышенная	0,100—0,003	0,03—0,01	То же	»	Мелкая и тонкая
V	Катастрофическая	< 0,003	< 0,01	»	Атакситовая	—

мость оттаивающих пород повышается с уменьшением их дисперсности, плотности и сцепления и с нарушением естественного сложения. Причем размываемость синкриогенных 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 сильнольdistые 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 (льdistость) минеральных агрегатов. Ярко выраженная тиксотропия оттаивающих мерзлых пород в значительной мере интенсифицирует развитие в них процессов размокания и размыва.

Термическое расширение — сжатие — 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°C . 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 изменении температуры. Коэффициент линейного расширения большинства минералов, слагающих горные породы, составляет $(2-12) \cdot 10^{-6} \text{ } 1/^{\circ}\text{C}$. 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 $(30-60) \cdot 10^{-6} \text{ } 1/^{\circ}\text{C}$, изменяющиеся в зависимости от структуры льда, угла наклона оптической оси кристаллов, интервала температуры и др. Величина α незамерзшей воды, оцененная по изменению плотности переохлажденной воды, составляет $(18-7,5) \cdot 10^{-6} \text{ } 1/^{\circ}\text{C}$ в диапазоне температур от 0 до -20°C .

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 (нагрева — охлаждения), в результате которых происходит потеря материалом 25 % первоначальной прочности или 5 % массы, называется маркой морозостойкости. Используется также коэффициент морозостойкости K_m — отношение предела прочности при сжатии образцов после замораживания к пределу прочности при сжатии сухих образцов.

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 обуславливает их электропроводность, так и колебательное смещение связанных зарядов (ток смещения), что обуславливает их поляризацию. Основными парамет-

рами 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·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 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.

Мерзлые породы представляют собой материалы с несовершенной упругостью. При внешних динамических воздействиях в них распространяются различного типа упругие колебания, в

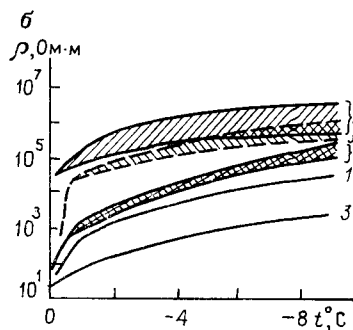
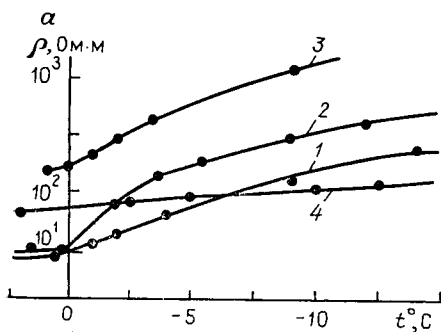


Рис. 8.1. Температурные зависимости удельного электрического сопротивления мерзлых пород:

а — скальные породы (по М. С. Кингу): 1—3 — песчанники различной влажности; 4 — глинистые сланцы; б — дисперсные породы (по А. Д. Фролову): 1 — песок с массивной криотекстурой; 2 — то же, с шлировой; 3 — супеси и суглинки с массивной криотекстурой; 4 — то же, с шлировой; 5 — ледниковый лед

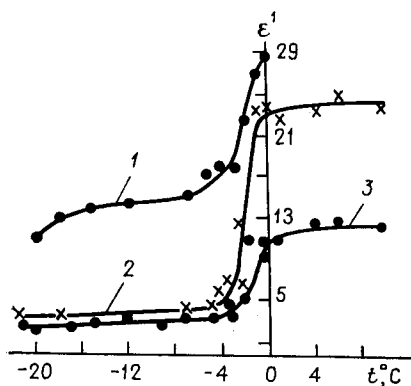


Рис. 8.2. Температурные зависимости диэлектрической проницаемости мерзлых пород различного состава и влажности при $f = 10^6$ Гц (по Б. Н. Достовалову):

1 — глина ($W_c = 35,5\%$); 2—3 — песок с W_c , равным соответственно 9 и 3%

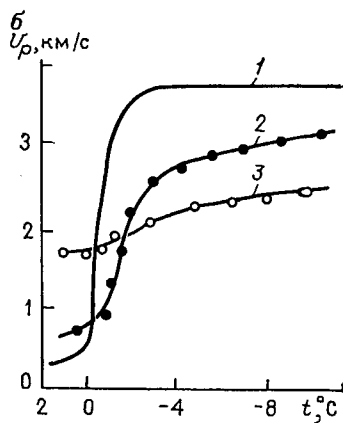
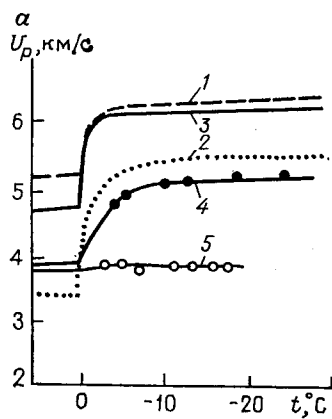


Рис. 8.3. Температурные зависимости скоростей продольных волн U_p :

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)

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 скоростные характеристики мерзлых пород также влияет и форма льдовыделения, хотя и в меньшей степени, 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).

§ 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 кондуктивной 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°C . При этом различают удельную теплоемкость C , единицей измерения которой является Дж/(г·К), и объемную теплоемкость $C_{об} = C\rho$, измеряемую в Дж/(м³·К). 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, проходящего 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: $a = \lambda/C_{об}$.

Таблица 8.2

Тепловые свойства горных пород и их компонент

Наименование	Теплопроводность λ , Вт/(м·К)	Теплоемкость $C_{об}$, Дж/(м ³ ·К)	Наименование	Теплопроводность λ , Вт/(м·К)	Теплоемкость $C_{об}$, Дж/(м ³ ·К)
Вода:			Пески:		
+4,1 °С	0,54	4180	воздушно-сухие	0,3—0,35	1200—1300
+20 °С	0,60	—	влагонасыщенные	1,7—2,6	1800—3200
Лед	2,22—2,35	1930	талые	1,5—3,0	1700—2200
Воздух:			то же мерзлые		
0 °С	0,024	1—260	Суглинки		
—23 °С	0,022	—	лессовидные:		
Снег:			воздушно-сухие	0,19—0,22	1200—1500
рыхлый	0,1	210	влагонасыщенные	0,6—1,0	3000—3500
плотный	0,3—0,4	420—630	талые	1,2—1,6	2000—2200
Граниты	2,3—4,1	1680—1810	то же мерзлые		
Габбро	1,74—2,91	2120—2240	Глины:		
Базальты	1,4—2,8	2270—2770	воздушно-сухие	0,8—1,0	1400—2200
Перидотиты	2,4—3,4	2240—2640	влагонасыщенные	1,2—1,4	2800—3300
Кварциты	2,9—6,4	1780—1990	талые	1,4—1,8	2000—2500
Сланцы	1,74—2,33	1850—1920	то же мерзлые		
Песчаники	0,7—5,8	1130—2250	Торфа:		
Известняки	0,8—4,1	1010—2010	воздушно-сухие	0,012—0,14	100—150
Доломиты	1,1—5,2	1810—2840	влагонасыщенные	0,7—0,9	2400—2600
Гипсы	0,8—1,3	1810—2020	талые	1,1—1,2	1600—2700
Каменные соли	7,2	1810	то же мерзлые		
Угли	0,1—0,18	1560—1950			
Крупнообломочные породы:					
воздушно-сухие	0,23—0,35	1000—1900			
влагонасыщенные	1,1—2,1	2300—3200			
талые					
то же мерзлые	1,4—3,1	1800—2300			

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 уменьшается 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/(см·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-цементированных 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 алевролитами и аргиллитами, в среднем ниже, чем крупно- и мелкообломочных пород, и изменяется в диапазоне от 0,8 до 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 слагающих обломки скальных пород (до 3—9 Вт/(м·К)), а

нижний (до 0,3—0,5 Вт/(м·К)) — 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°C λ крупнообломочных пород с песчаным заполнителем практически не изменяется. Это объясняется тем, что основные фазовые превращения влаги в породе происходят в диапазоне температур $0 \div -1^\circ\text{C}$. Поэтому ниже -1°C 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 $0 \div -5^\circ\text{C}$. В интервале $-5 \div -10^\circ\text{C}$ 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 ($0-25^\circ\text{C}$) 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

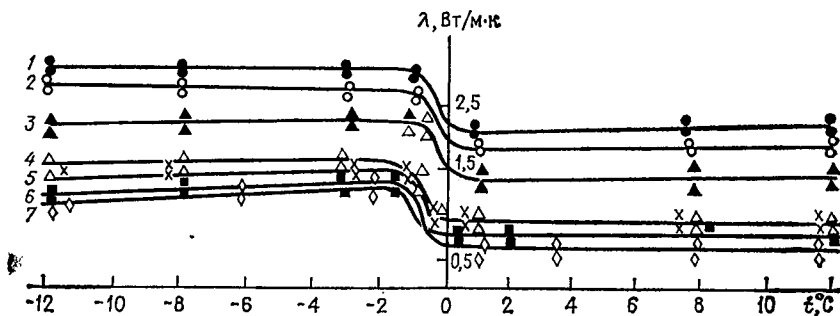


Рис. 8.4. Зависимость коэффициента теплопроводности пород различной дисперсности от температуры:

1 — крупнообломочная щебнистая порода с супесчаным заполнителем; 2 — мелкий песок; 3 — легкая мелкая супесь; 4 — лёссовидный суглинок; 5 — средний суглинок; 6 — глина; 7 — хорошо разложившийся торф

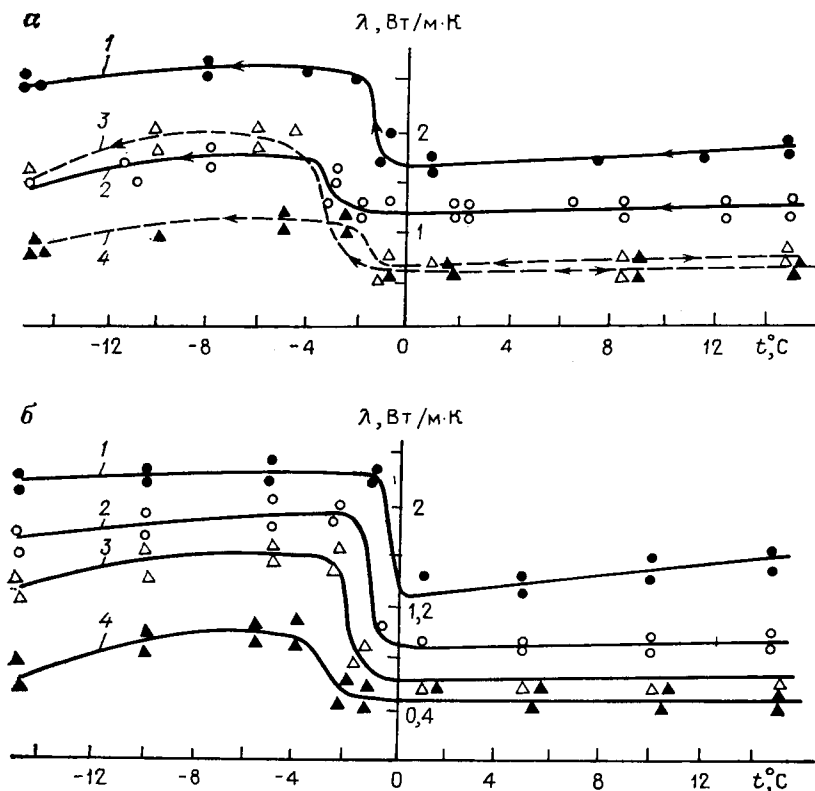


Рис. 8.5. Зависимость коэффициента теплопроводности пород различного состава от температуры:

а — водонасыщенные породы различного минерального состава: 1—2—супесь тяжёлая (1—кварцевая, 2—вермикулитовая); 3—4—глина (3—монтмориллонитовая, 4—каолини- товая); б — песок различной степени заторфованности и торф: 1—3—песок (1— $W=18,6\%$, $n=0,94$, $\rho_d=1,6$ г/см³, $q=0$; 2— $W=66,5\%$, $n=0,80$, $\rho_d=0,81$ г/см³, $q=0,25$; 3— $W=78,3\%$, $n=0,80$, $\rho_d=0,67$ г/см³, $q=0,40$); 4—торф. $W=116,5\%$, $n=0,80$, $\rho_d=0,57$ г/см³

(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 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 °C), 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 $+15^{\circ}\text{C}$. Это объясняется разницей в значениях теплопроводности кварца (примерно $5 \text{ Вт}/(\text{м}\cdot\text{К})$) и вермикулита ($\sim 2,5 \text{ Вт}/(\text{м}\cdot\text{К})$). Кроме минерального состава на величину λ оказывает влияние содержание в породе органики, которая имеет сравнительно низкую теплопроводность: для торфа $\lambda = 0,46 \text{ Вт}/(\text{м}\cdot\text{К})$. Поэтому увеличение степени заторфованности существенно снижает теплопроводность породы (см. рис. 8.5, б).

Одним из наиболее существенных факторов, влияющих на формирование теплопроводных свойств пород, является их 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 породы существенно увеличивает величину λ , так как низкотеплопроводный воздух ($0,023 \text{ Вт}/(\text{м}\cdot\text{К})$) заменяется более теплопроводными жидкостью ($0,57 \text{ Вт}/(\text{м}\cdot\text{К})$) или льдом ($2,29 \text{ Вт}/(\text{м}\cdot\text{К})$).

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 теплотоке вдоль ледяных шлиров обычно на $20\text{—}30\%$ выше, чем поперек их. Заметной анизотропией тепловых свойств отличается торф.

§ 3. Влагообменные свойства дисперсных пород

Анализ состояния влаги в породе и ее способности к передвижению является первоочередной задачей в оценке массообменных характеристик влагопроводности, массоемкости, ко-

эффицента диффузии и потенциала влаги. Экспериментальные данные показывают, что с увеличением влагосодержания значения потенциала грунтовой влаги и дифференциальной влагоемкости 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 значений 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. 2.1) 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 другой 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. 2.1).

Уплотнение немерзлой породы, согласно экспериментальным исследованиям, приводит (при одной влажности) к значительному увеличению химического потенциала влаги (см. рис. 2.1). 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

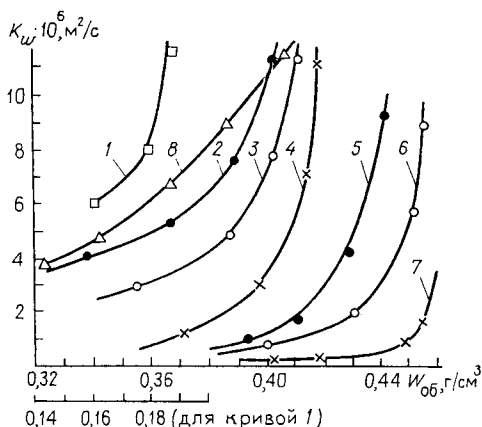


Рис. 8.6. Зависимость коэффициента диффузии влаги K_w пород различного гранулометрического и минерального состава от влажности:

1, 2, 3, 4 — соответственно, среднезернистый песок при пористости $n \approx 33-38\%$, супесь, суглинок и глина при $n=42\%$; 5, 6, 7 — глины каолинистая, гидрослюдистая, монтмориллонитовая при $n=46\%$; 8 — торф — макелланikum, $\rho_d=0,075 \text{ г/см}^3$ (степень разложения 25%, минерализация 3%)

понижение температуры ниже температуры замерзания сопровождается постепенной кристаллизацией воды в спектре температур, снижением ее количества и соответственно потенциала.

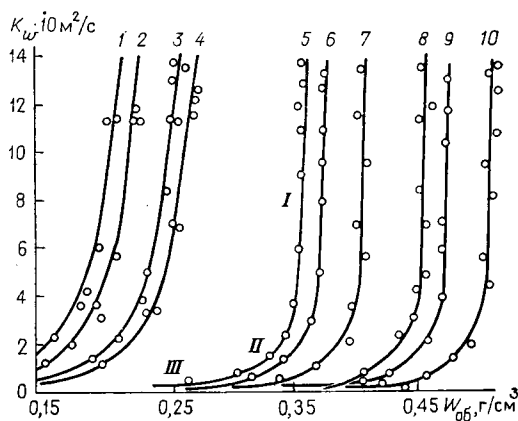
Коэффициенты влагопереноса пород зависят от их влажности, плотности, гранулометрического и химико-минерального состава, а также строения и температуры.

Увеличение коэффициентов влагопереноса происходит при переходе от тонкодисперсных талых пород к грубодисперсным (см. рис. 2.1; 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 влагопроводными 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 гле при $W_{об}=0,46 \text{ г/см}^3$ (см. рис. 8.6) оказался почти в 10 раз меньше, чем в гидрослюдисто-монтмориллонитовой, и в 15 раз меньше, чем в каолинистой гле. Это связано с тем, что влага в порах монтмориллонитовой глины оказывается энергетически более связанной и соответственно

Рис. 8.7. Зависимость коэффициента диффузии влаги грунтов различного гранулометрического состава и плотности от влажности:

I—4—супесь при ρ_d , равном соответственно 1,98; 1,93; 1,82; 1,77 г/см³; 5—10—глина при ρ_d , равном соответственно 1,69, 1,65; 1,55; 1,41; 1,35; 1,25 г/см³



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. 2.1) 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 уменьшается с возрастанием дисперсности породы [13]. Так, при повышении температуры на 10 °C 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 бóльшим энергетическим воздействием поверхности минеральных частиц, чем в супесчаных, в меньшей степени подвержено влиянию температур.

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. Левая часть этих кривых, расположенная в диапазоне наибольших влажностей, относится к положительным температурам (10—20 °C), т. е. к немерзлым водонасыщенным породам. Правая часть получена для отрицательных температур, т. е. для мерзлых пород со степенью заполнения

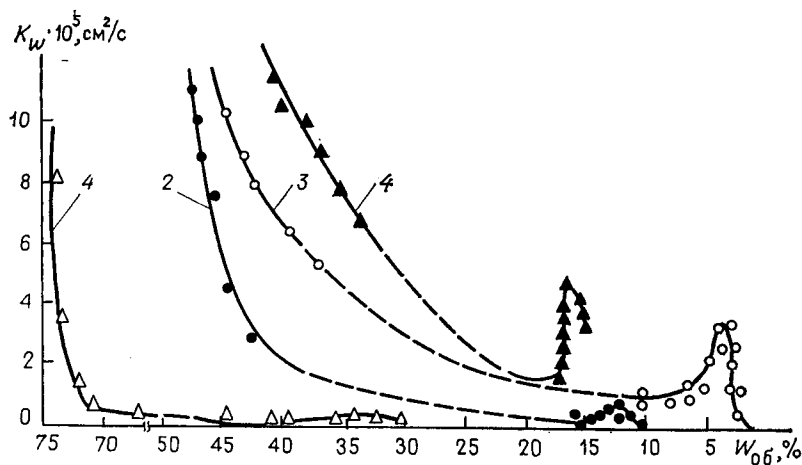


Рис. 8.8. Зависимость коэффициентов диффузии K_w от влажности немерзлых и мерзлых пород:

1 — суглинок; (см. крайний правый график); 2—4 — глина (2 — полиминеральная, 3 — каолиновая, 4 — монтмориллонитовая). Пунктиром показана промерзающая зона грунта

пор льдом и незамерзшей водой, равной единице. Плавный характер кривой $K_w(W_{об})$ позволяет предполагать постепенное уменьшение K_w пород при промерзании. Объясняется это единым пленочным механизмом влагопереноса в талых и мерзлых породах. Экстремальный характер кривой $K_w(W_{об})$ для мерзлых пород связан с особенностями сегрегационного льдовыделения в мерзлых породах.

§ 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 в виде:

$$\sigma = E(\sigma, \tau) \epsilon,$$

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) упругости — модулем Юнга (E_y , Па) и коэффициентом поперечной упругости (коэффициент Пуассона μ) мерзлых пород.

Модуль нормальной упругости ($E_y = \sigma/\epsilon$) 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

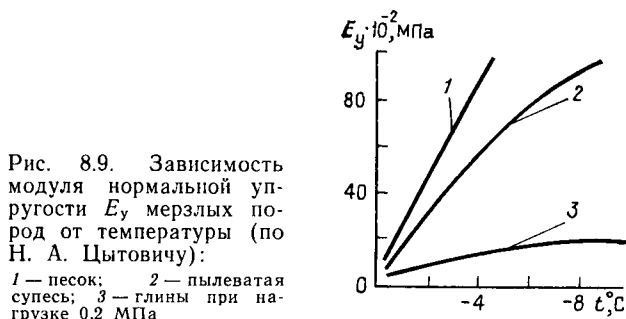


Таблица 8.3

Модуль общей деформации мерзлых пород ($t = -2^\circ\text{C}$)
при одноосном сжатии по (Е. П. 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

нормальной упругости обладает мерзлый песок (820—22 500 МПа при температуре от $-0,2$ до $-10,2^\circ\text{C}$), а наименьшей — мерзлая глина (680—2780 МПа при t от $-1,2$ до $-8,4^\circ\text{C}$). Величины E_y пылеватых супесей и суглинков имеют промежуточные значения. Самое существенное влияние на величину модуля нормальной упругости мерзлых пород оказывает температура (рис. 8.9). 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 в них воды.

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 коэф-

Т а б л и ц а 8.4

Значения коэффициента Пуассона для мерзлых пород
(по Н. А. Цытовичу)

Порода	ν_c , %	t , °C	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

коэффициент Пуассона. Он является второй основной характеристикой упругого материала (табл. 8.4).

Поперечная деформация при действии продольной силы возникает вследствие связей между частицами мерзлой породы, поэтому 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 коэффициентом вязкости), численно равным отношению величины действующего напряжения σ к скорости вызываемой им деформации течения ($\dot{\epsilon}$), т. е. $\eta = \sigma / \dot{\epsilon}$. Единицей измерения коэффициента вязкости или просто вязкости является Н·с/м² (Па·с).

Применительно к двум прямолинейным участкам на реологической кривой мерзлых пород (см. рис. 3.11, а) выделяют наибольшую $\eta_{ш}$ и наименьшую η_6 пластические вязкости. Наибольшая (шведовская) вязкость определяется из выражения $\eta_{ш} = (\sigma - \sigma_{кр}) / \dot{\epsilon}$, а наименьшая (бингамовская) $\eta_6 = (\sigma - \sigma'_{кр}) / \dot{\epsilon}$. Из рис. 3.11, 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

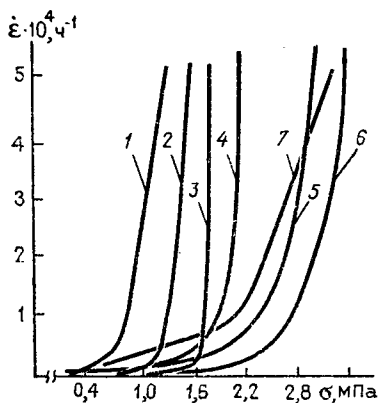


Рис. 8.10. Реологические кривые течения пород различной дисперсности и минерального состава (одноосное сжатие с постоянными скоростями) (по Ю. В. Кулешову):

1—3 — глина (1 — бентонитовая, 2 — полиминеральная, 3 — каолинистовая); 4 — супесь; 5 — супесь; 6 — песок; 7 — лед

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 [4]. 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. Растяжение 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 не-

одинаковую способность сопротивляться развитию в них деформаций течения (рис. 8.10), 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°C) 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 экстремальный характер. В общем случае с увеличением лдистости 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 лдистости стремится в пределе к значению вязкости льда.

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 еще 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), пластичновязких (льда и твердых минеральных частиц). В общем случае компрессионная кривая (кривая уплотнения) мерзлых пород имеет вид, показанный на рис. 8.11.

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.

Суммарную (стабилизированную) осадку уплотнения мерзлых пород a_0^* в опытах на компрессию определяют по величине коэффициента относительной сжимаемости мерзлых пород,

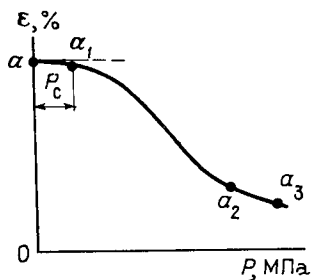


Рис. 8.11. Компрессионная кривая для сильноолистых мерзлых пород ($t = \text{const}$). По А. Г. Бродской

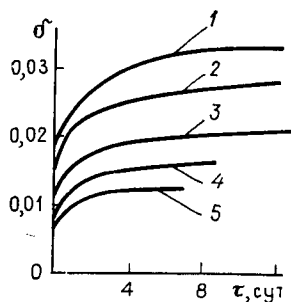


Рис. 8.12. Кривые консолидации мерзлых пород различного гранулометрического и минерального состава при $t = -1,5^\circ\text{C}$, $P = 0,3$ МПа:

1—3 — глина (1 — монтмориллонитовая, 2 — полиминеральная, 3 — каолинитовая); 4 — супесь; 5 — песок

используя выражение $a_0^e = S_\infty / (h \cdot P)$, где S_∞ — стабилизированная осадка слоя породы при сохранении его отрицательной температуры; 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. 8.12; табл. 8.5). Так, при давлении 0,3 МПа и температуре $-1,5^\circ\text{C}$ 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 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

Таблица 8.5

Значения суммарных коэффициентов относительной сжимаемости для различных мерзлых пород (по Н. А. Цытовичу)

Порода	$W_c, \%$	$W_{H_2O}, \%$	$\rho, \text{г/см}^3$	$t, ^\circ\text{C}$	$a_0^p \cdot 10^5, \text{МПа}^{-1}$ 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 сетчатой 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

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: временное и длительное сопротивление сжатию ($\sigma_{вр}^{сж}, \sigma_{дл}^{сж}$), растяжению или разрыву ($\sigma_{вр}^p, \sigma_{дл}^p$), сдвигу ($S_{вр}, S_{дл}$) и эквивалентное сцепление, определяемое шариковым штампом ($C_{вр}^{эkv}, C_{дл}^{эkv}$).

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.

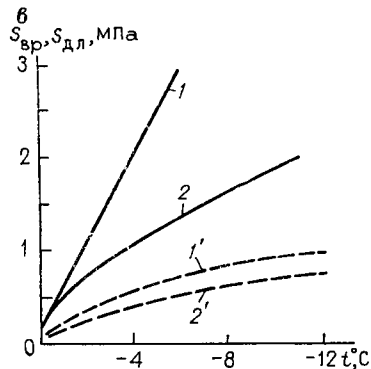
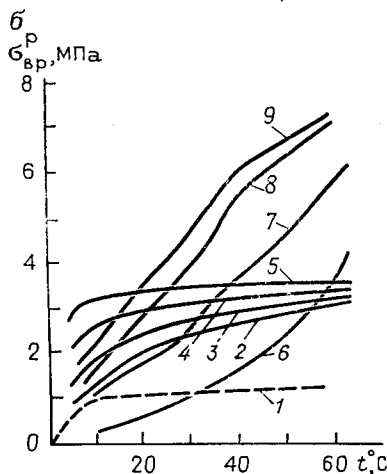
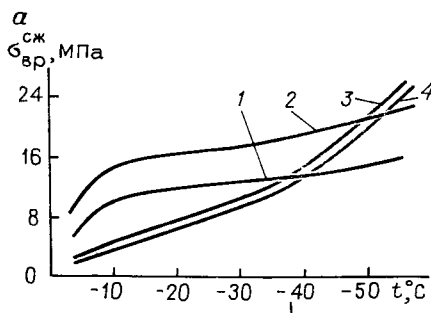


Рис. 8.13. Зависимость от температуры прочности мерзлых пород:

а — на сжатие (1 — лед, 2 — песок, 3 и 4 — глина соответственно с естественным и нарушенным сложением; по Е. П. Шушериной, И. Н. Иващенко, В. В. Врачеву); *б* — на разрыв (1 — лед, 2—5 — песок с влажностью, равной соответственно 10, 12, 15, 18%; 6—9 — суглинок с влажностью соответственно 12, 15, 18, 20%; по Е. П. Шушериной); *в* — на сдвиг (1, 1' — суглинок пылеватый, соответственно временное и предельное сопротивление, 2, 2' — то же, глины; по Н. А. Цытовичу)

В большинстве случаев общая прочность мерзлых пород возрастает с понижением температуры. Это справедливо практически для всех типов пород и видов испытаний (рис. 8.13). 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°C и ниже. Характер зависимости $\sigma(t)$ мерзлого песка в значительной мере определяется льдом, что следует из подобия кривых (см. рис. 8.13, *а*, кривые 1 и 2 и 8.13, *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 появления приконтактного льда, а также сдерживанием роста микронапряжений в устьях трещин прочными частицами песка и вязкими пленками незамерзшей воды.

При температурах ниже -30°C , 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 пород льдом, как правило, уменьшается [20]. Характер зависимости сопротивления разрыву мерзлых грунтов от величины суммарной влажности при низких температурах (от -10 до -55°C), 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 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 незамерзшей 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 незамерзшей воды в случае массивной криотекстуры характеризуется меньшими величинами сопротивления быстрому сдвигу, сцепления и трения, чем в случае сетчатой криотекстуры, для которой с ростом толщины шлиров льда прочность породы возрастает, если плоскость сдвига перпендикулярна к ее слоистости. При этом сопротивление сдвигу породы со слоистой 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 $t = -10^{\circ}\text{C}$ $S_{\text{вр}}$ конкретной глины соответствовало 1,8 МПа, а $S_{\text{дл}} = 0,68$ МПа, т. е. уменьшилось почти в три раза. 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 темпера-

туре -3°C для мерзлого песка (при $W_c = 19,8\%$) $\sigma_{\text{вр}}^{\text{сж}} = 75 \times 10^5$ Па и $\sigma_{\text{дл}}^{\text{сж}} = 6,5 \cdot 10^5$ Па (т. е. в 11,5 раза меньше), для мерзлого суглинка (при $W_c = 31,8\%$) $\sigma_{\text{вр}}^{\text{сж}} = 35 \cdot 10^5$ Па и $\sigma_{\text{дл}}^{\text{сж}} = 3,6 \cdot 10^5$ Па.

Опыты по определению длительного сопротивления сжатию мерзлых грунтов при длительном действии нагрузки показали, что чем больше ступень нагрузки, тем медленнее происходит затухание деформации: например, при нагрузке 0,25 МПа затухание деформаций суглинка наблюдалось через 3 сут, а при 0,5 МПа — только на 10-е сутки. Опытами С. С. Вялова было подтверждено, что мерзлые и вечномерзлые грунты обладают длительной прочностью на растяжение. Так, образец мерзлой пылеватой супеси при влажности 31 % и температуре $-4,3^{\circ}\text{C}$, имея $\sigma_{\text{вр}}^{\text{р}} = 2,0$ МПа, при растягивающем напряжении 0,18 МПа не разорвался и в течение 6 лет.

Глава 9

ХАРАКТЕРИСТИКА ОСНОВНЫХ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ МЕРЗЛЫХ ПОРОД

§ 1. Особенности 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 в большинстве случаев мерзлые толщи представляют собой различные их комбинации 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 происходят снизу вверх. Для начала развития процесса сингенетического промерзания необходимо, чтобы в основании накапливающихся серий уже залегали мерзлые толщи, промерзшие эпигенетически.

Диакриогенные толщи формируются при промерзании сверху, снизу и с боков переувлажненных нелитифицированных

пород — свежееотложенных 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 сильнотрещиноватых пород — зона достаточно активно проявляющегося криогенного выветривания, соответствующая по глубине слою годовых колебаний отрицательной температуры, где происходят слабо выраженные фазовые переходы воды, обуславливающие 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 — криопэгамн.

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, обуславливает 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 достаточно однообразного, преимущественно тонкодисперсного состава могут достигать мощности 200—300 м, как например в Западной Сибири, на европейском Северо-Востоке СССР и др. Сложены они слабо сортированными суглинками, содержащими включения гравия, гальки, валунов, реже относительно хорошо сортированными глинами и алевролитами. Наиболее мощные толщ имеют ледово-морской генезис и наиболее распространены по площади. Менее мощные толщ лагунных, эстуарных и озерных отложений, характерные для обширных и глубоких водоемов, пользуются меньшим распространением.

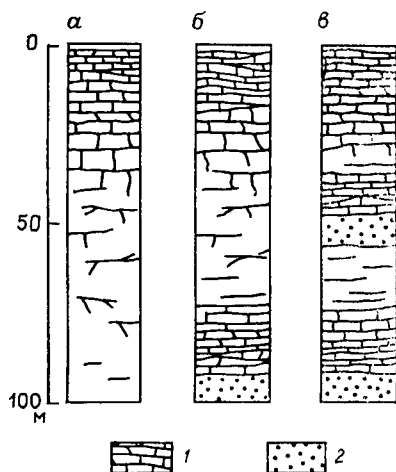
В типичном выражении толщ эпикриогенных тонкодисперсных отложений однородного состава, промерзавшие по типу «закрытой» системы с миграцией влаги вверх и сегрегационным льдовыделением, имеют следующее строение (рис. 9.1, а). Наиболее льдистым является горизонт до глубины 5—10, реже 15 м от поверхности. 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 обстановкой последующего существования этих пород [10]. Объемная льдистость здесь достигает 40—50 %, породы часто распухены. 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 шпиров 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 шпирь, криогенная текстура преимущественно массивная. Объемная льдистость уменьшается сверху вниз в пределах рассматриваемого интервала 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

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



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 (от 15 до 30 м). Еще более продолжительные по времени температурные колебания обуславливают повышенную льдистость на еще больших глубинах и т. д. Суммарный эффект приводит к тому, что высокой становится льдистость верхней трети мерзлой толщи тонкодисперсного состава, где формируются сетчатые и слоисто-сетчатые криотекстуры. Поскольку с глубиной теплооборота 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 криогенные текстуры массивными.

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 неоднократная напорная миграция влаги к фронту промерзания часто обуславливает 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 дислокациями [7]. 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°C . 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 полосча-

тостью, 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 палеокриозелювиальными континентальными отложениями, формировавшимися вне области развития многолетнемерзлых пород, но подвергавшимися по мере своего накопления многократному и глубокому сезонному промерзанию — протаиванию [10]. При общем похолодании и одноразовом промерзании сверху этих континентальных образований формируются эпикриогенные палеокриозелювиальные континентальные отложения (см. гл. 6, § 2).

Синкриогенные отложения. Они 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 достаточно 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 [10].

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 весьма небольшой (до первых метров) мощностью, формирующиеся на мелководьях пресных водоемов, осушающихся шельфовых участках, промерзание которых сбоку и снизу (при температуре мерзлой толщи -3°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 СССР, 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 весьма 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°C), 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. Иногда возможно их полное отсутствие и формирование малоледистой массивной криогенной текстуры.

В северном варианте, когда промерзание снизу слоя сезонного оттаивания оказывается весьма 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 достаточно 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 шширами 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 шширы — 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. гл. 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. Сложные 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 «едомой толщи», наиболее широко распространенных на равнинах Северо-Востока СССР, является одной из наиболее сложных. «Ледовый» или «едомый» комплекс лёссовидных синкриогенных мерзлых пород складывается почти целиком (за пределами речных долин) Алдано-Оленекскую, Яно-Индибирскую, Колымскую приморские низменности, Новосибирские острова, мезозойско-кайнозойские наложенные впадины Северо-Востока СССР, равнины Центральной Якутии. Мощность льдистых лёссовидных отложений достигает 80—100 м. Именно с ними связано формирование наиболее крупных сингенетических ледяных жил (рис. 9.2).

Лёссовидные льдистые алевриты и ледяные жилы образуют взаимосвязанный комплекс. Едома — «съемная» 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 господствующими 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 советских 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

Рис. 9.2. Сингенетические ледяные жилы в толще алевроитов едомы на Северо-Востоке СССР (фото С. Ф. Хруцкого)



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 (А. А. Григорьев), подпруживанием долины Лены в низовьях ледниками 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 алевроитового состава. Формирование толщ лёссовидных алевроитов 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 СССР считались захороненными остатками бывших 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. Катаонов 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 отложений. В качестве основной альтернативы аллювиально-пойменной гипотезе некоторыми исследователями (С. В. Томирдиаро и др.) развивается эоловая гипотеза происхождения льдистых алевроитов, 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 алевроитовой размерности с поверхности осушившегося арктического шельфа. Оседая на различных элементах рельефа, минеральные тонкопесчаные и алевроитовые частицы смешивались с оторфованными остатками тундровой травяно-моховой растительности, что приводило к их накоплению и промерзанию при общем поднятии поверхности, обуславливавшем возможность параллельного роста ледяных жил. Оригинальную озерно-термокарстовую концепцию происхождения мощных толщ льдистых алевроитов и содержащихся в них крупных жил льда предложил Н. А. Шило [21].

Таким образом, можно считать, что на современном уровне развития науки удовлетворительно решен только вопрос о полигонально-жильном происхождении крупных ледяных тел в толщах едомных отложений. В каких же условиях происходило их накопление — остается нераскрытым.

Толщи рассматриваемых льдистых лёссовидных пород с крупными вертикальными ледяными жилами характеризуются однородностью гранулометрического состава при постоянно вы-

соком (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 часто 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-полосками тонкие шлиры льда располагаются либо параллельно им, либо образуют тонколиновидную сеть. Сами пояски могут располагаться горизонтально, наклонно, часто они имеют вогнутое расположение, соответствуя былому положению подошвы сезонноталого слоя в полигонах между ледяными жилами.

§ 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 целого 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 образований в криолитозоне, таких например, как: «криогенный элювий», «криогенный аллювий», «холодные и мерзлотные почвы» и другие, а с другой — связанных с генезисом формирования непосредственно мерзлых осадочных образований, таких, как «сингенетические» и «эпигенетические» толщи 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 относительно обогащается тонкодисперсным материалом. Вниз по разрезу наблюдаются достаточно 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 скальных 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 пылевой 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 — гидрослюда и монтмориллонит. Такая специфичность состава и строения элювиальных образо-

ваний 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, пласты и линзы толщиной до 1 м и более и длиной иногда 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 (по-яски) 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 шириной жил по верху до нескольких метров и вертикальной мощностью более десятка метров.

Состав и строение ледниковых (гляциальных) и водноледниковых (флювиогляциальных) отложений существенно различны. Так, для ледниковых отложений характерны несортированные морены — валуны, щебень, галька, гравий с суглинками 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 свой-

ственные 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 придонной воды полярных морей на большей их площади является отрицательной, составляя $-1,5 \div -1,8^{\circ}\text{C}$. 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. Зона сегрегационного льдовыделения, как правило, имеет мощность до 50—60 м.

Толщи морских шельфовых отложений, включавшие до промерзания водоносные слои, т. е. промерзавшие в условиях «открытой» 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 алевроиты, 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 эпигенетически (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.

Среди мерзлых отложений в настоящее время достоверно выделяется весьма специфическое и своеобразное генетическое образование, получившее наименование «ледовый» или «edomный» комплекс лёссовых мерзлых пород. Последние слагают северные равнины приморских низменностей, отложения мезозойско-кайнозойских наложенных впадин Северо-Востока СССР, равнины Центральной Якутии и др. Мощности льдистых лёссовидных отложений преимущественно алевроитового состава может достигать 80—100 м, и именно с ними связано формирование наиболее крупных сингенетических жил льда.

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» алевроита и весьма оторфованными пачками слоев. Для толщ отложений ледового комплекса характерна очень высокая льдистость (до 70—80 % их объема).

§ 3. Природные льды как мономинеральные горные породы

Все природные льды, образующие самостоятельные тела и скопления, можно рассматривать как мономинеральные горные породы. 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 мо-

жет 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 геофизиологическим задачам можно подразделить на свежотложенные и перетолженные 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. Свежотложенные и перетолженные 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 тесненного 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, ориентированной параллельно поверхности аккумуляции. Ледниковый лед, формирующийся из снежного покрова в результате его уплотнения и перекристаллизации, отличается большим разнообразием строения и свойств. По данным разреза выделяют три стадии образования ледникового льда: диагенез снежного покрова, фирнизация 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 льдовыведения, 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 и повторно-жильными льдами: полигональными — так как они образуют в плане четкую полигональную решетку и имеют в разрезе форму клина или жилы, повторно-жильными — потому, что они образованы в значительной степени за счет многократного 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 прозрачны), 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, содержавшийся 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 обус-

ловлена вертикальная полосчатость льда, но она прослеживается не всегда. Считается, что вертикальное расположение полос минеральных примесей является результатом выталкивания включений 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 солей 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 примесей и колеблется в основном от 0,85 до 0,90 г/см³. Пористость составляет обычно 2—4 %, в единичных случаях — 8 %.

Преобладающая текстура жильного льда — вертикально-полосчатая — обусловлена особенностями накопления и промерзания элементарной (ежегодной) 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, который 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 — $1,5 \times 2,0$ 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 увеличивается 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, нередкогибаются 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 прослой относительно чистого льда толщиной 1—2 мм (до 5 мм) и прослойки 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 многоярусно. При максимальном разрастании ледяных жил они становятся преобладающей составной частью мерзлой горной породы в целом, грунт располагается в виде сужающихся кверху вертикальных «земляных жил» или колонн между решеткой льдов. По площади своего распространения льды на таких участках занимают 60—70 % территории.

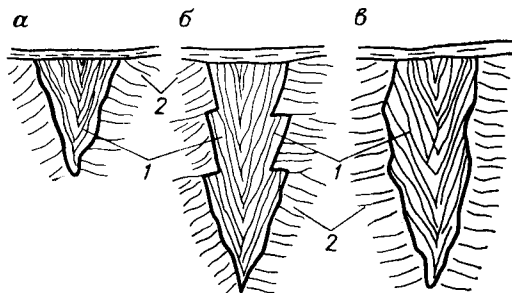
Характерны контакты сингенетических ледяных жил с сильнольдистыми вмещающими породами. Слои последних, как правило, крутогибаются кверху. Считается, что это происходит в результате выдавливания растущей ледяной жилой льдистых пород близ контактов с ней. В этом случае должно быть прямое соответствие между шириной ледяной жилы и крутизнойгиба пород близ контактов: чем шире жила, тем кручегиб. 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 в определенной мере отличать

чать их от эпигенетических (рис. 9.3). Во льду практически постоянна большая примесь грунтовых частиц и растительных 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, как правило, в 2—3 раза крупнее. Строение льда в самой верхней части сингенетических ледяных жил характеризуется

Рис. 9.3. Схема строения эпи- и сингенетических ледяных жил. Вертикальный поперечный разрез (по П. А. Шумскому):

а — эпигенетическая жила;
б, в — сингенетические жилы;
1 — годовые слои льда в ледяных жилах; 2 — слоистость вмещающих пород



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 приплавляется 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. Соломатин и рядом других исследователей 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 др., 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, «приплавивание» 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. Существует еще ряд отличительных признаков сингенетических ледяных жил, которым различные авторы придают разное значение. Помимо характерных признаков самих жил имеются определенные закономерности 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, озеро-болотных, склоновых отложениях расположена значительно 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 современные сингенетические ледяные жилы имеют неизмеримо меньшие размеры по сравнению с плейстоценовыми, их вертикальная протяженность не превышает обычно 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 др.) обосновывают участие эолового, склонового и других процессов.

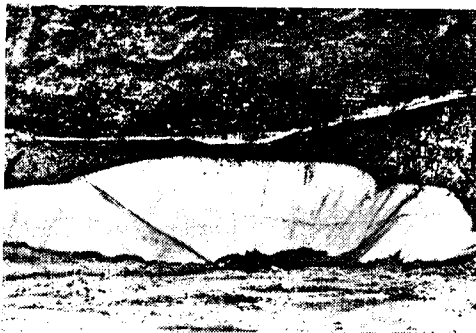
Инъекционные льды представляют собой интрузивные скопления, образовавшиеся в результате внутригрунтового замерзания и кристаллизации свободных подземных вод, внедряющихся в мерзлые или промерзающие горные породы под напором. Они образуют залежи линзовидной, пластовой, штоковой форм, аналогичные интрузивным телам магматических пород (батолиты, лакколиты, силлы, дайки др.; рис. 9.4). 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 сот метров. В Якутии такие бугры называются булгунами, 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

Рис. 9.4. Пластовый лед в морских четвертичных отложениях. П-ов Ямал, оз. Ней-то (фото Г. И. Дубикова)



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 создает в целом 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 плавунного грунта из замкнутой системы.

Основным признаком строения повторно-инъекционных залежей является чередование слоев чистого пузырчатого льда и

льдистого 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). Однако в том случае, когда они составляют крупные монокристаллические 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, линзовидных залежей подземного льда и даже бугров пучения [2]. Однако 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.

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 — пластинчатая 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/см³.

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 органико-минеральных примесей, крупнозернистый. Структура льда аллотриоморфно-зернистая.

**Закономерности формирования
и развития толщ мерзлых пород
и сезонного промерзания
и протаивания**

Глава 10

**ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ И КЛИМАТИЧЕСКИЕ
УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ТОЛЩ
МЕРЗЛЫХ ПОРОД**

§ 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 входящей энергии, обусловленных в свою очередь 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 представлениям внешними энергетическими воздействиями на нашу планету являются: 1) лучистая энергия (электромагнитное поле) 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, выделяющуюся: 1) при ядерных реакциях (10^{21} Дж/год); 2) при гравитационных процессах внутри Земли (10^{20} Дж/год); 3) при изменениях скорости вращения Земли (10^{20} Дж/год); 4) при экзотермических химических реакциях (10^{19} Дж/год). В итоге энергия внутренних источников излучается во внешнее пространство, тем самым уменьшая внутреннюю энергию Земли.

Приведенные мощности источников энергии существенно различны. Причем внешние энергетические воздействия примерно в 100 тыс. раз (на 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 $1,4 \text{ кДж/м}^2 \cdot \text{с}$ 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 складывается из прямой $Q_{\text{пр}}$ и рассеянной в атмосфере $q_{\text{р}}$ радиации. Причем поверхность Земли, вследствие ее шарообразности, получает в разных своих частях различное количество прямой солнечной радиации на единицу площади. Кроме того, вследствие 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 суточный и годовой ход, а также, вследствие многолетних и многовековых вариаций элементов орбиты Земли, и многовековой ход.

Часть поступающей к поверхности Земли радиации ($Q_{\text{пр}} + q_{\text{р}}$) 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: $(Q_{\text{пр}} + q_p)(1 - \alpha)$. 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_a . К приходной части баланса следует отнести и тепло, поступающее к поверхности из недр Земли, — q . Однако 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 $I_{\text{из}}$. Разность между $I_{\text{из}}$ и I_a в климатологии нередко именуется как длинноволновое эффективное излучение поверхности Земли ($I_{\text{эф}} = I_{\text{из}} - I_a$). Используя приведенные выше обозначения и называя разность между поглощаемой коротковолновой радиацией и длинноволновым эффективным излучением Земли радиационным балансом подстилающей поверхности R , можно записать:

$$R = (Q_{\text{пр}} + q_p)(1 - \alpha) - I_{\text{эф}}. \quad (10.1)$$

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 теплопотери в грунт B . В летний период эти процессы приводят к расходу энергии с поверхности. В зимний период теплопотери 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:

$$(Q_{\text{пр}} + q_p)(1 - \alpha) - I_{\text{эф}} = R = LE + p + B, \quad (10.2)$$

где левая часть, обозначаемая R , носит название радиационного баланса, а правая часть — 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 т. д.). Поэтому изменчивость отдельных членов и вся структура баланса во многом определяется этим временным интервалом. Так, например, 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 в своем 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_n является объективным показателем уровня теплообмена на поверхности, т. е. чем больше по величине приходная или расходная часть баланса, тем выше температура поверхности. Для иллюстрации приведем такой пример. Допустим, что на поверхности Земли установилось балансовое равновесие приходной и расходной частей при определенной температуре t_n . 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 балан-

са. 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_n .

В весенний период количество поглощенной радиации возрастает и приходная часть уравнения радиационно-теплового баланса становится больше его расходной части. 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 как раз 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_Φ).

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 соответствующий 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:

$$r = e + f + b, \quad (10.3)$$

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. Однако, вследствие недостаточной точности измерений в большинстве случаев практической деятельности приходится прибегать

к схематизации теплового баланса, пренебрегая многими его членами ввиду их относительной малости и неизученности.

§ 2. Термодинамические условия возникновения и развития сезонно- и многолетнемерзлых пород

Как уже было отмечено ранее, конкретное значение температуры поверхности t_n 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, например, 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:

$$p = k \Delta t_p = R - LE - B, \quad (10.4)$$

откуда

$$\Delta t_p = 1/k (R - LE - B). \quad (10.5)$$

Второй способ нахождения зависимости температуры пород от составляющих радиационно-теплового баланса основан на решении балансового уравнения относительно $I_{\Sigma\Phi}$:

$$\begin{aligned} I_{\Sigma\Phi} &= \sigma T_n^4 (0,4 - 0,06 \sqrt{e}) (1 - cn^2) = \\ &= (Q_{np} + q_p) (1 - \alpha) - LE - p - B, \end{aligned} \quad (10.6)$$

где σ — постоянная Стефана — Больцмана ($2,08 \cdot 10^{-7}$); s — излучательная способность поверхности по сравнению с абсолютным черным телом (0,85—1,0); T_n — абсолютная температура излучающей поверхности; e — абсолютная влажность воздуха; n — облачность в долях единицы; c — коэффициент изменения облачности по широте.

Путем несложных преобразований и использования значений всех входящих в уравнение (10.6) параметров соответственно за летний (индекс «л») и зимний (индекс «з») периоды можно получить значение среднегодовой температуры $T_{год}$ излучающей поверхности [17]:

$$\begin{aligned} T_{год} &= \frac{1}{2 \sqrt[4]{\sigma s}} \left(\sqrt[4]{\frac{(Q_{np} + q_p)_л (1 - \alpha)_л - LE_л - P_л - 0,7B_л}{(1 - cn_л^2) (0,4 - 0,06 \sqrt{e}_л)}} + \right. \\ &\quad \left. + \sqrt[4]{\frac{(Q_{np} + q_p)_з (1 - \alpha)_з - LE_з - P_з + 0,7B_з}{(1 - cn_з^2) (0,4 - 0,06 \sqrt{e}_з)}} \right). \end{aligned} \quad (10.7)$$

Если правая часть этого уравнения окажется равной или меньше 273,1 К, то в данном случае могут формироваться и существовать многолетнемерзлые породы. Условие $T_{\text{год}} \leq 273,1$ 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-теплого баланса может быть определена из его уравнения, решаемого относительно годовых теплооборотов в породах B . Действительно, поскольку зависимость теплооборотов в почве и горных породах от температурного режима пород, их теплопроводности, теплоемкости и фазовых превращений воды известна [17]:

$$B = \xi (n A_{\text{ср}} C + Q_{\text{ф}}) + \sqrt{2} t_{\text{ср}}^{\text{пов}} \sqrt{\frac{\lambda T C}{\pi}}. \quad (10.8)$$

а $B = R - LE - p$, то легко получить, что:

$$t_{\text{ср}}^{\text{пов}} = R - LE - p - \xi (n A_{\text{ср}} C + Q_{\text{ф}}) / \sqrt{\frac{2 \lambda T C}{\pi}}, \quad (10.9)$$

где ξ — глубина сезонного промерзания или протаивания пород; $A_{\text{ср}}$ — средняя в слое ξ амплитуда годовых колебаний температуры; C — объемная теплоемкость; λ — коэффициент теплопроводности пород; $Q_{\text{ф}}$ — теплота фазовых переходов воды в породах; $t_{\text{ср}}^{\text{пов}}$ — среднегодовая температура оголенной поверхности пород; T — период, равный одному году; n — коэффициент, равный примерно 2 при малых значениях $Q_{\text{ф}}$ и $\sqrt{2}$ при возрастании $Q_{\text{ф}}$ и λ .

Поскольку среднегодовая температура оголенной поверхности $t_{\text{ср}}^{\text{пов}}$ может существенно отличаться от среднегодовой температуры пород на подошве слоя сезонного промерзания $t_{\text{ср}}^{\text{сн}}$ за счет отепляющего воздействия снежного $\Delta t_{\text{ср}}^{\text{сн}}$ и растительного $\Delta t_{\text{ср}}^{\text{раст}}$ покровов и инфильтрующихся летних осадков $\Delta t_{\text{ср}}^{\text{инф}}$, а также за счет существования температурной сдвижки в слое сезонного промерзания $\Delta t_{\text{ср}}^{\text{сдв}}$, термодинамическое условие образования и существования многолетнемерзлых толщ горных пород должно быть представлено в следующем виде:

$$t_{\text{ср}}^{\text{сн}} = t_{\text{ср}}^{\text{пов}} + \Delta t_{\text{ср}}^{\text{сн}} \pm \Delta t_{\text{ср}}^{\text{раст}} + \Delta t_{\text{ср}}^{\text{инф}} - \Delta t_{\text{ср}}^{\text{сдв}} \leq 0^{\circ}\text{C}. \quad (10.10)$$

Приведенные выражения (10.8—10.10) показывают, что температурный режим пород определяется не только количеством приходящей солнечной радиации и структурой радиационно-теплого баланса (соотношением его составляющих),

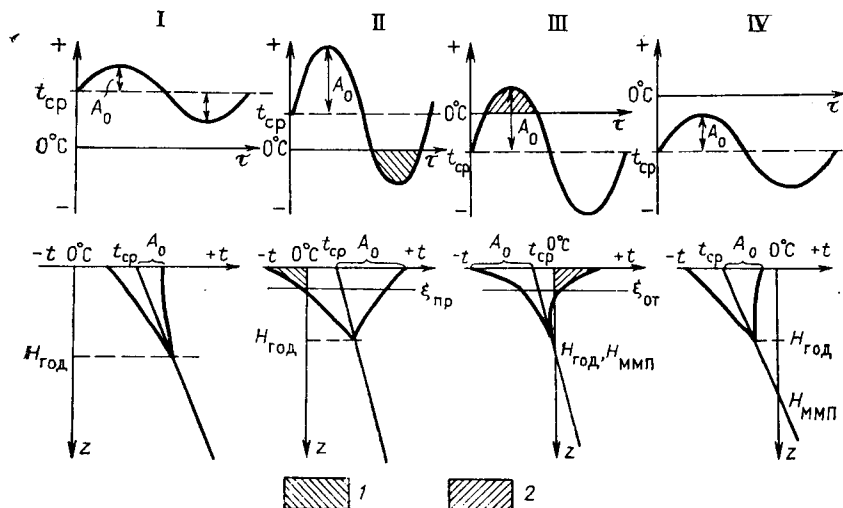


Рис. 10.1. Условия возникновения и существования сезонно- и многолетнемерзлых пород:

A — выраженные через соотношение амплитуд колебания температур A_0 и среднегодовых температур t_{cp} на поверхности пород; B — посредством изображения огибающих температурных колебаний в слое годовых изменений температуры $H_{год}$; $\xi_{пр}$ и $\xi_{от}$ — глубина сезонного промерзания и оттаивания пород, $H_{МП}$ — нижняя граница многолетнемерзлых пород, z — глубина, t — температура, τ — время; 1—2 — соответственно слои сезонного промерзания и оттаивания; I—IV — различные варианты соотношения A_0 и t_{cp}

но и 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 гидро-геологическими 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 оголенной поверхности $t_{cp}^{нов}$, 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 $t_{cp}^{нов} = t_{cp}^{\xi} = t_{cp}$. В таком случае представляется возможным проанализировать четыре принципиально отличающихся друг от друга варианта возникновения и существования сезонно- и многолетнемерзлых горных пород (рис. 10.1).

При условии $t_{cp} > 0$, а $A_0 < |t_{cp}|$, могут существовать только немерзлые породы (вариант I), поскольку в течение всего года температура поверхности пород не переходит через 0°C в область отрицательных температур. В случае, если $t_{cp} > 0$, но какое-то время (в холодный период года) температура поверхности и подстилающих пород, вследствие того, что $A_0 > |t_{cp}|$, оказывается отрицательной, происходят сезонное промерзание пород и формирование слоя сезонного промерзания (вариант II). В случае, если $t_{cp} < 0$, то в теплый период года поверхность и часть подстилающих ее пород приобретают положительную температуру (за счет того, что $A_0 > |t_{cp}|$). В результате происходит частичное протаивание с поверхности многолетнемерзлых пород и формирование слоя сезонного протаивания (вариант III). И наконец, когда в течение всего года средняя температура поверхности пород не бывает выше 0°C ($t_{cp} < 0$, $A_0 < |t_{cp}|$), существует многолетнемерзлая толща горных пород без сезонного протаивания их с поверхности (вариант IV).

Таким образом, необходимым условием существования многолетнемерзлых пород является $t_{cp} < 0$. 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 $|t_{cp}| < A_0$, и отсутствуют, если $|t_{cp}| \geq A_0$. Все эти случаи (варианты) можно изобразить на одной диаграмме, где по оси абсцисс откладывается A_0 , а по оси ординат — t_{cp} (рис. 10.2). Биссектрисы при этом соответствуют условию, когда $|t_{cp}| = A_0$, и являются по-этому границами возможного существования сезонных промерзания или протаивания.

Чрезвычайно важным в геокриологии является понятие потенциального протаивания или промерзания. О потенциальном протаивании говорят, когда $t_{cp}^{пов} > 0$, т. е. в случае сезонного промерзания пород. Под этим термином понимают глубину протаявшего грунта за лето при следующем соотношении t_{cp} и

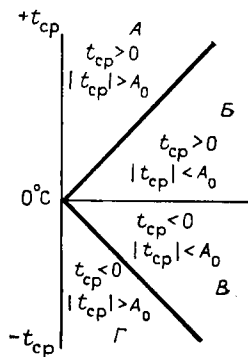


Рис. 10.2. Диаграмма условий возникновения и существования сезонно- и многолетнемерзлых пород в зависимости от соотношения A_0 и t_{cp} : А — многолетнемерзлые породы и сезонное промерзание отсутствуют; Б — многолетнемерзлые породы отсутствуют, сезонное промерзание существует; В — многолетнемерзлые породы и сезонное оттаивание существуют; Г — многолетнемерзлые породы существуют, сезонное оттаивание отсутствует.

$A_0 : t_{cp} > 0$ и $|t_{cp}| < A_0$, если к началу протаивания весь массив пород находился бы в мерзлом состоянии. Пояснить это можно на таком примере: допустим, в районе распространения мерзлых пород ($t_{cp} > 0$) 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 ($t_{cp} < 0$).

При температурах пород, близких к 0°C , эпизодические увеличения глубины сезонного промерзания, превышающие глубину потенциального протаивания для данного соотношения t_{cp} и A_0 , могут вызвать формирования маломощных мерзлых толщ существующих более одного года. Такие мерзлые толщи называются перелетками. Отличие перелетка от кратковременной существующей многолетнемерзлой толщи заключается в незначительности вызвавшего его похолодания.

§ 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 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. 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. Данные табл. 10.1 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

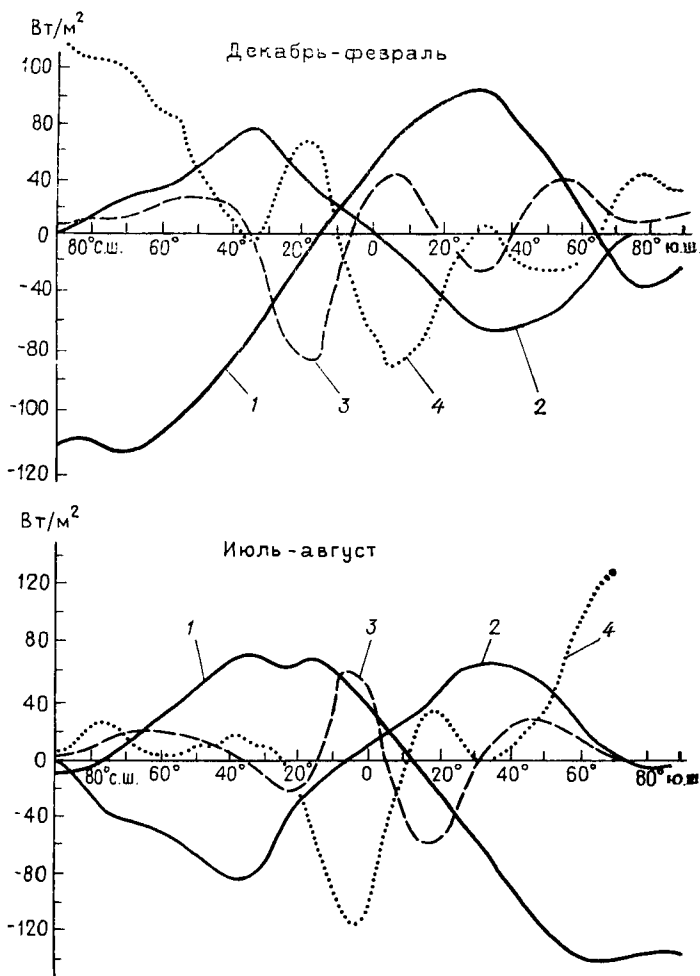


Рис. 10.3. Средние широтные величины составляющих теплового баланса системы «Земля — атмосфера» (по Г. Н. Витвицкому):

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

ные — 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 $Q_{\text{ф}}^{\text{н}}$.

Радиационный баланс поверхности на территории СССР изменяется от нуля на самых дальних арктических островах до

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	%	

Г. Загорск (Московская область)

<i>R</i>	120,2	+100	—8,8	—81	Разнотравно-клеверный луг, супесь
<i>LE</i>	89,6	—75	2,0	—19	
<i>p</i>	23,5	—19	—7,9	+73	
<i>B</i>	7,1	—6	—2,9	+27	
<i>Q_Ф^{сн}</i>			0	0	

Г. Воркута (Северо-Восток европейской территории СССР)

<i>R</i>	46,0	+100	—6,7	—76	Кочковато-ерниковая тундра, тяжелый суглинок
<i>LE</i>	18,4	—40	0	0	
<i>p</i>	20,9	—45	0,8	—10	
<i>B</i>	6,7	—15	—8,8	+100	
<i>Q_Ф^{сн}</i>			1,3	—14	

Пос. Соленый (север Западной Сибири)

<i>R</i>	58,6	+100	—19,2	—79	Мохово-лишайниковая закочкаренная тундра, суглинок и супесь
<i>LE</i>	28,1	—48	5,0	—21	
<i>p</i>	23,4	—40	—14,2	+59	
<i>B</i>	7,1	—12	—10,0	+41	
<i>Q_Ф^{сн}</i>			0	0	

Г. Якутск (Центральная Якутия, долина Лены)

<i>R</i>	88,7	+100	—7,9	—76	Злаково-разнотравный луг, супесь
<i>LE</i>	25,5	—29	2,1	—20	
<i>p</i>	57,8	—65	—0,8	+8	
<i>B</i>	5,4	—6	—9,6	+92	
<i>Q_Ф^{сн}</i>			0,4	—4	

200 кДж/см² в предгорьях Средней Азии. В горах Северо-Востока СССР 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 территории СССР. На европейском арктическом побережье (пос. Амдерма) и на северо-востоке европейской территории СССР он составляет около 15 % величины R , на севере Западной Сибири — 12 %, а в Центральной Якутии — 10 %. В Забайкалье и на юге Средней Сибири суммарный теплоток в почву составляет 7 %, в пустынных районах Средней Азии — 2—4 % величины R .

Остановимся на особенностях циркуляции атмосферы на территории СССР, 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 меридианальный 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 блокирующие процессы и арктические вхождения.

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 СССР, обуславливающие смещения к северу сумм поглощенной радиации, величин эффективного излучения и радиационного баланса, температурных зон и др. Арктические же вхождения наиболее часто прослеживаются в Восточной Сибири. Эти процессы также ослабляют зональную циркуляцию и сопровождаются продвижением в умеренные широты высотных холодных ложбин. Почти постоянное присутствие высотных ложбин представляет основную особенность атмосферной циркуляции, участвующей в формировании радиационно-теплового режима азиатской части СССР. 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 высотнопоясный 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». Особенно 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, Тайкан, Альский 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 СССР. Меридианальные 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 меридианальном направлениях относительно мест их зарождения, вызывает колебания температуры и влажности воздуха. Одновременно происходит трансформация 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 СССР, Казахстана и в Средней Азии (более половины радиационного баланса тратится на нагревание атмосферы). Однако преобладание северных ветров летом на севере европейской территории СССР, в Западной Сибири и Казахстане 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 СССР формируется главным образом под влиянием циркуляции атмосферы, так как поступление солнечной радиации резко падает. Роль радиационного фактора зимой прояв-

ляется в радиационном выхолаживании поверхности (за счет эффективного излучения), которое приводит к тому, что на одних и тех же широтах на европейской территории СССР теплее, чем на востоке Западной Сибири, в Средней и Восточной Сибири и на Дальнем Востоке. Это различие может достигать 10°C. Причина заключается в том, что циклоническая деятельность на европейской территории СССР и северо-западе Западной Сибири обуславливает 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 СССР 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 СССР отражают такие условия теплообмена поверхности почвы с атмосферой, которые обуславливают существование и формирование многолетнемерзлых пород. На севере европейской части СССР, 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 в 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 секторальными и долготными различиями являются основными факторами в дифференциации радиационно-теплового режима земной поверхности, постольку и в дифференциации температурного режима пород, а следовательно, и в площадной дифференциации сезонно- и многолетнемерзлых пород прослеживаются эти же закономерности глобального характера.

СЕЗОННОЕ ПРОМЕРЗАНИЕ И ПРОТАИВАНИЕ ГОРНЫХ ПОРОД

§ 1. Формирование слоя сезонного промерзания и протаивания пород

Сезонное протаивание, по В. А. Кудрявцеву, представляет собой оттаивание сверху мерзлых пород, имеющих среднюю годовую температуру ниже 0°C . Слой сезонного протаивания всегда подстилается многолетнемерзлыми породами, а его мощность определяется теплооборотами в слое, идущими при положительных температурах пород. Сезонное промерзание — это процесс промерзания сверху талых пород, имеющих среднегодовую температуру выше 0°C . Слой 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 $A_0 > |t_{\text{ср}}^{\text{п}}|$. С этим 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 тепловых потоков, проходящих через эту поверхность. Породы сезонноталого 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 [3], что промерзание снизу оттаявшего слоя может начинаться позднее, чем сверху (при $t_{\text{ср}}$ пород от $-0,5$ до -4°C), одновременно сверху и снизу (при $t_{\text{ср}}$ пород от -4 до -5°C) или проявляться раньше, чем сверху

(при $t_{\text{ср}}$ многолетнемерзлых пород ниже -5°C). При этом чем ниже среднегодовые температуры пород и выше температуры промерзания на поверхности, тем большая часть сезонноталого слоя промерзает снизу. В естественных условиях при $t_{\text{ср}}$ от -7 до -10°C снизу промерзает обычно 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 обуславливает миграцию влаги к

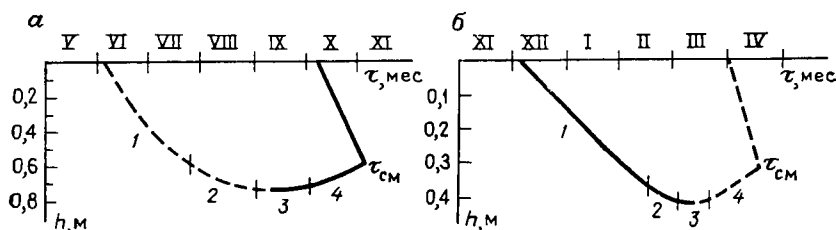


Рис. 11.1. Динамика глубины сезонного оттаивания (а) и промерзания (б) грунта:

1—4 — участки: 1 — быстрого оттаивания (промерзания), 2, 3 — соответственно замедленного и относительно стабильного положения фронта оттаивания (промерзания), 4 — промерзания (оттаивания) снизу; $\tau_{\text{см}}$ — момент смыкания

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 $\tau_{\text{см}}$) 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°C , 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 теплотока из нижележащих талых (немерзлых) пород, т. е. значением положительной среднегодовой температуры пород. Чем она выше, тем большая часть слоя сезонного промерзания оттаит снизу. В южных и многоснежных районах, в частности, на Сахалине, юге Украины, Кавказе, в Крыму, в Средней Азии, сезонномерзлый слой пород протаивает преимущественно снизу. Таким образом, при протаивании сезонномерзлого слоя формируются два фронта оттаивания, т. е. две границы раздела «талый — мерзлый грунт». Полное протаивание этого слоя происходит в случае смыкания этих двух фронтов, что наблюдается обычно в конце весны — начале лета (см. рис. 11.1,б).

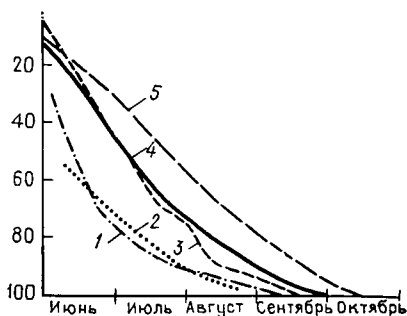
Скорость движения фронтов при промерзании и протаивании зависит от многих факторов. Скорость протаивания $\xi'_{\text{от}}$ и промерзания $\xi'_{\text{пр}}$ сверху определяется прежде всего температурным режимом на поверхности пород. Чем быстрее повышается (для $\xi'_{\text{от}}$) или понижается (для $\xi'_{\text{пр}}$) температура во времени и чем больше амплитуда этих изменений, тем быстрее и глубже продвигается фронт от поверхности в глубь пород. Эта скорость весьма существенно зависит от теплофизических свойств пород и прежде всего от величины $Q_{\text{ф}}$. Чем больше $Q_{\text{ф}}$ (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 как промерзания, так и 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°C вариации глубины сезонного оттаивания в одной точке составляют не более десятка сантиметров. В Подмоскovie, 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 мерзлотометрами различных 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 глуби-

Рис. 11.2. Кривые интенсивности протаивания пород для различных районов области распространения многолетнемерзлых пород:

1 — Среднеколымск; 2 — Якутск; 3 — Норильск; 4 — Анадырь; 5 — Салехард



нах оттаивания на различные моменты времени ξ_t , 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. Пиккулевича). Для этого строятся корреляционные зависимости интенсивности сезонного протаивания (промерзания) пород во времени τ ($I_{от} = \xi_t / \xi_{от} \cdot 100 \%$). 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_t 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.

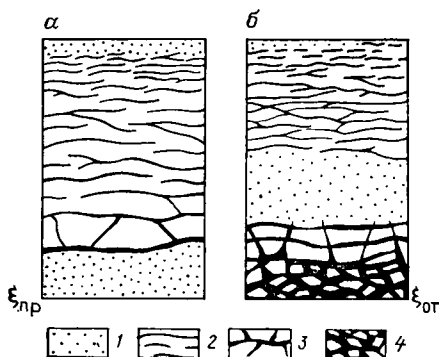
Несмотря на значительную ослабленность химических и микробиологических процессов в слое сезонного оттаивания по сравнению со слоем сезонного промерзания, почвы криолитозоны имеют достаточно большой поглощающий комплекс, в них отмечается наличие вторичных минералов, протекают процессы оглеения, вызывающие 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 сезонноталого 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 ϵ , где скорость промерзания уменьшается, формируются более благоприятные условия для миграционного льдовыделения и здесь образуются шлировые криогенные текстуры, ледяные прослои в которых, несколько утолщаясь, разрезаются с глубиной (см. рис. 8.3). 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 среднегодовых 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 — в среднем) ярусе наблюдаются шлировые текстуры и повышенная льдистость пород.

Рис. 11.3. Типичное криогенное строение пород слоев сезонного промерзания $\xi_{\text{пр}}$ (а) и оттаивания $\xi_{\text{от}}$ (б):

1—4 — криогенные текстуры (1 — массивная, 2 — слоистая, 3 — сетчатая, 4 — атакситовая)



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 (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 [17], промерзание сезонноталого слоя снизу обусловлено полугодовыми теплооборота-ми, проходящими через его подошву:

$$Q = |t_{\text{ср}}| \sqrt{2\lambda TC/\pi}. \quad (11.1)$$

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 протаивания. При осредненных для мерзлых пород значениях λ и C значение Q равно $|t_{\text{ср}}| \cdot 6285$ кДж/м². Известно, что каждая 1000 кДж/м² при промерзании снизу может обеспечить образование прослоя льда мощностью 0,3 см. С учетом этого при $t_{\text{ср}} = -10^\circ\text{C}$ максимальная толщина ледяного прослоя теоретически может достигать 15—20 см, при $t_{\text{ср}} = -5^\circ\text{C}$ — 7,5—10 см, а при $t_{\text{ср}} = -1^\circ\text{C}$ 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.

§ 2. Типы сезонного промерзания и 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 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 протаивания горных пород по четырем определяющим признакам: 1) средней годовой температуре пород $t_{\text{ср}}$; 2) годовой амплитуде температуры на их поверхности A_0 ; 3) составу пород сезонноталого или сезонномерзлого слоев; 4) влажности этих пород. Главнейшей особенностью

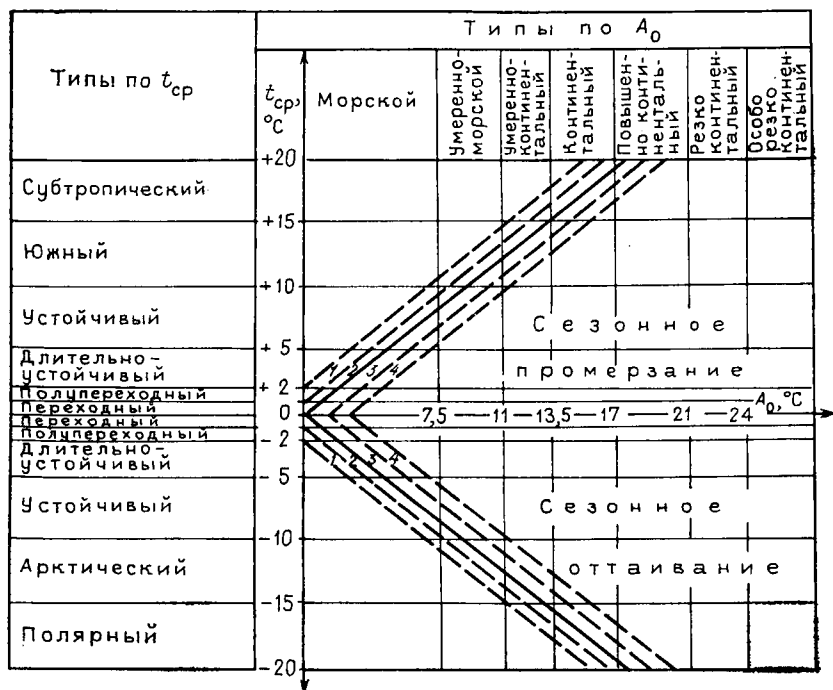


Рис. 11.4. Классификация типов сезонного промерзания и протаивания пород по среднегодовым температурам и амплитудам температур на поверхности (по В. А. Кудрявцеву):

1—4 — типы сезонного промерзания и оттаивания, появляющиеся эпизодически (1) и периодически (2); исчезающие периодически (3) и эпизодически (4)

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 среднепогодных 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 многолетне-мерзлых пород. Эти показатели легко изучаются в природных условиях и картируются как в крупном, так и в мелком масштабах. Последние два признака являются геологическими и обуславливают 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°C . Дальнейшее подразделение сезон-

ного 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°C . Вследствие короткопериодных колебаний климата и случайных отклонений среднегодовой температуры пород от ее среднееголетнего значения на юге криолитозоны наблюдаются периодические переходы среднегодовой температуры пород через 0°C в пределах ее значений от $+1$ до -1°C и эпизодические в диапазоне значений от $+2$ до -2°C . Поэтому в классификации по среднегодовой температуре выделены соответственно переходный и полупереходный типы сезонного промерзания и оттаивания пород (рис. 11.4). Переход среднегодовых температур пород из диапазона $+2$ — $+5^{\circ}\text{C}$ в отрицательные или из диапазона -2 — -5°C 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 $+10^{\circ}\text{C}$ и от -5 до -10°C 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°C переход одного процесса в другой практически невозможен. Поэтому тип сезонного промерзания пород с $t_{\text{ср}}$ от $+10$ до $+15^{\circ}\text{C}$ назван южным, от $+15$ до $+20^{\circ}\text{C}$ — субтропическим и выше $+20^{\circ}\text{C}$ — тропическим, а тип сезонного протаивания пород с $t_{\text{ср}}$ от -10 до -15°C — арктическим и от -15 до -20°C — полярным.

По амплитуде колебания температуры на поверхности пород, величина которой зависит от континентальности климата, выделяются следующие типы сезонного промерзания и протаивания: 1) морской тип с амплитудами менее $7,5^{\circ}\text{C}$, свойственный морским побережьям умеренных широт; 2) умеренно-морской с амплитудами от $7,5$ до 11°C , характерный для северных морских побережий; 3) умеренно-континентальный с амплитудами температур от 11 до $13,5^{\circ}\text{C}$, встречающийся, например, в европейской части СССР; 4) континентальный с амплитудами от $13,5$ до 17°C , свойственный, например, Западно-Сибирской низменности; 5) повышено-континентальный с амплитудами от 17 до 21°C , характерный, например, для Среднесибирского плоскогорья; 6) резко континентальный с амплитудами от 21 до 24°C (во внутренних районах Среднесибирского плоскогорья и на севере Казахстана); 7) особо резко континентальный с амплитудами свыше 24°C , встречающийся во впадинах Северо-Востока СССР и Забайкалья.

Всего по $t_{\text{ср}}$ и A_0 выделяется 85 географических типов сезонного промерзания и оттаивания пород, подчиняющихся широтной зональности теплообмена на их поверхности. Если же не-

устойчивые восемь типов подразделить в зависимости от континентальности климата, то число их 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 $W_{\text{ест}} < W_{\text{нз}}$ характеризуется полным отсутствием фазовых переходов воды при охлаждении пород ниже 0°C (как такового промерзания или протаивания при этом происходить не будет). В последующих трех градациях фазовые переходы возрастают от 0 при $W_{\text{ест}} = W_{\text{нз}}$ до максимальной величины при $W_{\text{ест}} = W_{\text{п}}$. 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) $W_{\text{нз}} < W_{\text{ест}} < W_{\text{нз}} + \frac{1}{3}(W_{\text{п}} - W_{\text{нз}})$;

б) $W_{\text{нз}} + \frac{1}{3}(W_{\text{п}} - W_{\text{нз}}) < W_{\text{ест}} < W_{\text{нз}} + \frac{2}{3}(W_{\text{п}} - W_{\text{нз}})$;

в) $W_{\text{нз}} + \frac{2}{3}(W_{\text{п}} - W_{\text{нз}}) < W_{\text{ест}}$,

где $W_{\text{ест}}$ — естественная влажность грунта, определенная на момент начала промерзания или протаивания; $W_{\text{нз}}$ — количество незамерзшей воды; $W_{\text{п}}$ — полная влагоемкость.

Каждый выделенный тип сезонных промерзания и протаивания, по классификации В. А. Кудрявцева, имеет свое наименование, в котором отражены его основные классификационные черты: например, арктический повышено-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.

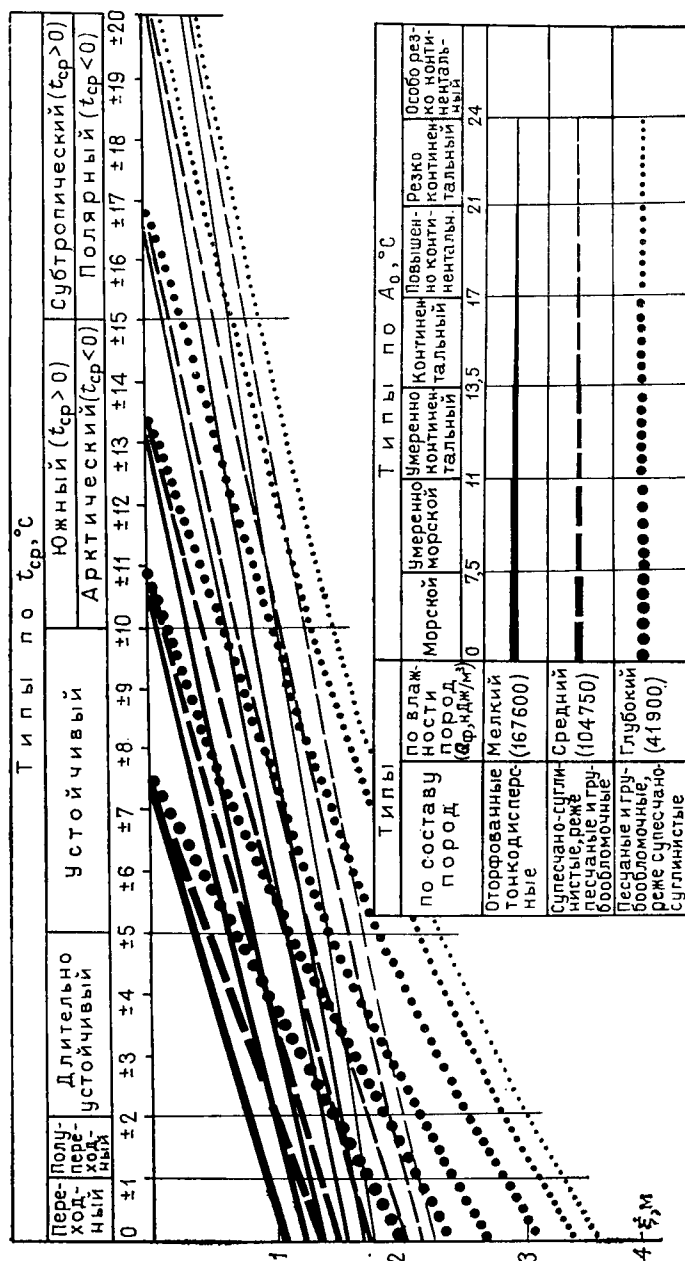


Рис. 11.5. Ориентировочные глубины сезонного оттаивания (промерзания) пород в наиболее типичных грунтовых условиях при различных t_{cp} и A_0

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_{cp} , 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 слоя. Следовательно,

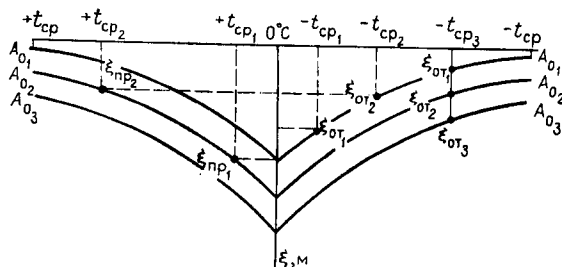


Рис. 11.6. Изменение глубины сезонного промерзания $\xi_{пр}$ и оттаивания $\xi_{от}$ пород в зависимости от их среднегодовых температур t_{cp} и амплитуд температур A_0 на поверхности этих пород ($A_{01} < A_{02} < A_{03}$)

зная характер изменения природных условий и определив изменения основных (четырёх) 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 протаивания. Качественное же влияние классификационных показателей (t_{cp} 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_{cp} 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 переходы 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.

§ 3. Влияние ландшафтно-климатических факторов на температурный режим и глубины сезонного промерзания и протаивания пород

Классификация типов сезонного промерзания и 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. Так, например, из-

менение 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_f . 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). Так, поскольку температура воздуха понижается с увеличением высоты местности примерно на $0,4—0,6^\circ\text{C}$ на каждые 100 м, в соответствии 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 покрове). Летнее же нагревание солнечными лучами оказывается более сильным на южных склонах. В связи с этим на северных склонах глубина оттаивания $\xi_{от}^c$ существенно меньше, чем на склонах южной экспозиции $\xi_{от}^{ю}$, т. е. всегда $\xi_{от}^c < \xi_{от}^{ю}$.

Исключение составляют лишь районы высоких (заполярных) широт, где $\xi_{от}^c \approx \xi_{от}^{ю}$, 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 ($\xi_{пр}^c \approx \xi_{пр}^{ю}$).

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°), 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 затушевает 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 меридианальную секториальность по степени континентальности климата. При движении от побережья в глубь материка повышается максимальная и понижается минимальная среднемесячные температуры 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 СССР — 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, альbedo снега значительно выше альbedo 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 среднесуточная температура поверхности снега может быть ниже среднесуточной температуры воздуха на $0,5\text{--}2^\circ\text{C}$.

В то же время снежный покров, обладающий малой теплопроводностью (коэффициент теплопроводности снега изменяется в пределах $0,12\text{--}0,46\text{ Вт/(м}\cdot\text{К)}$ и в 5—10 раз меньше теплопроводности минерального 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°C . Поэтому при достаточной мощности снежного покрова среднегодовая температура поверхности почвы может быть положительной при низких (до минус $6\text{--}8^\circ\text{C}$) 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 альbedo. 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, а в некоторых случаях может приводить и к изменению влажности пород.

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 K составит $0,36 \cdot 10^{-3} \text{ м}^2/\text{ч}$, при $\rho = 150 \text{ кг/м}^3$ — $K = 0,72 \cdot 10^{-3} \text{ м}^2/\text{ч}$, при $\rho = 225 \text{ кг/м}^3$ — $K = 1,08 \cdot 10^{-3} \text{ м}^2/\text{ч}$, при $\rho = 300 \text{ кг/м}^3$ — $K = 1,44 \cdot 10^{-3} \text{ м}^2/\text{ч}$, при $\rho = 380 \text{ кг/м}^3$ — $K = 1,8 \cdot 10^{-3} \text{ м}^2/\text{ч}$. Рыхлый снег, вследствие малой температуропроводности и теплопроводности, оказывает большее отепляющее влияние на температурный режим грунтов, чем уплотненный.

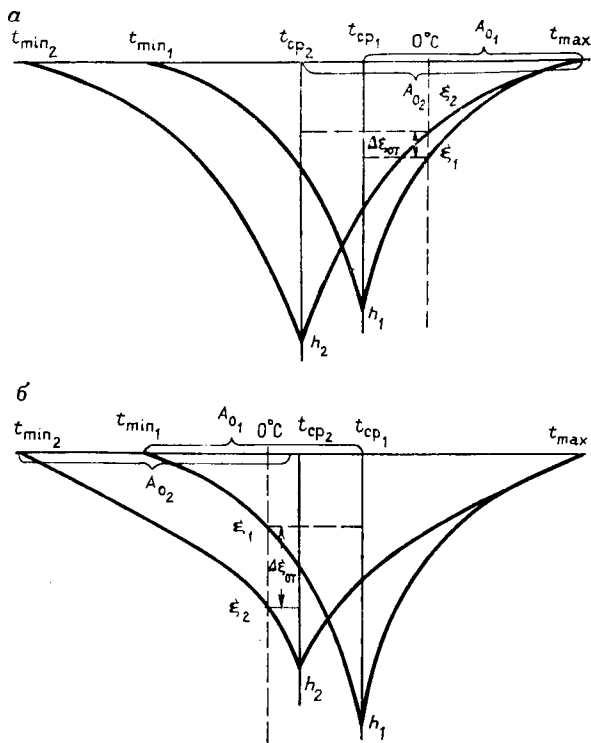
В работах В. А. Кудрявцева выявлена зависимость влияния снежного покрова на величины теплооборотов — количества тепла, проходящего через поверхность почвы за полупериоды нагревания и охлаждения. Чем больше теплообороты почвы, тем (при прочих равных условиях) в большей степени проявляется влияние снежного 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°C (т. е. вблизи южной границы многолетнемерзлых пород), при максимальной континентальности климата и при больших влажностях пород сезоннооттаивающего и сезоннопромерзающего слоев.

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 $t_{\text{ср}}$ (за исключением тех случаев, когда снег оказывает охлаждающее влияние). Увеличение A_0 однозначно сказывается и на глубинах сезонного протаивания $\xi_{\text{от}}$, и на глубинах сезонного промерзания $\xi_{\text{пр}}$ ($\xi_{\text{от}}$ и $\xi_{\text{пр}}$ всегда увеличиваются). Иначе сказывается понижение $t_{\text{ср}}$: в области многолетнемерзлых пород оно приводит к уменьшению $\xi_{\text{от}}$, а в области немерзлых и талых пород наоборот — к увеличению $\xi_{\text{пр}}$. Таким образом, в первом случае влияние изменений A_0 и $t_{\text{ср}}$ при удалении снега (уменьшении его высоты) компенсируется их разнонаправленностью и сказывается весьма незначительно на глубине $\xi_{\text{от}}$ (см. рис. 11.7, а), а во втором — влияния суммируются и глубина $\xi_{\text{пр}}$ изменяется весьма существенно (см. рис. 11.7, б).

Влияние растительного покрова на температурный режим пород и глубину сезонного промерзания и протаивания имеет несколько аспектов. Так, растительный покров изменяет отража-

Рис. 11.7. Схема влияния снежного покрова на глубины сезонных оттаивания (а) и промерзания (б) пород (по С. Ю. Пармузину):

t_{cp1} , A_{01} , 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_{cp2} , A_{02} , ξ_2 , h_2 — те же характеристики после снятия снежного покрова; $\Delta\xi_{от}$, $\Delta\xi_{пр}$ — изменение глубины сезонного оттаивания и промерзания



тельную способность подстилающей поверхности, поглощает солнечную энергию, испаряет влагу во всем своем объеме, турбулизует воздушный поток выше уровня развития биомассы и, наоборот, создает застой воздуха в ней. 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 труднее, 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 продолжительности летнего и зимнего сезонов, континентальности климата, высоты снежного покрова, влажности подстилающей почвы и др., т. е. от целого ряда факторов и условий, определяющих роль растительного покрова в теплообмене между поверхностью почвы и атмосферой, с одной стороны, и между поверхностью почвы и подстилающими почвами и горными породами — с другой.

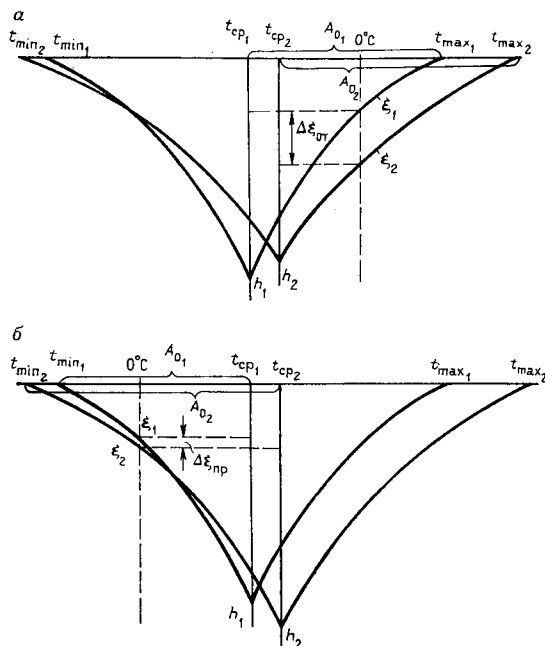


Рис. 11.8. Схема влияния растительного покрова на глубину сезонного оттаивания (а) и промерзания (б) пород (по С. Ю. Пармузину):

t_{cp1} , A_{01} , 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_{cp2} , A_{02} , ξ_2 , h_2 — те же характеристики при удалении растительного покрова; $\Delta\xi_{от}$, $\Delta\xi_{пр}$ — изменения глубин сезонных 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_{cp} зависят от новых значений t_{min} и t_{max} . Если $\Delta t_{max} > |\Delta t_{min}|$, то очевидно, что t_{cp} повышается. В области сезонного протаивания (см. рис. 11.8, а) и возрастание A_0 , и повышение t_{cp} 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_{cp} как бы компенсирует это влияние. В итоге $\xi_{пр}$ увеличивается весьма незначительно, что хорошо видно на рис. 11.8. Известно, однако, что в северных районах криолитозоны, где высота снега невелика (0,2—0,3 м), растительный покров оказывает отопляющее 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

сти почвы, что способствует уменьшению летнего прогрева поверхности по сравнению с открытыми участками, задерживает снеготаяние. По данным теплобалансовых наблюдений, выполненных А. В. Павловым в районах городов Якутск, Игарка, пос. Сырдах, альbedo 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 г. Загорске, где среднегодовая температура поверхности почвы в еловом лесу оказалась на 2°C ниже, чем на открытом участке. В Центральной Якутии разность среднегодовых температур пород в лесу и на открытом участке составляет $1\text{--}2^{\circ}\text{C}$. В Западной Сибири, вблизи южной границы криолитозоны, острова мерзлых пород приурочены к смешанным и темнохвойным лесам с сомкнутостью крон $0,7\text{--}0,8$.

Травяной покров в меньшей степени изменяет теплообмен и температурный режим поверхности почвы с атмосферой. Суммарное тепловое влияние травянистой растительности на $t_{\text{ср}}$ пород может быть как обогревающим, так и охлаждающим, но не превышает долей градуса. Также незначительно сокращается и амплитуда среднемесячных температур. Значительно более существенным оказывается влияние напочвенных покровов (моховых, мохово-лишайниковых, лишайниковых, мохово-торфяных), которые, 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 натуральных наблюдений коэффициент теплопроводности мохово-лишайниковых покровов в талом состоянии составляет $0,1—0,7 \text{ Вт/(м·К)}$, 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 вследствие 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 $t_{\text{ср}}$ пород. В зависимости от разницы коэффициентов теплопроводности моховых покровов в талом и мерзлом состояниях, продолжительности летнего и зимнего периодов, мощности снега и т. д. моховые покровы могут оказывать как охлаждающее, так и обогревающее влияние. При этом следует учитывать, что повышение средnezимней (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 $5—6^{\circ}\text{C}$ 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 $t_{\text{ср}}$ пород на $0,5—1^{\circ}\text{C}$. Поэтому здесь даже при положительной среднегодовой 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 $0,23—0,93 \text{ Вт/(м·К)}$, в мерзлом — $0,93—1,28 \text{ Вт/(м·К)}$. 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 пре-

пятствовать 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

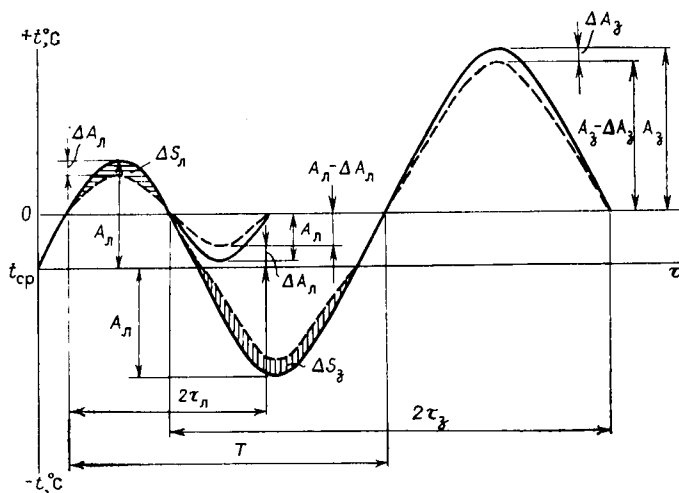


Рис. 11.9. Схема разложения хода температур на поверхности покрова (приведенного к гармоническому) на два простых гармонических колебания с периодами, равными удвоенной продолжительности холодного ($2\tau_z$) и теплого ($2\tau_l$) периодов года

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 $\Delta t_{срв}$ и сокращение годовой амплитуды колебания температур воздуха ΔA_v за счет воздействия различного рода напочвенных покровов, существующих в течение теплого τ_l или холодного τ_z 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_v) разбивается на два условных гармонических колебания температуры, происходящих около 0°C с периодами $2\tau_l$ и $2\tau_z$ и с амплитудами колебания летних и зимних температур, равных соответственно $A_{вл}$ и $A_{вз}$ (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 $\Delta A_{\text{л}}$ и холодный $\Delta A_{\text{з}}$ периоды года:

$$\Delta A_{\text{л}} = A_{\text{в.л}} \left(1 - e^{-z \sqrt{\frac{\pi}{K_{\text{т}}^2 \tau_{\text{л}}}}} \right), \quad A_{\text{в.л}} = A_{\text{в}} + t_{\text{ср.в}}; \quad (11.2)$$

$$\Delta A_{\text{з}} = A_{\text{в.з}} \left(1 - e^{-z \sqrt{\frac{\pi}{K_{\text{м}}^2 \tau_{\text{з}}}}} \right), \quad A_{\text{в.з}} = A_{\text{в}} - t_{\text{ср.в}}, \quad (11.3)$$

где z — мощность покрова; $K_{\text{т}}$ и $K_{\text{м}}$ — коэффициенты теплопроводности исследуемого напочвенного покрова соответственно в талом и мерзлом состояниях; $\tau_{\text{л}}$ и $\tau_{\text{з}}$ — продолжительность существования соответственно положительных (за теплый или летний период года) и отрицательных (за холодный или зимний период года) температур воздуха. При расчете $A_{\text{в.л}}$ и $A_{\text{в.з}}$ значение $t_{\text{ср.в}}$ берется с учетом знака.

Зная значения $\Delta A_{\text{л}}$ и $\Delta A_{\text{з}}$, представляется несложным, с использованием площадей $\Delta S_{\text{л}}$ и $\Delta S_{\text{з}}$, найти истинное сокращение годовой амплитуды $\Delta A_{\text{в}}$ и изменение среднегодовой температуры воздуха $\Delta t_{\text{ср.в}}$, осуществляемое напочвенным покровом:

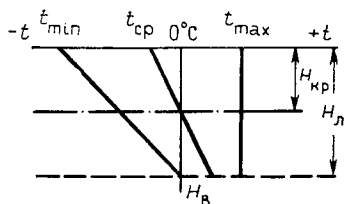
$$\Delta A_{\text{в}} = \frac{\Delta A_{\text{л}} \tau_{\text{л}} + \Delta A_{\text{з}} \tau_{\text{з}}}{T}; \quad (11.4)$$

$$\Delta t_{\text{ср.в}} = \frac{\Delta A_{\text{л}} \tau_{\text{л}} - \Delta A_{\text{з}} \tau_{\text{з}}}{T} \cdot \frac{2}{\pi}. \quad (11.5)$$

Предлагаемые зависимости для расчета $\Delta A_{\text{в}}$ и $\Delta t_{\text{ср.в}}$ показывают, что напочвенные покровы всегда уменьшают амплитуду колебания температуры, тогда как изменение значения среднегодовой температуры $\Delta t_{\text{ср.в}}$ может быть как положительным (охлаждающее влияние), так и отрицательным (отепляющее влияние) в зависимости от того, какое из воздействий является преобладающим: охлаждающее летом ($\Delta A_{\text{л}} \tau_{\text{л}}$) или отепляющее зимой ($\Delta A_{\text{з}} \tau_{\text{з}}$). В случае существования покрова в течение не всего года, а лишь в течение теплого или холодного периода года, что характерно, например, для снежного покрова, формулы (11.4) и (11.5) упрощаются, поскольку член $\Delta A_{\text{л}} \tau_{\text{л}}$ становится равным 0.

Используя зависимости (11.4) и (11.5), можно осуществить переход от среднегодовых температур $t_{\text{ср.в}}$ и амплитуд колебания температур $A_{\text{в}}$ воздуха (которые измеряют на метеостанциях на высоте 2 м) к значениям $t_{\text{ср}}$ и A , существующим на дневной поверхности. Для этого достаточно в наиболее теплый месяц лета и в наиболее холодный месяц зимы определить разницу в среднемесячных (или среднедекадных) значениях температуры на высоте 2 м и на дневной поверхности, т. е. по существу опытным путем найти значения $\Delta A_{\text{л}}$ и $\Delta A_{\text{з}}$ и, подставив в выражения (11.4) и (11.5) величины $\tau_{\text{л}}$ и $\tau_{\text{з}}$, вычислить значения $\Delta A_{\text{в}}$ и $\Delta t_{\text{ср.в}}$ при переходе от 2-метровой высоты к дневной поверхности. Подобным образом может быть учтено влияние на

Рис. 11.10. Схема распределения минимальных, максимальных и среднегодовых температур в водоеме



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 уменьшению 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 озер H_v превышает максимальную мощность льда H_l , 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 с меньшей возможной в данном районе толщиной 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°C . Эта глубина названа В. А. Кудрявцевым критической $H_{\text{кр}}$. При глубине водоема $H_{\text{в}}$ менее критической ($H_{\text{в}} < H_{\text{кр}}$) среднегодовая температура донных отложений ниже 0°C , они находятся в многолетнемерзлом состоянии и лишь летом оттаивают на некоторую глубину, т. е. наблюдается сезонное протаивание донных отложений. При глубинах водоемов, лежащих в диапазоне от критической $H_{\text{кр}}$ до глубины, равной максимальной мощности льда $H_{\text{л}}$, т. е. при $H_{\text{кр}} < H_{\text{в}} < H_{\text{л}}$, 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 зональная и критическая глубина водоемов. Так, по данным расчетов в Западной Сибири, вблизи южной границы области распространения многолетнемерзлых пород $H_{\text{кр}}$ составляет 0,2—0,3 м. К северу $H_{\text{кр}}$ закономерно возрастает и на полуостровах Ямал, Гыдан достигает 1,6 м.

Если допустить, что глубина водоема $H_{\text{в}}$ соизмерима с максимальной толщиной льда $H_{\text{л}}$, то температурный режим донных отложений можно определить, используя схему В. А. Кудрявцева (см. рис. 11.10). На этом рисунке t_{min} и $t_{\text{ср}}$ 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, среднегодовая температура поверхности донных отложений на глубине водоема ($H_{\text{в}}$)

$$t_{\text{ср}} = 1/2 [t_{\text{max}} + (1 - H_{\text{в}}/H_{\text{л}}) t_{\text{min}}]. \quad (11.6)$$

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. По-

ступление в породы теплых или холодных воздушных или водяных потоков может приводить к их отоплению 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 — абликации).

Наиболее часто в природных условиях перенос тепла в породе 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 $\Delta t_{\text{ср}}$ на подошве слоя сезонного промерзания (протаивания) за счет инфильтрующихся летних осадков В. А. Кудрявцевым [17] была предложена приближенная формула:

$$\Delta t_{\text{ср}} = \frac{V t_{\text{ос}} \xi}{\lambda_{\text{пр}} T}, \quad (11.7)$$

где V — количество летних осадков, инфильтрующихся в грунт, кг/м²; $t_{\text{ос}}$ — их среднелетняя температура, °С; ξ — глубина сезонного промерзания или протаивания, м; T — время (год = 8760 ч); $\lambda_{\text{пр}}$ — приведенный коэффициент теплопроводности, равный осредненному (средневзвешенному за год) значению коэффициентов в их мерзлом $\lambda_{\text{м}}$ и талом $\lambda_{\text{т}}$ состояниях, кДж/(м·ч·°С).

По данным расчетов инфильтрация летних атмосферных осадков может приводить к повышению среднегодовой температуры грунтов на 1,5—2°С. Причем этот эффект будет наибольший 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 обогревающим фактором служит конденсация водяных паров. Так, в южной части криолитозоны влияние конденсации водяных паров на повышение $t_{\text{ср}}$ пород может быть

оценено до 2 °С, в северной — существенно меньше, а на высоких водоразделах и в арктической зоне оно практически не прослеживается.

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 возведении тепловыделяющих сооружений. При этом влияние хозяйственной деятельности человека на температурный режим и глубины сезонного промерзания и протаивания пород неуклонно возрастает в связи с ускорением темпов 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

§ 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, отступления 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 — а гра д а ц и о н н о й, 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 в соответствии с изменением комплекса природных условий, влияющих на ход теплообмена между атмосферой и верхними слоями литосферы. Таким образом, динамика и история развития криосферы Земли самым 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. В случае перехода температуры через 0°C 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 так далее. Длина периода колебаний температуры изменяется в очень 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

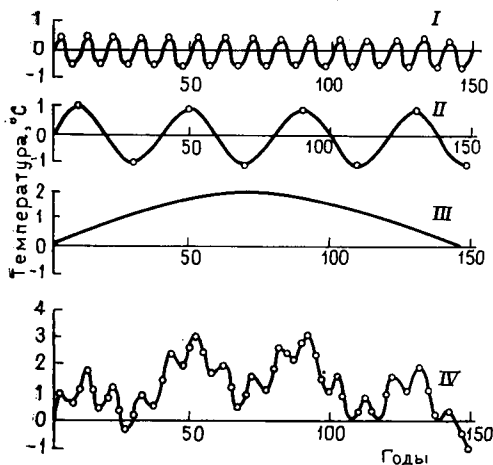


Рис. 12.1. Колебания температуры поверхности с периодами и амплитудами (по В. А. Кудрявцеву): *I* — $T_1 = 10$ лет, $A_1 = 0,5^\circ\text{C}$; *II* — $T_2 = 40$ лет, $A_2 = 1^\circ\text{C}$; *III* — $T_3 = 300$ лет, $A_3 = 2^\circ\text{C}$; *IV* — результирующая кривая при их наложении друг на друга

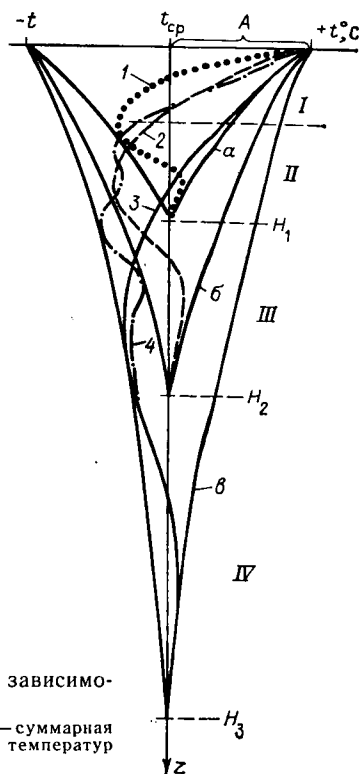


Рис. 12.2. Затухание амплитуд с глубиной в зависимости от периода колебаний температур:

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

граничные условия, позволяющие анализировать с теплофизических позиций условия возникновения и динамики мерзлых толщ, выражаются через следующие параметры: средняя многолетняя температура на поверхности мерзлой толщ $t_{\text{ср}}^{\text{мн}}$, амплитуда колебаний температуры на этой поверхности $A_{\text{мн}}$, а также период многолетних колебаний температур $T_{\text{мн}}$.

Ход изменения температуры на поверхности мерзлой толщ 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 ам-

плитудами, начиная от суточных и годовых до многолетних: $T_{мн_1} = 11$ лет; $T_{мн_2} = 40$ лет; $T_{мн_3} = 300$ лет; ...; $T_{мн_n} = 1800$ 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, например, 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 $T_{мн} = n \cdot 100\,000$ 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 лет до десятков и сотен тысяч лет) периодами.

При распространении этих колебаний в горных породах, как известно из первого закона Фурье (см. гл. 1, § 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 $T_{мн}$, 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. Достаточно наглядно это явление 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 колебание температуры с самым длинным периодом $T_{мн} = 300$ лет. 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, как 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 $T_{\text{мн}}^1 = 10$ лет вызывают деградацию мерзлых толщ, а колебания с периодами $T_{\text{мн}}^2 = 40$ лет и $T_{\text{мн}}^3 = 300$ 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

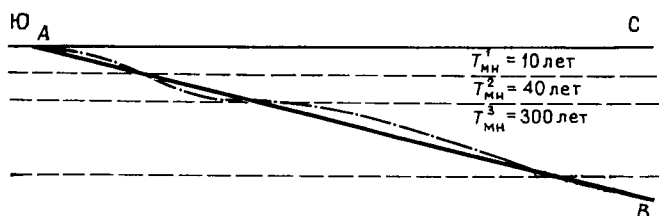


Рис. 12.3. Схема возможных изменений мощности мерзлых толщ с юга на север при наложении колебаний температур различных периодов (по В. А. Кудрявцеву)

мощности многолетнемерзлых пород. Во втором слое колебания с $T_{\text{мн}}^1 = 10$ 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 АВ, получается весьма специфический характер кривой изменения мощности мерзлых толщ с юга на север, изображенный пунктирной линией. Из этого же рисунка 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, 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 есть 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.

§ 2. Влияние граничных условий на формирование мощности и температурного режима мерзлых толщ

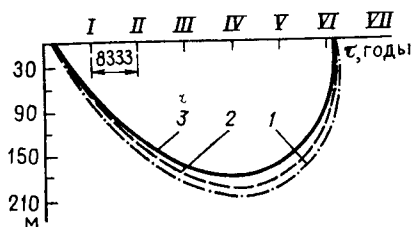
Глубина многолетнего промерзания $\xi_{\text{мн}}$ или мощность многолетнемерзлой толщи, сформировавшейся в результате гармонических колебаний температуры на ее поверхности, определяется верхними ($T_{\text{мн}}, A_{\text{мн}}, t_{\text{ср}}^{\text{мн}}$) и нижними (g) граничными условиями, а также литологическими особенностями: теплопроводностью λ , теплоемкостью C и влажностью пород W :

$$\xi_{\text{мн}} = f(A_{\text{ср}}^{\text{мн}}, t_{\text{ср}}^{\text{мн}}, T_{\text{мн}}, \lambda, C, Q_{\text{ф}}, g). \quad (12.1)$$

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

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 %.



пород развитие последних зависит от более сложного взаимодействия комплекса геологических и географических условий. Как следует из зависимости (1.35), глубина многолетнего промерзания оказывается прямо пропорциональной периоду колебания: $\xi_{\text{мн}} :: \sqrt{T}$, т.е. возрастает с увеличением длительности периода колебаний. Эта зависимость сохраняется при любых изменениях всех других параметров ($Q_{\text{ф}}, A_{\text{мн}}, t_{\text{ср}}^{\text{мн}}, \lambda, C$). При этом, как и в случае сезонного промерзания пород с $T = 1$ 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: $T_{\text{мн}} = 100\,000$ лет, $A_{\text{мн}} = 6^\circ\text{C}$, $t_{\text{ср}}^{\text{мн}} = 0^\circ\text{C}$, $g = 0,01^\circ\text{C}/\text{м}$, $\lambda = 2,89$ кДж/(м · ч · °C), $Q_{\text{ф}} = 99\,219$ кДж/м³ (рис. 12.4).

Полученные данные показывают, что мощность мерзлой толщи, формирующейся за счет 100 000-летних колебаний при указанных значениях теплофизических коэффициентов и влажности,

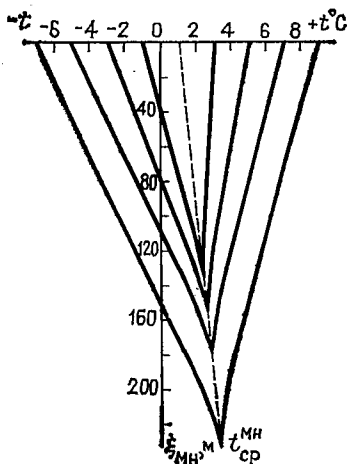


Рис. 12.5. Изменение мощности толщ многолетнемерзлых пород в зависимости от амплитуды многолетних колебаний температуры на поверхности при $t_{cp}^{MН} = 1^\circ\text{C}$ (по В. А. Кудрявцеву)

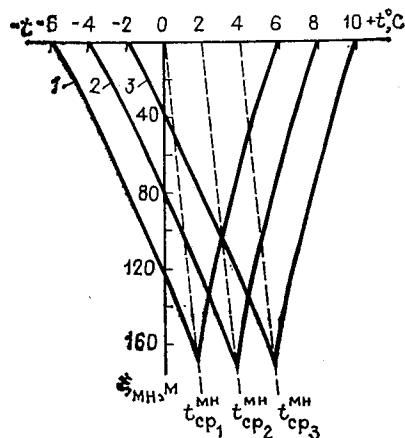


Рис. 12.6. Изменение мощности многолетнемерзлых толщ в зависимости от средней температуры пород за многолетний период колебаний температуры на поверхности (по В. А. Кудрявцеву):

1—3 — огибающие многолетних колебаний температур при $t_{cp}^{MН}$ соответственно равной 0; 2 и 4°C

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. Действительно, 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 $A_{MН}$ и средней за период $T_{MН}$ температуры $t_{MН}$ на глубину многолетнего промерзания пород с теплофизических позиций аналогично влиянию их на сезонное промерзание и протаивание.

Увеличение амплитуды колебания температур на поверхности $A_{MН}$ мерзлой толщи при фиксированном значении средней за период колебания температуры $t_{MН}$ 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 (1.45) и вычислений на ЭВМ при следующих входных параметрах: $T_{\text{мн}} = 100$ тыс. лет; $g = 0,01$ °C/м; $t_{\text{мн}} = 1$ °C; $\lambda = 2,89$ кДж/(м·ч·°C); $Q_{\text{ф}} = 52\,375$ кДж/м³. Согласно расчетам увеличение $A_{\text{мн}}$ на каждые 2 °C в диапазоне амплитуд от 2 до 8 °C приводит к нарастанию мощности мерзлой толщи на 43, 28 и 23 м соответственно.

Зависимость изменения мощности мерзлой толщи $\xi_{\text{мн}}$ от средней за период колебания температуры $t_{\text{мн}}$ 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 $t_{\text{мн}} = 0$ °C $\xi_{\text{мн}} = 130$ м; при $t_{\text{мн}} = 2$ °C $\xi_{\text{мн}} = 90$ м; при $t_{\text{мн}} = 4$ °C $\xi_{\text{мн}} = 45$ м. Таким образом, при увеличении средне-многолетней температуры на каждые два градуса в диапазоне $t_{\text{мн}}$ от 0 до 4 °C происходит сокращение мощности мерзлой толщи соответственно на 40 и 45 м.

Однако средняя за период колебания температура $t_{\text{мн}}$ на поверхности мерзлых пород сказывается не только на изменении мощности мерзлых толщ и их температурного режима, но в зависимости от знака и величины $t_{\text{мн}}$ и на формировании различных типов многолетнемерзлых толщ горных пород. Действительно, по соотношению средних $t_{\text{мн}}$, максимальных t_{max} и минимальных t_{min} температур на поверхности многолетнемерзлых пород за период $T_{\text{мн}}$ возможны, по В. А. Кудрявцеву, три типичных случая формирования многолетнемерзлых толщ (рис. 12.7, I): 1) $t_{\text{мн}} < 0$ °C и $A_{\text{мн}} < t_{\text{мн}}$; 2) $t_{\text{мн}} < 0$ °C и $A_{\text{мн}} > t_{\text{мн}}$; 3) $t_{\text{мн}} > 0$ °C и $A_{\text{мн}} > t_{\text{мн}}$.

В первом случае, когда $t_{\text{max}} < 0$ °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, Iа). 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 $t_{\text{max}} > 0$ °C $> t_{\text{мн}}$, 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 °C. В третьем случае, когда $t_{\text{min}} < 0$ °C $< t_{\text{мн}}$, развиваются периодически возникающие (в течение части периода $T_{\text{мн}}$) многолетнемерзлые толщи в пределах слоя $a - b$ (см. рис. 12.7, II, в). Этот случай характерен для южной зоны распространения мерзлых пород со среднегодовыми температурами, близкими к 0 °C.

При многолетнем промерзании горных пород, протекающем в течение длительного времени, существенно возрастает роль величины теплопотока из недр Земли, и следовательно, геотер-

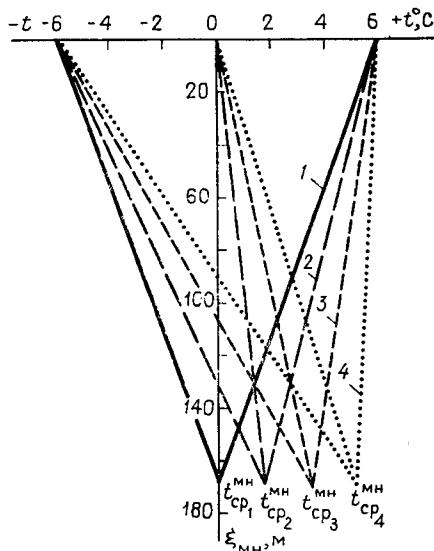
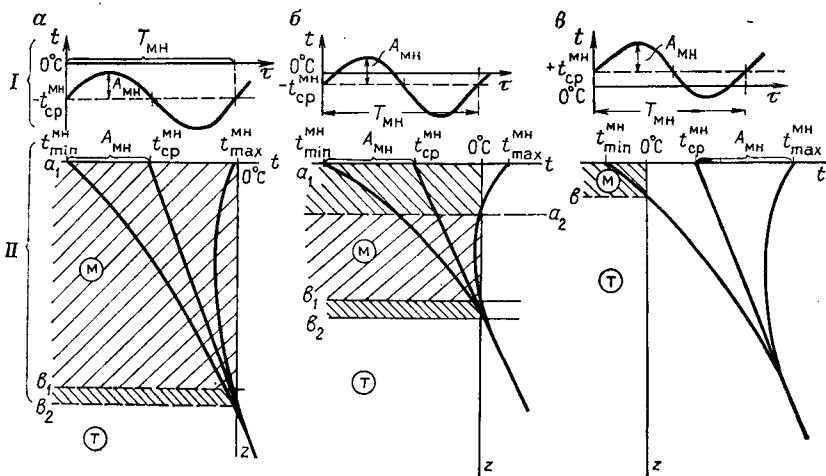


Рис. 12.7. Схема периодического изменения положения верхней и нижней границ многолетнемерзлой толщи при периодических изменениях температуры и различных значениях средних t_{cp} , максимальных t_{max} и минимальных t_{min} температур на поверхности (по В. А. Кудрявцеву)

Рис. 12.8. Изменение мощности толщ многолетнемерзлых пород в зависимости от величины геотермического градиента при $A_{MH} = 6^\circ\text{C}$ и $t_{cp}^{MH} = 0^\circ\text{C}$ (по В. А. Кудрявцеву):

1—4 — геотермический градиент, соответственно равный 0; 0,01; 0,02 и 0,03 $^\circ\text{C}/\text{м}$

мического 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_T , приходящего к этой границе из нижележащих талых пород, и теплового потока Q_M , отводимого от этой границы через мерзлые породы (рис. 12.8). Температура на самой границе раздела «таялая — мерзлая порода» оказывается всегда фиксированной и равняется 0°C . В том случае, когда $Q_M > Q_T$, происходят охлаждение и промерзание нижележащих талых пород. Граница многолетнего промерзания

($b_1 - b_2$) при этом движется вниз. Если же $Q_{\text{н}} < Q_{\text{т}}$, то происходят нагревание и оттаивание вышерасположенных мерзлых пород и нижняя граница многолетнемерзлых толщ b_2 подвигается вверх. При равенстве потоков тепла, т. е. при $Q_{\text{м}} = Q_{\text{т}}$, температурные условия на нижней границе мерзлой толщи будут стационарны, а граница окажется неподвижной. При этом несложно показать, что если $Q_{\text{м}} = \lambda_{\text{м}} \text{grad } t_{\text{м}} = \lambda_{\text{т}} \text{grad } t_{\text{т}} = Q_{\text{т}}$, то $\text{grad } t_{\text{м}} = (\lambda_{\text{т}}/\lambda_{\text{м}}) \text{grad } t_{\text{т}}$, т. е. градиенты температур в мерзлой толще вблизи ее нижней границы должны быть меньшими в сравнении с $\text{grad } t_{\text{т}}$ в нижележащих талых породах, поскольку чаще всего значения $\lambda_{\text{м}} > \lambda_{\text{т}}$.

Таким образом, мощность многолетнемерзлых толщ оказывается существенно зависящей от величины теплопотока снизу, т. е. от геотермического градиента в подстилающих талых породах $g_{\text{т}}$. Чем больше тепловой поток снизу, а следовательно, геотермический градиент, тем меньшей оказывается мощность мерзлой толщи. Расчетные оценки этого влияния (при $A_{\text{мн}} = 6^\circ\text{C}$, $t_{\text{ср}}^{\text{мн}} = 0^\circ\text{C}$, $\lambda = 2,89 \text{ кДж/(м} \cdot \text{ч} \cdot ^\circ\text{C)}$, $Q_{\text{ф}} = 52\,375 \text{ кДж/м}^3$, $T_{\text{мн}} = 100 \text{ тыс. лет}$) показывают, что при увеличении геотермического градиента от 0 до $0,03^\circ\text{C/м}$ мощность мерзлой толщи сокращается примерно в 1,5—2 раза (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 антеклиз) отмечаются самые малые для этой структуры величины тепловых потоков (от 13 до 25 мВт/м^2), при которых мощность криолитозоны в среднем составляет 800—900 м. Повышение величины теплового потока (до 40—60 мВт/м^2) и уменьшение мощности криолитозоны (до 800—600 м) отмечаются в пределах развития мезозойских структур: Вилюйской синеклизы, Предверхоанского 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/м^2 соответствуют мощности многолетнемерзлых толщ 350—400 и 135—225 м соответственно.

Наиболее высокие плотности тепловых потоков (от 40 до 100 кВт/м^2), по данным В. Т. Балобаева, фиксируются для Северо-Востока СССР — 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°C) среднегодовых температурах. Еще большие величины тепловых потоков возможны в районах современного вулканизма (например, на Камчатке), где вследствие этого многолетнемерзлые породы могут вообще не образовываться.

§ 3. Зависимость мощности и температурного режима многолетнемерзлых толщ 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_f , и теплофизические характеристики (λ , C). Увеличение влажности пород приводит к возрастанию значений Q_f , 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.

Глубина многолетнего промерзания существенно зависит и 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 $\xi_{\text{мн}} :: \sqrt{\lambda}$. При этом следует учитывать искажение этой зависимости влиянием глубинного теплового потока. По В. А. Кудрявцеву, величина этого искажения не выходит за пределы 10—15 %.

Таблица 12.1

Изменение мощности многолетнемерзлых толщ (м) в зависимости от теплоты фазовых переходов воды Q_{ϕ} при различных амплитудах температур на поверхности $A_{\text{мн}}$ и геотермических градиентах g (по В. А. Кудрявцеву)

Q_{ϕ} , кДж/м ³	$A_{\text{мн}}=2^{\circ}\text{C}$		$A_{\text{мн}}=8^{\circ}\text{C}$	
	$g=0,01^{\circ}\text{C/м}$	$g=0,03^{\circ}\text{C/м}$	$g=0,01^{\circ}\text{C/м}$	$g=0,03^{\circ}\text{C/м}$
20 950	86	47	193	126
62 850	66	41	145	105
104 750	55	37	118	92
146 650	49	34	103	83

В скальных породах, где значения λ достигают 10—12 кДж/(м·ч·°C), 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·°C). 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 весьма существенно сказаться на формировании мощности мерзлых толщ. Так, при наличии маломощного чехла рыхлых пород с пониженной теплопроводностью λ_r , залегающих на хорошо теплопроводящих кристаллических породах $\lambda_{\text{ск}}$, максимальная за период развития мощность мерзлой толщи будет больше, чем в однородных рыхлых образованиях. И наоборот, если породы с высокими значениями теплопроводности $\lambda_{\text{ск}}$ (например, эффузивы) залегают на породах с низкой теплопроводностью λ_r (например, глины, суглинки), мощность литологически двухслойной мерзлой толщи будет меньше, чем в однородном разрезе пород с $\lambda_{\text{ск}}$. Кристаллические породы фундамента, имеющие большую 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 склад-

чатого 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 4—5 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 специфическими условиями питания, режима и разгрузки водоносных горизонтов, присущих этим структурам. В общем случае пресные подземные воды, имеющие положительную температуру, при своем движении создают положительные аномалии теплового потока и увеличивают геотермический градиент ниже многолетнемерзлой толщи. Изменение глубинного теплового потока за счет фильтрующихся по пласту подземных вод можно определить по схеме М. М. Митника:

$$t_n = t + \Delta t_b \exp(-nx), \quad (12.2)$$

где Δt_b — аномальная температура поступившей в пласт воды; x — расстояние от места ее поступления до места наблюдения; t — нормальная температура пласта; t_n — наблюдаемая температура; $n = 2a[m\Delta z(v + \sqrt{v^2 + 4a^2/(m \cdot \Delta z)})]$; Δz — глубина залегания пласта; m — мощность пласта; v — скорость фильтрации; a — температуропроводность пород.

Учет восходящего или нисходящего фильтрационного движения воды может быть произведен путем сложения молекулярного потока тепла (кондуктивного) с потоком за счет фильтрации $v_{\text{фСрт}}$ (конвективным), где $v_{\text{ф}}$ — скорость фильтрации, C_p — объемная теплоемкость воды. Тогда при восходящем движении геотермический градиент должен уменьшаться, по Н. А. Огильви, в зависимости от скорости фильтрации, теплоемкости, плотности и теплопроводности водоносного пласта. Из этого следует, что интенсивность водообмена играет при прочих равных условиях важную роль при формировании мощности многолетнемерзлых толщ. В случае застойного характера водообмена подземных вод их влияние минимально. Существенное отепляющее влияние на мерзлые толщи оказывают высокотем-

пературные воды, связанные с глубинными разломами, а также артезианские воды, восходящие с больших глубин. Мощность многолетнемерзлых пород по мощным обводненным зонам разломов, как правило, меньше, чем в пределах сопредельных нарушенных блоков пород.

Возможны случаи формирования и аномально пониженного фона теплового потока в результате горизонтальной фильтрации более холодных, чем окружающие их многолетнемерзлые породы, рассолов (криопэггов). Такие условия имеют место в пределах Анабарской антеклизы, где отмечаются максимальные для территории СССР мощности криолитозоны.

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°C . 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 $18\text{—}21^{\circ}\text{C}$.

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 изменениям 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 $(520\text{—}540) \cdot 10^3$ Дж/кг тепла, т. е. тепловой эффект последнего процесса может быть существенным при формировании мощности многолетнего промерзания пород.

Глава 13

ТАЛИКИ И ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ В КРИОЛИТОЗОНЕ

§ 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 т. д.

В области сплошного распространения мерзлоты талые породы, занимающие небольшие площади и существующие непрерывно более года, называются т а л и к а м и. В том случае, когда площадь талых пород оказывается сопоставимой или больше площади распространения мерзлых пород, они называются т а л и к о в ы м и з о н а м и или м а с с и в а м и т а л ы х п о р о д. 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 т а л и к а м и.

Строго говоря, в природных условиях могут быть встречены кроме собственно таликов (бывших ранее мерзлыми, а ныне оттаявших) 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, Е. С. Суходольским и др. В основу классификационных подразделений положены разные признаки общего и частного характера, объединяемые в сходные группы, такие, как: положение в рельефе (водораздельные, долинные, склоновые), условия и степень обводнения (водоносные, водоупорные, сухие), форма и размеры (округлые, незначительно- и сильно-вытянутые, таликовые трубы, воронки и т. д.), продолжитель-

ность 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.

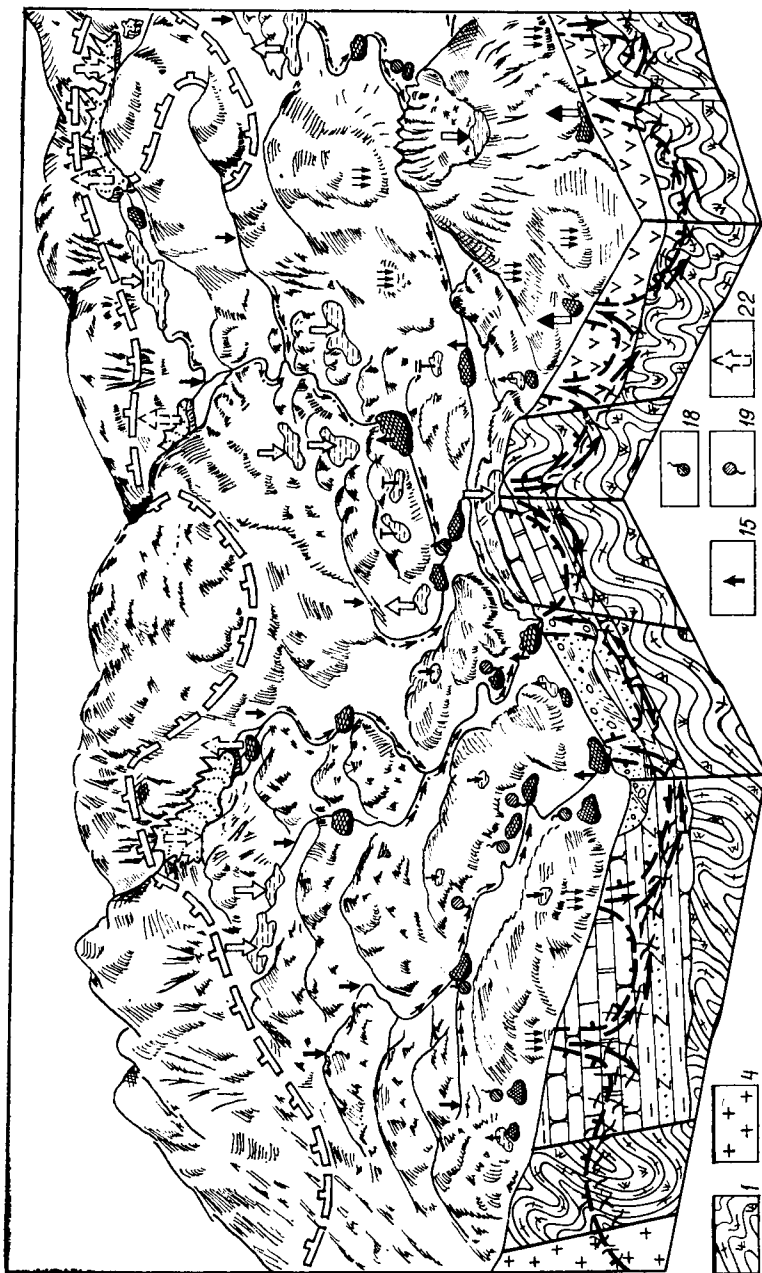
Наиболее широко используется классификация Н. Н. Романовского, в которой талики по причинам их существования подразделяются на типы. Основными из них являются: радиационно-тепловой баланс на поверхности земли, в том числе подток тепла из недр за счет как кондукции, так и конвекции; отепляющее воздействие 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, вулканогенные, техногенные (рис. 13.1). Подтипы таликов детализируют причинную обусловленность и уточняют ее. Так, радиационно-тепловой тип подразделяется 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

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, подрусловый, прирусловый
Эндогенный	III Гидрогеогенный (подземно-тепловой)	Субаэральный, подозерный
	IV Хемогенный	—
	V Вулканогенный	—
Полигенный	VI Гляциогенный	—
	VII Техногенный	—



- | | | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|----|---|----|---|----|---|----|----|----|
| 1 | + | + | + | 4 | ↑ | 15 | ⊕ | 18 | ⊕ | 22 | 27 | 29 |
| 2 | ⊕ | ⊕ | ⊕ | 5 | ↓ | 16 | ⊕ | 19 | ⊕ | 23 | 28 | 30 |
| 3 | ⊕ | ⊕ | ⊕ | 6 | ↑ | 17 | ⊕ | 20 | ⊕ | 24 | 26 | |
| | ⊕ | ⊕ | ⊕ | 7 | ↑ | 18 | ⊕ | 21 | ⊕ | 25 | 27 | |
| | ⊕ | ⊕ | ⊕ | 8 | ↓ | 19 | ⊕ | 22 | ⊕ | 26 | 28 | |
| | ⊕ | ⊕ | ⊕ | 9 | ↑ | 20 | ⊕ | 23 | ⊕ | 27 | 29 | |
| | ⊕ | ⊕ | ⊕ | 10 | ↓ | 21 | ⊕ | 24 | ⊕ | 28 | 30 | |
| | ⊕ | ⊕ | ⊕ | 11 | ↑ | 22 | ⊕ | 25 | ⊕ | 29 | | |
| | ⊕ | ⊕ | ⊕ | 12 | ↓ | 23 | ⊕ | 26 | ⊕ | 30 | | |
| | ⊕ | ⊕ | ⊕ | 13 | ↑ | 24 | ⊕ | 27 | ⊕ | | | |
| | ⊕ | ⊕ | ⊕ | 14 | ↓ | 25 | ⊕ | 28 | ⊕ | | | |
| | ⊕ | ⊕ | ⊕ | 15 | ↑ | 26 | ⊕ | 29 | ⊕ | | | |
| | ⊕ | ⊕ | ⊕ | 16 | ↓ | 27 | ⊕ | 30 | ⊕ | | | |
| | ⊕ | ⊕ | ⊕ | 17 | ↑ | 28 | ⊕ | | ⊕ | | | |
| | ⊕ | ⊕ | ⊕ | 18 | ↓ | 29 | ⊕ | | ⊕ | | | |
| | ⊕ | ⊕ | ⊕ | 19 | ↑ | 30 | ⊕ | | ⊕ | | | |
| | ⊕ | ⊕ | ⊕ | 20 | ↓ | | ⊕ | | ⊕ | | | |
| | ⊕ | ⊕ | ⊕ | 21 | ↑ | | ⊕ | | ⊕ | | | |
| | ⊕ | ⊕ | ⊕ | 22 | ↓ | | ⊕ | | ⊕ | | | |
| | ⊕ | ⊕ | ⊕ | 23 | ↑ | | ⊕ | | ⊕ | | | |
| | ⊕ | ⊕ | ⊕ | 24 | ↓ | | ⊕ | | ⊕ | | | |
| | ⊕ | ⊕ | ⊕ | 25 | ↑ | | ⊕ | | ⊕ | | | |
| | ⊕ | ⊕ | ⊕ | 26 | ↓ | | ⊕ | | ⊕ | | | |
| | ⊕ | ⊕ | ⊕ | 27 | ↑ | | ⊕ | | ⊕ | | | |
| | ⊕ | ⊕ | ⊕ | 28 | ↓ | | ⊕ | | ⊕ | | | |
| | ⊕ | ⊕ | ⊕ | 29 | ↑ | | ⊕ | | ⊕ | | | |
| | ⊕ | ⊕ | ⊕ | 30 | ↓ | | ⊕ | | ⊕ | | | |

распространены у южной границы криолитозоны с большим числом солнечных дней и малым количеством снега (Средняя Азия, Южная Сибирь, юг Дальнего Востока).

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 слабводопроницаемыми или водонасыщенными (на болотах) породами. Подобного рода талики характерны для районов с морским и умеренно-континентальным климатом с ветровым перераспределением снега (север европейской части СССР, 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. И. Романовским выделены пять подтипов: шельфовые (под влиянием морских вод), подэстуариевые (под отепляющим влиянием речных и морских вод), подозерные (благодаря воздействию водоемов), подрусовые (под влиянием водотоков), пойменные (под временным периодическим воздействием наводковых вод).

Следует отметить, что подрусовые и пойменные талики формируются не только под отепляющим влиянием поверхност-

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 — подрусовые инфильтрационные сквозные, 15 — подрусовые напорно-фильтрационные сквозные, 16 — подрусовые грунтово-фильтрационные несквозные, 17 — подрусовые грунтово-фильтрационные сквозные); 18—20 — гидрогенные 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 — наледы подземных вод; 29 — озера; 30 — ледники

ных 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 отложениях террас.

Разное и далеко не однозначное 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), инфильтрационные (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 они 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.

§ 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 совершенно особую гидрогеологическую обстановку. Специфичность этой обстановки проявляется в том, что подземные воды сохранились лишь в разного типа таликах, 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 рядом характерных особенностей, 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 двух-этажного 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 подземные 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 течение летнего времени. Это трещинно-поровые, поровые и трещинные воды в четвертичных отложениях, корях 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 скло-

нов, 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 интереса не представляет ввиду 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 субэвального 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, емкостных 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 обуславливается 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 эти воды соответствуют водам атмосферных осадков и сезонноталого слоя и имеют малую (до 0,1 г/л) минерализацию.

Воды под- и прирусловых 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 слаболифитизированных 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. Нередко воды несквозных подозерных таликов имеют 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°C) среднегодовыми температурами пород. Движение

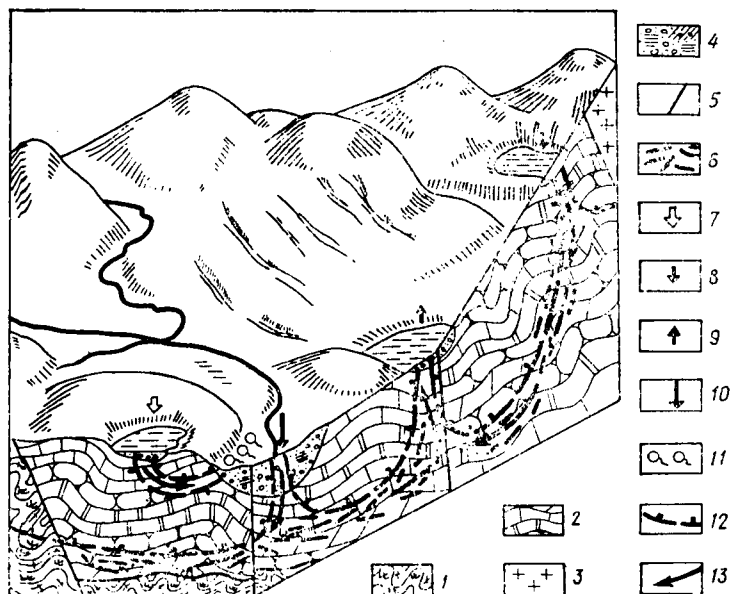


Рис. 13.2. Подозерные талики зоны активного водообмена:

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 и инфильтрационные сквозные, 9 — подозерные напорно-фильтрационные несквозные, 10 — подрусловые инфильтрационные сквозные, 11 — суббазальные напорно-фильтрационные несквозные); 12 — границы многолетнемерзлых пород; 13 — направление движения подземных вод

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 нисходящие источники подземных вод, дающих 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 многолетнемерзлых толщ. Это поровые, пластово-поровые, трещинные, трещинно-жильные и карстовые воды. Они встречаются почти во всех выделяемых типах таликов, подразделяясь на инфильтрационные 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 прирусловых инфильтрационных таликах верховьев долин, по мере сработки поверхностного и подруслового стока, зимой падения уровней могут достигать десятков и первых сотен метров.

Вблизи напорно-фильтрационных таликов обычно формируются крупные и гигантские наледы. На больших реках в таких местах отепляющее влияние разгружающихся в них вод подмерзлотного стока сказывается зимой на существовании полыней. По бережьям 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. Эти воды 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 в зависимости от типа вмещающих пород различаются. 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, обладаю-

щие 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 интервалы 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 промерзнуть.

§ 3. Взаимодействие подземных вод с мерзлыми толщами пород и типы криогидрогеологических структур

Формирование криолитозоны сказалось на условиях существования подземных вод через механизм их взаимодействия с многолетнемерзлыми породами. 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 (безо льда) и охлажденных (с криопэгами) пород. По их соотношению и сочетанию в вертикальном разрезе на определенных участках литосферы могут быть одно-, двух- и даже трехярусные 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 сооружений.

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 во времена потеплений возникли зоны аномально низких напоров.

В результате взаимодействия подземных вод с многолетнемерзлыми водоупорами изначально пресный их 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 весьма 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, более суровые условия промерзания в высоких широтах и горных регионах сказались на формировании очень 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 проморожены. Подземные воды, сформировавшиеся в них до процесса охлаждения литосферы, были либо сдвиганы, либо перешли в лед, сказавшись на льдистости многолетнемерзлых пород. В обрамлении высокоподнятых 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 изменения 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 целого 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 они, оставаясь в жидкой фазе, активно влияют на интенсивное охлаждение пород, аномально увеличивая мощности криогенной части разреза. Такими своеобразными холодильниками Сибирской платформы, содержащими криопэги, являются Верхневилуйское, Верхнемархинское и Туруханское поднятия, Путоранский вулканический массив и др.

Процессы взаимного влияния друг на друга подземных вод и криогенных водоупоров при кажущемся относительном равновесии и 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 очень быстро становятся ведущим реагентом, влияющим на деградацию мерзлых толщ.

Характер теплообмена подземных вод и многолетнемерзлых пород в процессе формирования подземного стока проявляется по-разному. Если в самом общем виде проследить движение подземных вод в криолитозоне от областей питания к областям разгрузки, нельзя не заметить, что характер их теплового взаимодействия с многолетнемерзлыми породами претерпевает существенные изменения. При нисходящем движении по сквозным инфильтрационным таликам на горные породы верхней части разреза оказывается обогревающее воздействие. Ближе к подошве многолетнемерзлых толщ температура подземных вод и включающих их пород выравнивается и становится ниже, чем в талых породах у нижней границы криогенных водоупоров. В этом интервале поток подземных вод уже выступает как охлаждающий фактор, за счет чего мощность многолетнемерзлых пород увеличивается. Далее при субгоризонтальном подмерзлотном движении подземных вод они за счет внутриземного тепла нагреваются. Так как это движение осуществляется параллельно нейтральной температурной поверхности, подземные воды имеют нейтральное влияние на тепловое состояние пород. Далее, по мере движения подземных вод к областям разгрузки (восходящее движение) их температура становится выше, чем в окружающих мерзлых породах, на которые они воздействуют обогревающе. В результате сохраняется устойчивость сквозных и порно-фильтрационных таликов.

Так же как и в регионах с отсутствием многолетнемерзлых пород, в криолитозоне при гидрогеологическом районировании (рис. 13.3) выделяются гидрогеологические массивы и артезианские бассейны. К массивам относятся выступы пород кристаллического фундамента с трещинным и трещинно-жильным типами движения подземных вод. Артезианские бассейны представляют собой прогибы, впадины и платформы, выполненные горизонтально залегающими осадочными породами разного возраста и состава с поровыми, порово-пластовыми, трещинно-пластовыми и трещинно-карстовыми водами. Помимо этого выделяются адартезианские структуры промежуточного (между массивами и бассейнами) типа, несущие в себе черты и тех и других. Например, адартезианские бассейны по геологическому положению сходны с артезианскими, но водосодержащие породы в них смяты в синклинальные складки. Адартезианские массивы характеризуются широким развитием антиклинальных складок и представляют собой положительные формы рельефа. И в тех и в других случаях преобладают трещинные и пластово-трещинные скопления подземных вод, как в гидрогеологических массивах. Движение этих подземных вод центростремительное в адартезианских бассейнах и центробежное в адартезианских массивах.

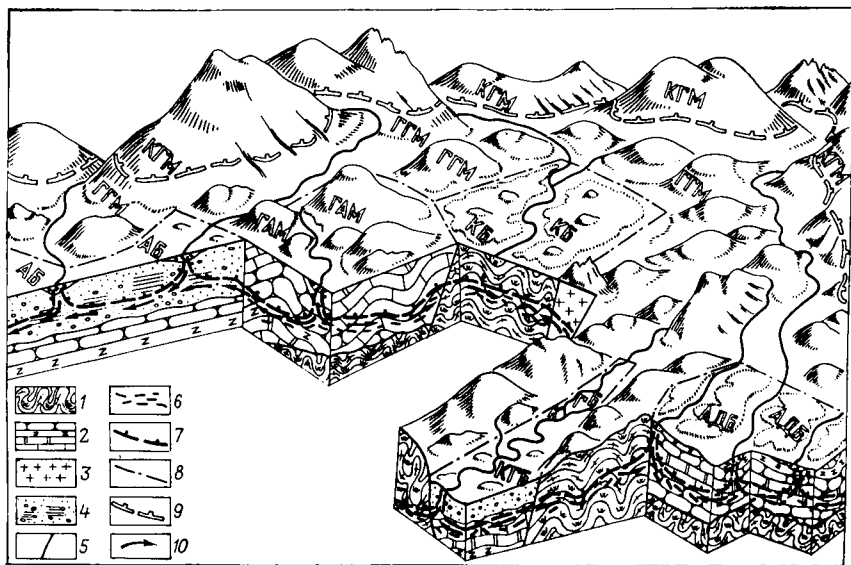


Рис. 13.3. Основные типы гидрогеологических структур, измененных криогенезом:

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 — криогидрогеологический массив, ГАМ — гидрогеологический массив, АБ — артезианский бассейн, АДБ — гидрогеологический адмассив, АДБ — адартезианский бассейн, КБ — криогенный бассейн напорных трещинных вод, КГБ — криогидрогеологический бассейн

С позиций промерзания, рассматриваемого как результирующая процесса взаимодействия подземных вод с криогенными водоупорами, в названии типов гидрогеологических структур (правильнее их, наверное, назвать криогидрогеологическими или гидрогеокриологическими) следует давать их криогенную характеристику. Например, гидрогеокриологические структуры сплошного сверхглубокого (более 300—400 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 позиций произошедших в них криогенных изменений. Например, замороженные полностью, безводные; замороженные частично по разрезу; преимущественно замороженные 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 глубокопромерзшие части в подобных структурах, выведенные на 1500—2000 м выше современных врезов, характеризуются вообще отсутствием подземных вод в жидкой фазе (кроме надмерзлотных вод в летнее время). Такие структуры называют криогеологическими.

При промерзании крупных мезо-кайнозойских 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 неполном 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.

Региональные особенности и эволюция толщ мерзлых пород

Глава 14

ЭВОЛЮЦИЯ ТОЛЩ МЕРЗЛЫХ ПОРОД В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

§ 1. История развития и распространения на планете многолетнемерзлых горных пород

Эволюция Земли насчитывает почти 5 млрд лет. В ее истории выделяются три крупных этапа, определивших по существу современный облик литосферы. Это — начальный или археозойский ($2 \cdot 10^9$ лет), протерозойский (порядка $2 \cdot 10^9$ лет) и новейший или исторический ($0,6 \cdot 10^9$ лет) этапы развития геосфер и литогенеза. На археозойском этапе развития Земли господствующим типом литогенеза был вулканогенно-осадочный, характеризующийся накоплением на дне океанов лав и масс рыхлого пеплового материала с небольшим содержанием выветрелых терригенных осадков. Лишь в конце археозоя, очевидно, начинается дифференциация типов литогенеза, наиболее полно проявившаяся на протерозойско-рифейском этапе и приведшая к развитию гумидного, аридного, вулканогенно-осадочного и ледового или криогенного типов осадочного породообразования. К этому этапу относятся первые достоверно известные ледниковые отложения материкового типа. Расширение площади суши привело не только к оледенениям и образованию специфических отложений криогенного типа, но и к резкому увеличению сноса в океаны обломочного и растворенного материала (особенно карбонатов) и преобладанию в целом экзогенного характера литогенеза над вулканогенно-осадочным.

Криогенный тип литогенеза, сформировавшийся в протерозое, является наиболее молодым и приобретает все больший вес и значение по мере приближения к современной эпохе. Подтверждением этому служит ужесточение климата и сгущение ритмов похолоданий (оледенений). Отчетливо такая направленность процесса прослеживается с конца мезозойской эры (рис. 14.1), что должно было приводить к закономерному повышению частоты встречаемости криогенного типа литогенеза. Необратимость эволюции типов литогенеза, таким образом, проявляется в постепенном вытеснении вулканогенно-осадочного типа вначале гумидным, а затем и аридным, и наконец, намечается тенденция преобладания криогенного типа литогенеза

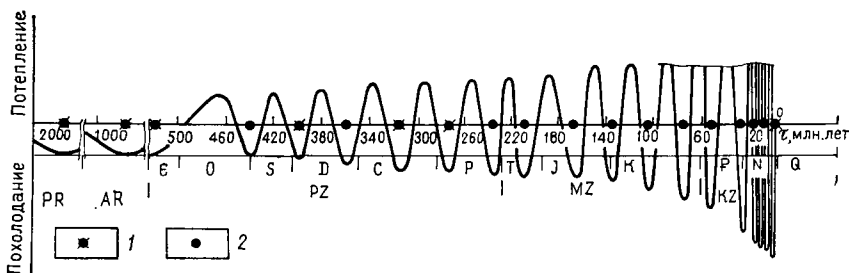


Рис. 14.1. Повторяемость ритмов мощного потепления — похолодания (эпох оледенения) климата в послееархейской истории Земли (тектонико-криогенная периодичность):

1—2 — ледниковые эпохи (1 — установленные, 2 — предполагаемые)

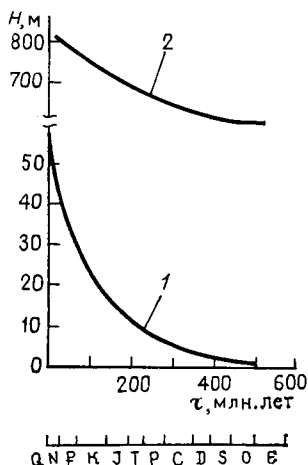


Рис. 14.2. Ориентировочный характер изменения максимальной мощности синкриогенных (1) и эпикриогенных (2) толщ осадочных пород на историческом этапе развития литогенеза Земли

над другими (10). В связи с этим прослеживается переход к формированию все более полигенных, полидисперсных, обломочных, слабосортированных и сильновлажных (льדיстых) осадочных образований мерзлотного типа преимущественно мезомиктового (кварц, полевой шпат, гидрослюда, монтмориллонит и др.) и песчано-алевритового (песок, крупная пыль) состава.

Общая направленность в развитии нашей планеты (снижение радиогенного тепла из недр, возрастание площади суши, а следовательно, повышение суровости климата и скорости континентального осадкообразования) уже в конце протерозоя могли привести не только к эпикриогенному промерзанию толщ горных пород, но и, возможно, к формированию синкриогенных осадков (рис. 14.2).

Поскольку изученность криогенного типа литогенеза пока чрезвычайно слаба (исключая собственно ледниковые отложения и синкриогенные толщи пород), на сегодняшний день существует еще мало данных, подтверждающих распространение в древние эпохи толщ мерзлых пород. Доказательством служат в основном обнаружение древних материковых оледенений по моренным отложениям и установление явлений механического отрыва пород ложа ледника, переноса и обработки обломочного

материала и отложения его после таяния льда. Уплотненные и сцементированные древние морены, плотность которых близка к породам типа песчаников, названы т и л л и т а м и. Обнаружение таких образований докембрийского, ордовикского, силурийского, пермского и каменноугольного возраста в разных районах земного шара однозначно указывает на неоднократное возникновение, существование и исчезновение ледниковых покровов, а следовательно, и многолетнемерзлых горных пород.

Соотношения между площадями развития ледникового покрова и многолетнемерзлых пород могут быть весьма различными и определяться типом, размерами и мощностью ледника, суровостью и континентальностью климата, влажностью атмосферы и количеством выпадающих твердых осадков и др. Крупные же ледниковые покровы, например Антарктиды и Гренландии, приводят к существенному понижению среднегодовых температур не только над самим ледником (до $-30 \div -60^{\circ}\text{C}$), но и на значительных прилегающих территориях (за счет воздействия холодных и сухих стоковых ветров). Поэтому крупные ледниковые покровы характеризуются, как правило, достаточно широкими, прилегающими к ним перигляциальными зонами, в пределах которых существуют низкотемпературные мерзлые толщи. Вместе с тем под ледниковыми покровами большой мощности вследствие давления ледяной толщи или повышенных тепловых потоков из недр многолетнемерзлые породы могут отсутствовать. В любом случае под ледниками мощность мерзлых толщ, по-видимому, должна быть меньше, чем на участках, не занятых льдом. В соответствии с этим можно полагать, что при наступании ледников под ними наблюдается деградация мерзлоты или уменьшение ее мощности, при их отступании — ужесточение мерзлотных условий на освободившихся из-под льда территориях. Исходя из этого, можно сделать вывод о том, что развитие ледниковых покровов и мерзлых толщ может происходить асинхронно, т. е. максимальное развитие по площади оледенений и криолитозоны может не совпадать по фазе. Однако в любом случае при этом наличие крупных ледниковых покровов свидетельствует о существовании и развитии мерзлых толщ, которые по площади должны были занимать значительно большие территории, чем сами ледниковые покровы.

На основе установленных по отложениям наиболее крупных оледенений в геологической истории Земли можно выделить пять временных интервалов (периодов), когда многолетнемерзлые породы должны были пользоваться широким развитием на планете (рис. 14.3). Это — ранний протерозой (2,4—2,1 млрд лет), поздний (рифейский) протерозой (1—0,6 млрд лет), ранний палеозой (460—420 млн лет), поздний палеозой (330—230 млн лет) и поздний кайнозой (25—0 млн лет). Места обнаружения тиллитов, а следовательно, и районов развития ледниковых отложений и мерзлых толщ в эти периоды характеризуются большой разбросанностью и удалением друг от друга.

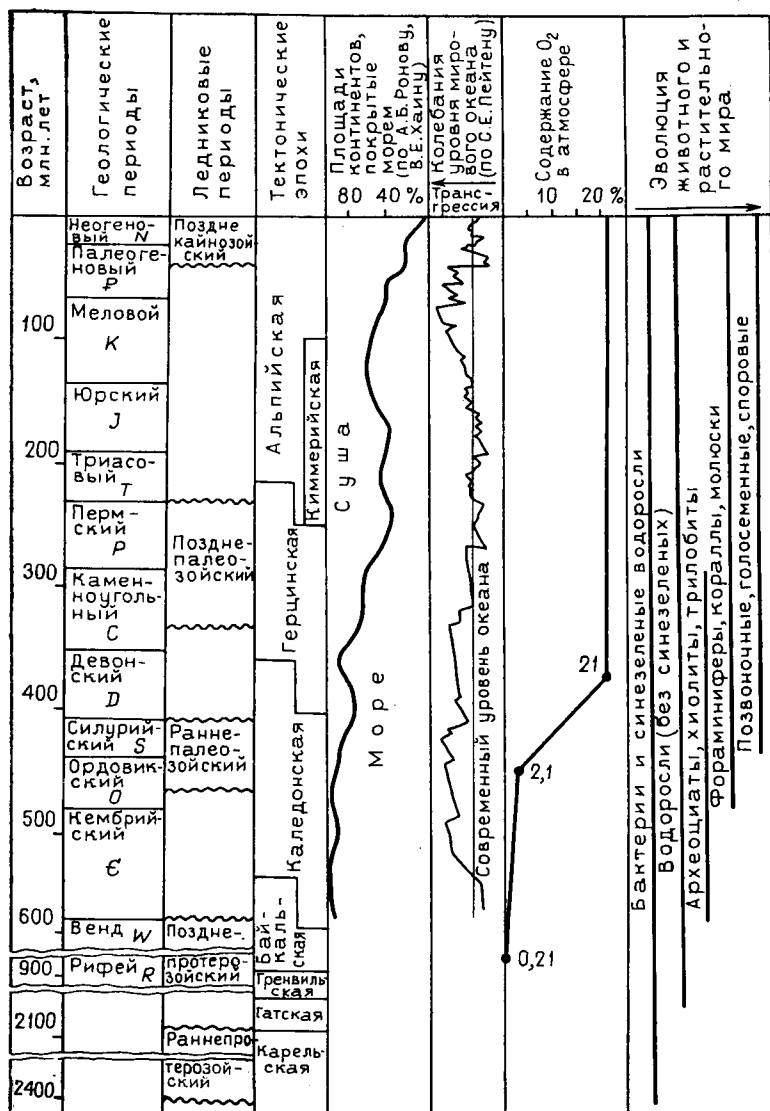


Рис. 14.3. Схема сопоставления ледниковых периодов с тектоническими эпохами, площадями распространения континентов и морей, содержанием O_2 в атмосфере, с эволюцией животного и растительного мира

Так, например, следы карбоново-пермских оледенений обнаруживаются одновременно в Центральной и Южной Африке, в Австралии, Антарктиде и на Аравийском полуострове, в горных районах Индии и в Южной Америке. Все это объяснимо, если учитывать дрейф материков и их взаиморасположение в древ-

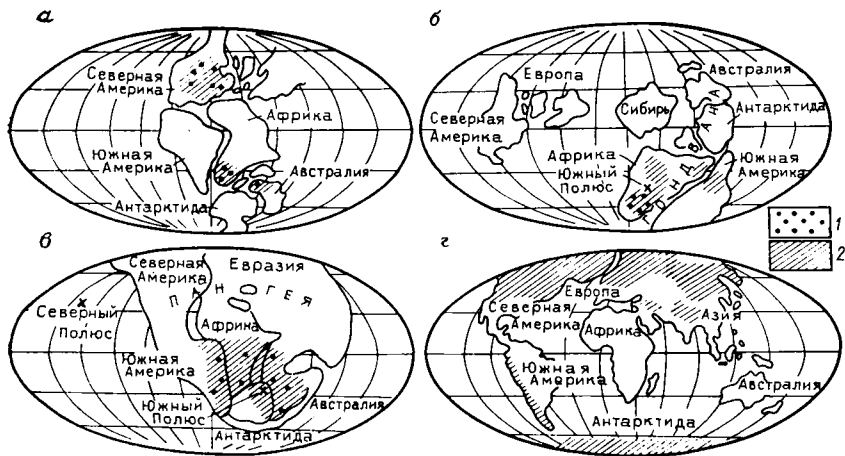


Рис. 14.4. Предполагаемое распространение на континентах ледниковых покровов и мерзлых пород в истории Земли:

а — раннепротерозойское оледенение (по данным Г. Янгу, Н. М. Чумакова); б — раннепалеозойское оледенение (по данным Б. Джона, С. А. Ушакова и Н. А. Ясаманова); в — позднепалеозойское оледенение (по данным А. Вегенера, Б. Джона, С. А. Ушакова и Н. А. Ясаманова); г — позднекайнозойское оледенение (по данным Б. Джона); 1 — следы оледенения; 2 — площади предполагаемых ледниковых покровов и мерзлых пород

ние эпохи, реконструируемое с позиций плитной тектоники за период развития планеты. На рис. 14.4 приведено предполагаемое положение материков в различные периоды геологического развития Земли и районы предполагаемого развития толщ мерзлых горных пород, выделенные на основе обнаружения следов древних материковых оледенений. Необходимые для этих геокриологических построений сведения о древних материковых оледенениях и их характеристиках, приводимые ниже, заимствованы из различных литературных источников как советских, так и зарубежных авторов (Э. Дербишира, Б. Джона, С. А. Ушакова, Н. А. Ясаманова, Н. М. Чумакова и др.).

Древнейший — раннепротерозойский — ледниковый период (2,4—2,1 млрд. лет) в истории Земли связывается обычно с обнаружением мощных толщ осадочных пород (до нескольких сотен метров), которым приписывается ледниковое происхождение. Это район оз. Гурон в Канаде, восточная часть Южной Африки и северо-западная часть Австралии. Такие толщи пород проявляют большое сходство с моренами и состоят из обломков различной формы и размеров и мелкозернистого заполнителя, т. е. могут характеризоваться как типичные тиллиты. В гуронских отложениях при этом обнаружены скальные поверхности и обломки с ледниковой штриховкой. Указанные три района развития раннепротерозойских оледенений находятся в настоящее время на значительном расстоянии друг от друга. Согласно существующим реконструкциям положения ма-

териков в прошлом можно предполагать существование в то время гигантского «протерозойского суперконтинента» с двумя главными центрами оледенения: в Северной Америке и в Южной Африке — Западной Австралии. Возможно, что именно к этим двум районам в раннем протерозое и были приурочены обширные области развития многолетнемерзлых горных пород (см. рис. 14.4, а).

Позднепротерозойский ледниковый период (0,95—0,6 млрд. лет), по-видимому, как и раннепротерозойский, включал три (а возможно и серию) самостоятельных ледниковых этапа: около 600, 750 и 950—900 млн. лет назад. Формирование ледниковых покровов происходило при этом на фоне раскола «протерозойского суперконтинента» и быстрого рассредоточения материков. Ряд американских исследователей считают, что это время было периодом самого обширного оледенения в истории Земли, поскольку ледниковые покровы могли тогда формироваться в высоких, умеренных и даже тропических широтах. Они встречены практически на всех современных материках. Наиболее полно разрезы ледниковых отложений изучены в Шотландии, где тиллитовая формация характеризуется мощностью до 870 м и вмещает более четырех десятков «микситовых» горизонтов неясного генезиса, которые могут интерпретироваться как тиллиты. Микситы — осадочные породы, состоящие из смеси тонких частиц, гальки и более крупных обломков, — обычно переслаиваются с песчаниками, алевролитами и другими слоистыми и осадочными породами, что указывает на их формирование в обстановке мелководного шельфа. Вообще для позднепротерозойских тиллитовых формаций характерна ледниково-морская цикличность, что может указывать на наступление и отступление ледниковых покровов на обширном мелководном шельфе. Характерно, что в кровле некоторых микситовых горизонтов встречены крупные полигональные трещины, заполненные песчаниками и конгломератами, что позволяет интерпретировать их как трещинно-полигональные образования (песчаные, земляные жилы, а возможно и псевдоморфозы по ледяным жилам), характерные для области развития современной мерзлоты и перигляциальных районов.

Формирование позднепротерозойских ледниковых отложений, очевидно, могло происходить под воздействием горных ледников, однако большинство исследователей считают, что наибольший вклад в этот процесс внесли широко распространенные материковые ледниковые покровы. Причем развитие этих оледенений в позднем протерозое, по-видимому, было связано с горообразовательными процессами и последующим быстрым перемещением раздробляющихся древнейших материков, благодаря чему различные материки последовательно перемещались в высокие и умеренные широты.

Раннепалеозойский (позднеордовикский) ледниковый период (460—430 млн. лет назад) начал выделяться иссле-

дователями в последние 15—20 лет, благодаря работам геологов-нефтяников в Западной Африке и Сахаре, которые обнаружили бесспорные свидетельства крупного материкового оледенения. Особенностью ордовикских ледниковых отложений является их песчаный состав. Высокопористые песчаники являются нефтеносными коллекторами. Тиллитовые формации при этом нередко содержат гигантские валуны со следами ледниковой штриховки, а также валуны и гальку, рассеянные в песчаниках или реже — в алеволитах. Данные по Сахаре позволяют предполагать существование в ордовике не менее трех наступаний и отступаний ледников. При этом в позднем ордовике в пределах всего земного шара отмечен ряд морских трансгрессий и регрессий, что могло быть связано с чередованием межледниковий и оледенений.

К позднеордовикскому времени (по сравнению с позднепротерозойским) произошло существенное изменение в расположении материковых плит (см. рис. 14.4, б). На западе находились обособленные друг от друга древние аналоги Северной Америки и Европы, а на юго-востоке существовал суперконтинент, именуемый Гондваной, объединяющий современную Южную Америку, Африку, Антарктиду и Австралию. Южный полюс в это время находился на месте теперешней Сахары, поэтому позднеордовикские ледниковые отложения и многолетнемерзлые породы были развиты одновременно на территориях современной Африки, Саудовской Аравии и Южной Америки (см. рис. 14.4, б). Существуют также отрывочные данные о выходах верхнеордовикских валунных горизонтов (которые некоторыми исследователями принимаются за ледниковые образования) в Шотландии, Испании и Франции.

На обширной и, по-видимому, сравнительно плоской территории Гондванского суперконтинента могли иметь место несколько различных ледниковых покровов, которые соединялись только во время главных стадий оледенений. Между этими ледниковыми покровами, вероятно, существовали обширные пространства с резкоконтинентальным климатом и низкими отрицательными температурами, что обеспечивало формирование мощных толщ мерзлых пород. Следы предполагаемых силурийских и девонских ледниковых формаций были обнаружены в ряде районов на востоке Южной Америки и на западном побережье Южной Африки. Однако эти данные нуждаются в серьезном обосновании и вряд ли указывают на возможность существования крупных оледенений. Скорее всего это следы горных ледников, сохранившихся в благоприятных условиях после того, как растаяли крупные материковые ледниковые покровы на равнинах.

Позднепалеозойский (великий пермско-каменноугольный) ледниковый период характеризовался общей продолжительностью около 50 млн. лет (310—260 млн. лет назад.). В этот период широко распространились ледниковые покровы,

вечная мерзлота, шельфовые ледники и плавучие льды. Это было время «сосредоточения» всех материков, спаявшихся в крупный суперконтинент Пангея (см. рис. 14.4, в), что привело к существенной перестройке системы океанических течений. В пермско-каменноугольное время интенсивно проявились тектоника плит и горообразовательные процессы. При столкновении краев плит формировались новые горные хребты (Уральские горы, герцинские горы Европы и др.). Образование крупных горных цепей сопровождалось широким проявлением вдоль краев плит вулканических извержений, излияний лав и тепловых выбросов в атмосферу, что могло уменьшать прозрачность атмосферы и снижать поступление солнечной радиации к поверхности Земли. Одновременно с этим гигантская концентрация суши должна была приводить (по крайней мере, в области южного полюса и в высокогорных областях даже вблизи экватора) к образованию снежников и ледников, существенно повышающих количество отраженной солнечной радиации. Все это могло способствовать сильному выхолаживанию территории, глобальному похолоданию и развитию самого великого по продолжительности и по площади ледникового периода. Позднепалеозойское оледенение, распространенное в Южном полушарии, было континентальным. Центр оледенения, по-видимому, располагался в Восточной Антарктиде — Южной Африке, откуда двигались ледники в направлении Австралии, Индостана и Южной Америки. В Северном же полушарии, которое было в большей мере океаническим, следы оледенения обнаружены только в ограниченных районах северо-востока Сибири.

На большей части Гондваны (южная часть Пангеи) многие миллионы лет преобладали ледниковые и перигляциальные условия, а перед краем ледника расстилались полярные пустыни и обширные пространства, покрытые тундровой растительностью. Многолетнемерзлые породы в пермско-каменноугольный ледниковый период занимали, по-видимому, в истории Земли наибольшие по площади территории как в высоких, так и в умеренных широтах, которые неоднократно увеличивались и сокращались. Наибольшее распространение льдов, по-видимому, имело место около 280 млн. лет назад. Пермско-каменноугольный ледниковый период, вероятно, характеризовался несколькими ледниковыми эпохами, которые не были синхронными на различных континентах (см. рис. 14.4, в). Во время главных оледенений разрозненные мощные ледниковые покровы, вероятно, сливались, образуя единый гигантский покров, по площади более чем вдвое превышавший современную Антарктиду. Характерно, что Гондванский ледниковый покров частично располагался в море, поскольку в районах развития пермско-каменноугольных ледниковых покровов обнаружены ледово-морские осадки. Аградация и деградация ледниковых покровов во время оледенений и межледниковий сопровождались колебаниями уровня моря на 150—200 м.

Наиболее яркие свидетельства пермско-каменноугольного оледенения обнаружены в южной части Южной Америки. В Аргентине и Бразилии сохранились ледниковые образования мощностью до 1600 м, включающие тиллитовые толщи, штрихованные скальные поверхности, троговые долины, ледниково-морские отложения, ограненные гальки, бараньи лбы и озы. Предположительно можно говорить о том, что льды, покрывавшие Бразилию и Уругвай, двигались из центра, располагавшегося в Южной Африке. Такое предположение в частности основано на том, что бразильские тиллиты вмещают эвратические глыбы кварцитов, доломитов и кремнистых сланцев, которые в пределах этих стран неизвестны, но оказываются присутствующими в тиллитах Намибии, где нередко обнаруживаются и в коренном залегании. Ледниковые же отложения Южной Африки и Мадагаскара (мощностью до 1000 м) представлены в основном тремя типами: неслоистыми тиллитами континентального происхождения, слоистыми тиллитами с морскими ископаемыми и ленточно-слоистыми образованиями со спорадическими включениями крупнообломочного материала. Свидетельства оледенений в Южном полушарии зафиксированы также в Южной Австралии, Антарктиде, Индии и Пакистане.

В Северном полушарии подтверждением пермско-каменноугольного оледенения служат микститы штата Массачусетс (США), которые скорее всего формировались в локальных условиях гор, а также гляциально-морские отложения северо-восточной части Сибири (например, в бассейне р. Омолон — приток р. Колымы).

Кайнозойский ледниковый период (25—0 млн. лет). В Антарктиде, по-видимому, он начался более трех десятков миллионов лет назад, а около 8—12 млн. лет назад оледенению начали подвергаться высокие горные хребты Аляски. В течение кайнозоя, по С. А. Ушакову, происходило интенсивное раздвижение (дрейф) континентов в широтном направлении. В палеоцене от Евразии и Северо-Американского континента обособилась Гренландская плита, Австралия откололась от Восточной Антарктиды. В олигоценовую эпоху произошло столкновение и присоединение Индии к Евразии, что вызвало возникновение в Центральной Азии крупных горных сооружений. В миоцене очевидно, сформировалось положение материков на земном шаре, соответствующее современному. На протяжении кайнозойской эры происходило направленное похолодание, развивающееся неравномерно, поскольку в отдельные временные интервалы зафиксировано чередование потеплений и похолоданий. Предполагается, например, что в эоцене обобщенная средняя температура Земли была выше современной * на 9—10 °С, а в конце олигоцена — на 4—5 °С, причем понижение температу-

* По М. И. Будыко [1], современная температура составляет около +15 °С.

ры более интенсивно протекало в Южном полушарии, что, очевидно, вызвано появлением льдов в приполярных районах.

В этот период, когда между Антарктидой и Австралией образовался глубокий пролив (середина олигоценовой эпохи), сформировалось Антарктическое циркумполярное течение, что привело к сокращению поступления теплых вод средних широт и усилению циклонической деятельности. С этими причинами связывается начало покровного оледенения в Антарктиде, медленно перемещавшейся в район Южного полюса. Оледенение Антарктиды, в свою очередь, приводило к резкому увеличению альбедо поверхности и еще большему выхолаживанию этого материка, а следовательно, и к большему понижению средних температур на всем земном шаре. Вероятно оледенение в Антарктиде возникло в Трансантарктических горах и горах Гамбурцева еще в олигоцене 38—26 млн. лет назад. Существующий в настоящее время ледниковый покров, по-видимому, начал формироваться в начале миоцена (25—20 млн лет назад).

Первые свидетельства оледенения в Северном полушарии обнаружены в высоких горах Южной Аляски, где ледниковые отложения переслаиваются с лавами. По калий-аргоновым датировкам ледниковый покров существовал с середины миоцена (около 10 млн лет назад).

Возникновение ледяного покрова в Северном Ледовитом океане по своему воздействию на климат земного шара, очевидно, сопоставимо с образованием Антарктического ледникового покрова. Начиная с этого времени, на континентах на фоне ритмических изменений климата происходило прогрессирующее похолодание. В среднем и позднем плейстоцене насчитывается несколько крупных оледенений: окское, днепровское (самаровское), валдайское (в европейской части СССР), зырянское и сартанское (в Сибири). С этими ритмическими эпохами похолоданий связано широкое развитие многолетнемерзлых пород.

§ 2. Причины возникновения и эволюция мерзлых толщ в истории Земли

Возникновение, развитие и исчезновение ледниковых покровов на разных этапах развития Земли определяются уровнем теплообмена на ее поверхности. Непрерывность развития геологической и географической обстановок в процессе развития планеты вызывает и соответствующие изменения в развитии теплообмена между атмосферой, гидросферой и литосферой. В том случае, когда формируется такой уровень теплообмена, который обеспечивает формирование отрицательной температуры на поверхности литосферы, развиваются оледенение и промерзание горных пород. Причины, которые служили пусковым механизмом процесса оледенения и образования мерзлоты, могли быть весьма разнообразными. Условно они подразделяются на внешние (космические или астрономические) и внутренние (земные или планетарные).

Внешние причины, вызывающие уменьшение поступления солнечного тепла к планете, связывают обычно с вариациями астрономических факторов в Солнечной системе и за ее пределами, т. е. с воздействием факторов внеземной природы. В первую группу относят факторы, вызывающие изменение количества солнечной радиации, поступающей к поверхности атмосферы (солнечная постоянная). Так, например, нередко указывают на возможность пересечения Солнечной системой и всей Галактикой пылевых скоплений, что приводит к уменьшению поступающей к Земле солнечной радиации, а также лучистой энергии от других звезд. Поскольку наша Галактика вращается в космическом пространстве с периодом около 200—250 млн. лет, а Солнце при этом еще и смещается вверх и вниз относительно плоскости Галактики, она может регулярно пересекать такие участки, периодически вызывая самые длиннопериодные глобальные похолодания на планете и определяя существование самых крупных ледниковых периодов в истории Земли. Большинство исследователей среди причин ритмических изменений климата первостепенную роль отводят непостоянству излучательной способности Солнца. При этом предполагается, что могут существовать циклы изменения солнечной активности с периодами от 250—300 млн. лет до 200—400 тыс. лет. Достоверно установлены циклические изменения солнечной постоянной с повторяемостью 11 лет, 22 и 44 года. Результаты моделирования (хотя и не всегда однозначно) показывают, что уменьшение солнечной постоянной на 2—5 % может привести не только к сильному похолоданию, но и к росту ледниковых покровов.

Наиболее дискуссионной является вторая группа факторов астрономической природы, включающая изменение наклона оси вращения Земли к плоскости орбиты, изменение эксцентриситета земной орбиты (степень ее отклонения от окружности) и смещение при орбитальном движении Земли точки равноденствия (прецессионные колебания оси вращения Земли). Могут происходить также изменения скорости вращения Земли. Накладываясь друг на друга, эти изменения параметров орбиты определяют наклон падающих на Землю солнечных лучей, а следовательно, и интенсивность нагревания ими земной поверхности. В результате этого на Земле чередуются эпохи похолоданий и потеплений климата.

Внутренние причины, вызывающие оледенения и образование толщ мерзлых горных пород в истории Земли, связываются как с необратимостью развития атмосферы, литосферы и недр Земли, так и с взаимообусловленными периодическими или эпизодическими изменениями факторов геолого-географической среды.

Необратимость развития нашей планеты наиболее ярко проявляется прежде всего в снижении потока радиогенного тепла из недр Земли, в прогрессирующем увеличении площади суши на поверхности планеты и в изменении содержания в атмосфере

углекислого газа и кислорода. Так, например, многие исследователи считают, что климатические изменения на поверхности Земли могут быть связаны с процессом остывания Земли и с изменением содержания диоксида углерода в атмосфере. Связано это с тем, что CO_2 пропускает коротковолновую, но активно поглощает длинноволновую радиацию, создавая «парниковый эффект». С действием такого «парникового эффекта» в последнее время ряд климатологов связывают возможность повышения глобальной температуры на нашей планете за счет возрастания в атмосфере содержания углекислого газа, выделяющегося при сжигании минерального топлива. Однако в истории Земли в целом доля CO_2 в атмосфере неуклонно снижалась, а доля кислорода O_2 неравномерно увеличивалась (от 1 % в позднепротерозойское время до 10 % в силурийское), достигнув нынешнего уровня (21 %) в позднем кайнозое. Третьим фактором направленного развития климата планеты считается прогрессирующее увеличение в фанерозое площади суши (см. рис. 14.3), что должно обеспечивать возрастание континентальности климата и более интенсивное выхолаживание горных пород литосферы, т. е. ужесточение климата, похолодание и направленное понижение поверхностной температуры планеты. Таким образом, начиная с протерозоя, наблюдаются необратимые и однонаправленные изменения в атмосфере, литосфере и недрах Земли, которые в сумме должны приводить к процессу направленного похолодания климата и понижению среднепланетарной температуры.

Внутренними причинами, способствовавшими неоднократно началу развития оледенений и мерзлоты, считаются дрейф материков, их размеры и положение относительно полюсов Земли. Образование и распад суперконтинентов несомненно оказывали большое влияние на климат планеты в целом, особенно при их перемещении в умеренные или высокие широты. Для начала развития ледников благоприятным является сравнительно холодный, но влажный климат, когда количество зимних осадков превышает летнее стаивание. Начав формироваться, ледник за счет резкого увеличения альбедо поверхности стимулирует резкое похолодание. Увеличиваясь в размерах, он способен понизить температуру окружающего воздуха на 10—20 °С. Поэтому ледниковый покров, однажды появившись, способствует все большему распространению льда и ужесточению климата. Следовательно, образование мощного покровного оледенения создает источник постоянного охлаждения, т. е. глобальный холодильник на нашей планете. Таковыми в настоящее время являются, например, Антарктический и Гренландский ледниковые покровы.

С перемещениями материков тесно связаны горообразовательные процессы, вызванные столкновением литосферных плит. Воздымающиеся горы при этом могут оказаться выше снеговой линии, где снег сохраняется круглый год. Понижение

температуры воздуха и постоянное накопление твердых осадков на этих высотах приводят в конечном итоге к формированию ледников. Главные очаги оледенения постоянно разрастаются и ледники в последующем распространяются в долины и на равнины, формируя, таким образом, ледниковые покровы.

Нередко в литературе делаются также попытки скоррелировать крупные эпохи похолоданий и оледенений с эпохами обширных регрессий моря. В ряде случаев такая корреляция имеется (см. рис. 14.3) и объясняется тем, что в период регрессии по мере отступления моря и увеличения площади суши увеличивается континентальность климата Земли и начинается похолодание в умеренных и высоких широтах. Однако считается, что регрессии могли являться следствием крупных покровных оледенений, поскольку из океанов и морей изымались гигантские массы воды для формирования ледниковых покровов, что и приводило к существенному понижению уровня акваторий. Так, например, по многочисленным оценкам уровень Мирового океана во время позднелейстоценового оледенения располагался примерно на 120 м ниже, чем в настоящее время.

Очевидно, что значительное влияние на формирование климата Земли оказывали также океанические и атмосферные переносы водных и воздушных масс, особенно перенос значительного количества тепла от тропических областей к полярным и наоборот. Поэтому перемещение материков (их расхождение и схождение) существенно преобразовывало пути циркуляции океанических вод и приводило к перераспределению тепла на планете, способствуя оледенению или его разрушению.

Однако ни одна из рассмотренных внешних и внутренних причин похолодания климата на планете по отдельности не может привести к формированию ледниковых покровов и многолетнемерзлых пород на континентах. Только при «благоприятном» совпадении нескольких причин, которые могут взаимно усиливать друг друга, возможно возникновение основных ледниковых периодов в истории Земли. К таковым могут быть отнесены как причины космической природы (длиннопериодные изменения активности Солнца или периодическое прохождение Земли через различного рода физические неоднородности космического пространства нашей Галактики), так и глобальные причины сугубо земной природы, проявляющиеся через длительные временные интервалы (динамика литосферных плит, объединение и разъединение крупных континентов, положительные тектонические движения и др.). При этом причины земной природы, вероятно, являются по своей роли преобладающими в развитии каждого из пяти крупных ледниковых периодов.

В пределах каждого из этих ледниковых периодов, длившихся не менее десятков миллионов лет, различаются менее продолжительные (среднепериодные) ритмы похолодания и потепления, длившиеся на протяжении нескольких миллионов лет, которые приводили то к сокращению или полному исчезновению

покровных оледенений и мерзлых толщ горных пород, то к их разрастанию как по площади, так и по мощности. Причинами возникновения среднепериодных похолоданий, и особенно короткопериодных, могли служить тектонические процессы более мелкого порядка, перераспределение площадей суши и моря, регрессии, специфические циркуляционные течения океанических вод и др. Следует подчеркнуть, что формирование толщ мерзлых пород на планете связывается не только с периодами развития покровных оледенений. На отдельных частях континентов могли существовать такие условия, когда из-за недостаточной влагообеспеченности ледники развиваться не могли, а происходило промерзание верхней части литосферы. Так, например, холодный и сухой климат Сибири обеспечил возможность формирования здесь мощных толщ мерзлых пород в плейстоцене, однако не привел к возникновению покровных оледенений. Одновременно с этим, возможно даже в мезозойское время, характеризующееся теплым и мягким климатом, в высокогорьях (в соответствии с высотной геокриологической поясностью) могли формироваться и существовать многолетнемерзлые породы. При этом следует учитывать, что общая необратимая направленность развития Земли, проявляющаяся в прогрессирующем похолодании и понижении температуры, должна способствовать сгущению ритмов возникновения мерзлых пород на планете.

§ 3. История геокриологического развития и основные этапы формирования криолитозоны на территории СССР в позднем кайнозое

Направленное развитие природных условий в позднем кайнозое, вызванное общепланетарным похолоданием климата Земли, привело к формированию на севере, северо-востоке и высокоподнятых горных странах юга территории СССР криолитозоны, развивающейся и существующей до настоящего времени. История криогенного развития северо-восточной части Евразии в позднем кайнозое, запечатленная в толщах горных пород, изучена неравномерно и в целом недостаточно. Начальный период изучения геокриологической истории связывается с работами А. И. Попова на Таймыре, П. А. Шумского, Б. Н. Достовалова в Центральной Якутии, В. Н. Сакса, В. В. Баулина, Н. С. Даниловой, Г. И. Лазукова в Западной Сибири. Большой вклад в изучение геокриологической истории Северо-Востока СССР внесли Е. М. Катарсонов, Н. Н. Романовский, Ю. А. Лаврушин, Б. И. Втюрин, Т. П. Кузнецова, Т. Н. Каплина, А. В. Шер, А. А. Архангелов, С. В. Томирдиаро и другие, европейской территории СССР — А. А. Величко, С. Е. Суходольский, И. Д. Данилов, Н. Г. Оберман и др.

Надежность и детальность палеогеокриологических реконструкций определяются полнотой вскрытия геокриологического разреза и изучением сопряженных с ним палеогеографических

и палеоклиматической обстановок. Разрезы, вскрывающие толщу рыхлых кайнозойских отложений, которые формировались в большом временном интервале и доступны для их визуального изучения и опробования, являются опорными для восстановления истории геокриологического развития региона.

В этом случае основным при изучении истории является метод изучения «следов» мерзлоты, захороненных в слоях отложений неогенового и четвертичного возраста. К таким следам относятся первично образовавшиеся грунтовые жилы (земляные клинья, псевдоморфозы по жилам льда, параллельно-слоистые грунтовые клинья), инволюции (криотурбации) грунта, ледяные тела различной формы и размеров, различное соотношение литологической слоистости со слоями ожелезнения, оторфованности и ледяными шлирами, сколы и смещения слоев, наблюдаемые в обнажениях и в кернах скважин в настоящее время. Такие следы весьма разнообразны и при залегании их *in situ* несут большую информацию о типах осадконакопления и промерзания.

Этот метод познания истории развития мерзлых толщ основан на принципе актуализма, который позволяет проводить некоторую параллель между современными природными условиями и существующими криогенными явлениями и подобными же захороненными древними формами. Анализ таких современных форм дает некоторое представление об условиях времени их образования. Существенными признаками для анализа при этом являются залегание слоев грунта и шлиров льда в разрезе, их последовательность и характер перехода одного в другой.

Большую роль в стратиграфической и генетической привязке мерзлых слоев пород играют методы четвертичной геологии, а также изучение включений костей ископаемых животных и макроостатков растительности (обломков корней, веток, стволов, включение лигнитов, углей и др.).

Палинологические данные, получаемые в результате спорово-пыльцевого анализа образцов из изучаемого разреза, позволяют судить о климатических условиях произрастания растительности во время накопления различных горизонтов толщи пород. Этой же цели служат данные диатомового анализа, позволяющие оценить условия увлаженности и генезиса (морского или континентального) осадконакопления в период их образования.

Установление криогенного возраста пород и типа их промерзания возможно только при изучении синкриогенных толщ, криогенный и геологический возрасты которых совпадают. При этом криогенные признаки должны свидетельствовать об отсутствии протаивания в теплые периоды после промерзания, т. е. признаки должны быть первичными. В противном случае это будут «следы», свидетельствующие о неоднократности промерзания и, следовательно, об эпигенетическом криогенном генезисе толщи пород. В последние два-три десятилетия большую

роль в восстановлении геокриологической истории позднего кайнозоя играют определения абсолютного возраста пород по заключенным в них органическим остаткам с помощью радиоактивного изотопа углерода ^{14}C , а также палеотемпературные методы по соотношению изотопов $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$.

История геокриологического развития (в связи с неполнотой исследования в различных регионах криолитозоны) пока не является однозначной, и часто одни и те же материалы трактуются исследователями по-разному. Этому способствует как несовершенство методов определения абсолютного возраста и палеотемператур, так и неоднозначность интерпретации палиноспектров и других включений в осадках, несущих следы синкриогенеза или последующего протаивания и нового промерзания. В разные периоды изучения это приводило как к занижению, так и к завышению криогенного возраста одних и тех же слоев и всего разреза, что затрудняло увязку палеогеокриологических материалов по разным регионам. К этому следует добавить, что в связи с большой скоростью разрушения льдонасыщенных пород в обнажениях, являющихся «опорными» для синкриогенных разрезов, не всегда возможно повторение и уточнение их описания и опробования. Для эпикриогенных толщ основным доказательством длительности существования криолитозоны и этапов ее развития являются криогенное строение по разрезу и мощность всей криогенной толщи пород, т. е. глубина залегания нулевой изотермы. О проявлении периодов похолоданий и потеплений в эпикриогенных коренных породах можно судить по образованию у подошвы мерзлой толщи зон криогенной дезинтеграции и по расширению первичных трещин в породах в результате неоднократного заморозания в них воды. Об оттаивании пород на подошве мерзлой толщи свидетельствует также дефицит напоров подземных вод, возникающий вследствие неполного заполнения трещин водой в оттаивающих породах. О последующем промерзании ранее протаивавших мерзлых пород можно судить по неполному заполнению трещин льдом. В рыхлых эпикриогенных породах большую информацию об условиях промерзания несет распределение льдистости и толщины ледяных шлиров, убывающих с глубиной. В целом весь комплекс признаков позволяет с достаточной полнотой восстанавливать историю промерзания толщ горных пород.

Неравномерность обнаружения и исследования по территории следов мерзлоты и неоднозначность толкования условий осадконакопления и промерзания криогенных толщ, а также слабый учет существующей региональной геокриологической обстановки привели к тому, что различные исследователи выделяют и описывают разное число этапов геокриологического развития, придавая каждому из них свой возрастной диапазон и свою оценку роли криогенеза в формировании современных черт криолитозоны. Настоящее описание выполнено в соответствии с четырьмя этапами геологического и геокриологического развития террито-

рии Евразийского материка в кайнозой, принятыми Т. Н. Капиной; также четыре этапа (с большей детализацией голоцена) выделены В. В. Баулиным, Н. С. Даниловой, А. А. Величко и др.

В начале кайнозоя Антарктический материк занял свое южнополюсное положение и в силу малого прихода солнечной радиации начал охлаждаться с поверхности. Циркумполярные океанические течения, омывавшие Антарктический материк, со временем замкнулись и перестали получать тепло умеренных и экваториальных широт. Это привело к резкому похолоданию атмосферы, снижению в рельефе снеговой линии и формированию ледников на возвышенных участках материка. Последующее разрастание и слияние ледников в среднем и позднем миоцене привели к формированию мощного ледникового покрова Антарктиды, а в связи с этим на рубеже миоцена и плиоцена — к понижению уровня Мирового океана на 55 м и более. Увеличение айсбергового стока стало способствовать охлаждению Мирового океана и в плиоцене привело к формированию криогенной области Северного полушария Земли.

Следует иметь в виду, что в связи с большой протяженностью территории СССР с запада на восток и с преобладающим в кайнозой атлантическим переносом воздушных масс холодные периоды были более продолжительными в восточной части страны и менее продолжительными — в западной. Эта пространственная закономерность корректировалась широтной зональностью поступления солнечной радиации, в горных районах осложняемой высотной поясностью. Поэтому наиболее длительные холодные периоды существовали на северо-востоке, а наиболее короткие — на юго-западе страны. Такая тенденция сохранилась до настоящего времени и обусловила большие колебания продолжительности временных интервалов описываемых этапов криогенного развития природных условий на территории СССР (рис. 14.5).

Первый этап геокриологического развития охватывает плиоцен-раннеплейстоценовое время ($N_3 - Q_1$) и является наиболее продолжительным (от 2,4—1,9 до 0,9—0,73 млн. лет назад). Общее похолодание климата северного полушария Земли относят к раннему плиоцену (рис. 14.6), когда вследствие изменения теплого Атлантического течения и общего похолодания океанов начала формироваться ледовитость Полярного бассейна, непрерывно существующая в той или иной степени на протяжении последних 3 млн. лет. Так, температура придонных вод в полярных районах Земли, по Ч. Эмилиани, при общей направленности к похолоданию составляла: в среднем олигоцене (30—35 млн. лет назад) $+10,4^{\circ}\text{C}$; в раннем и среднем миоцене (10—20 млн. лет назад) $+7^{\circ}\text{C}$; в позднем плиоцене (3 млн. лет назад) $+2,2^{\circ}\text{C}$. На рубеже миоцена и плиоцена уровень океана на северо-востоке Азиатского материка понизился на несколько сотен метров, и в результате регрессии

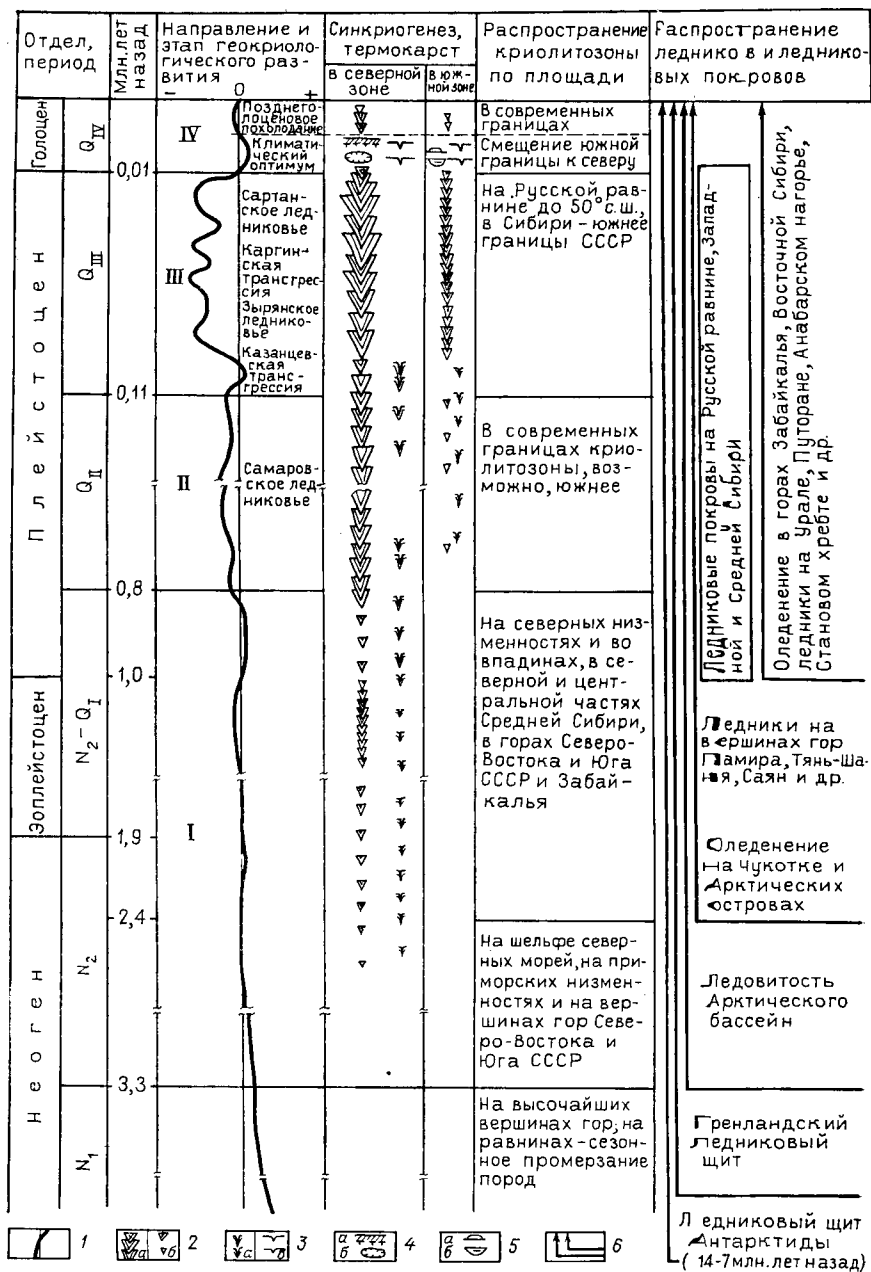


Рис. 14.5. Схема развития криолитозоны на территории СССР в позднем кайнозое:

1 — схематическая кривая колебаний (похолоданий и потеплений) климата; 2 — накопление синкриогенных отложений с крупными (а) и мелкими (б) жилами льда; 3 — формирование псевдоморфоз по ледяным жилам (а) и остаточно-полигонального рельефа (б) в результате вытаивания жильных льдов; 4 — увеличение ние сезонного слоя (а) и региональное развитие термокарста (б); 5 — региональное развитие торфяников (а) и заболоченности (б); 6 — существование во времени ледников и ледниковых покровов

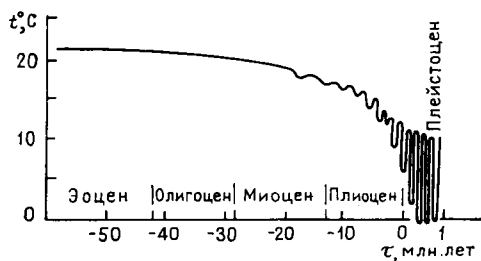


Рис. 14.6. Схематический график кайнозойских изменений средней годовой температуры в Центральной Европе (по А. С. Монину, Ю. А. Шишкову)

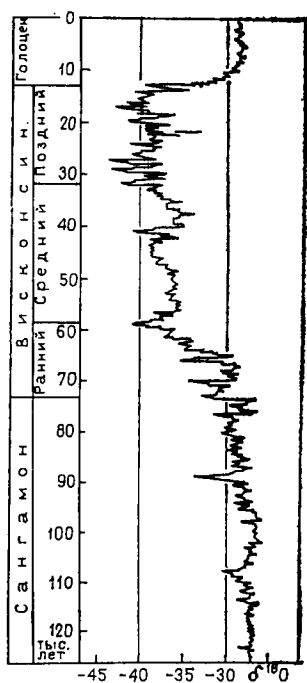


Рис. 14.7. Профиль изотопного отношения кислорода $\delta^{18}\text{O}$ в ледяной колонке Кемп Сенчури — Гренландский ледниковый щит (по А. С. Монину, Ю. А. Шишкову)

Полярного бассейна весь арктический шельф стал сушей, с которой началось многолетнее промерзание пород, распространившееся затем к югу. Глубокая регрессия имела планетарный характер и была связана как с оледенением Антарктиды, так и с тектоническим поднятием суши и опусканием дна океанов.

Приведенные в работе А. С. Монина и Ю. А. Шишкова данные по определению в ледяных колонках Антарктиды и Гренландии изотопного отношения кислорода $\delta^{18}\text{O}$ (рис. 14.7) позволили проследить этапы похолодания климата Земли в кайнозое и связанные с ними этапы накопления мощных ледниковых покровов и промерзания толщ горных пород. По данным калий-аргонового метода установлено, что около 3 млн. лет назад в плиоцене сформировался гренландский ледниковый щит, мощность льда которого в периоды максимальных оледенений составляла 3 км и более.

Первопричинами оледенений были не только глобальные изменения климата, но и определенные сочетания региональных природных условий, главнейшими из которых явились поднятие территории в результате тектонических движений и увеличение осадков в твердом виде. При недостаточности осадков в периоды похолоданий происходило промерзание горных пород на большую глубину.

В северной половине территории СССР промерзание охватило сначала высокие вершины горных хребтов с образованием

на них ледников, затем высокоподнятые горы средних и южных широт. Палинологическими данными установлено, что уже в эоцене в горах северо-восточной Азии темнохвойная тайга (свойственная в настоящее время северной области талых пород) была вытеснена лиственничными лесами с кустарниками и мхами, а на вершинах гор впервые появились горные тундры. В раннем плиоцене север материка был занят хвойно-мелколиственными лесами с участками болот, неприхотливыми к почвенно-климатическим условиям, и уже в это время появилась мерзлота на равнинах Северо-Востока СССР. Там, где преобладало континентальное накопление тонкодисперсных осадков, до настоящего времени сохранились следы криогенеза.

Наиболее древние признаки сингенетического промерзания пород, наблюдаемые в виде грунтовых жил и псевдоморфоз по ледяным жилам, обнаружены на Северо-Востоке СССР в бассейне р. Колымы (бегуновская свита, нижняя пачка олёрской свиты) и на р. Крестовке (кутуяская свита), осадки которых отнесены А. В. Шером, Т. Н. Каплиной, А. А. Архангеловым к плиоцену (2,4—1,9 млн. лет назад). В осадках этих свит наблюдается от одного до четырех ярусов псевдоморфоз, что Т. Н. Каплиной связывается с ритмами похолоданий — потеплений и обусловленных ими аградаций и деградаций многолетнемерзлых пород. О суровых условиях формирования синкриогенных озерно-аллювиальных осадков с повторно-жильными льдами на севере Чукотки, относимых А. А. Архангеловым к эоплейстоцену, позволяют судить размеры псевдоморфоз по ледяным жилам.

В раннем плейстоцене такие следы многолетнего промерзания изучены в Западной Сибири на 60° с. ш. в аллювиальных и озерных отложениях долины р. Иртыш и в Центральной Якутии. К сингенетически промерзшим в раннем плейстоцене, по Т. П. Кузнецовой, могут быть отнесены отложения с жилами льда мощностью до 10—20 м и более, слагающие высокие террасы Лены и ее притоков. На Северо-Востоке СССР в плиоцен-раннеплейстоценовых олёрской и хромской свитах изучены псевдоморфозы по повторно-жильным льдам, свидетельствующие о синкриогенезе в период их накопления. В олёрской свите, например, снизу вверх по разрезу установлены увеличение размеров псевдоморфоз по жилам льда и уменьшение расстояния между ними, что свидетельствует о постоянном понижении температур пород и увеличении амплитуд их колебаний на поверхности в период роста ледяных жил.

Формирование в это время холодного континентального климата на территории Сибирской платформы способствовало эпикриогенному промерзанию пород на больших пространствах. Ритмические колебания климата с относительно неглубокими потеплениями на протяжении всего четвертичного периода не смогли нарушить эту закономерность, так как большую часть времени в плейстоцене климат был холоднее современного.

Современные мощности криолитозоны, превышающие 500—700 м на Северо-Востоке СССР и в Забайкалье и 1000—1500 м в пределах Сибирской платформы, позволяют предполагать, что в этих регионах эпикриогенные мерзлые толщи пород промерзали с раннего плейстоцена, а локально — возможно и с позднего плиоцена. Так как периоды деградации при потеплениях климата были не столь глубокими и длительными, как периоды похолодания (см. рис. 14.5), оттаявшие породы полностью промерзали в последующий аградационный период. При тенденции увеличения длительности периодов похолоданий и уменьшения периодов потеплений процесс деградации затухал, а процесс аградации усиливался как во времени, так и по направлению к северу (и с ростом высоты рельефа в горах). Интенсивность проявления этих процессов по территории была различной в зависимости от конкретных особенностей природной обстановки. Поэтому на севере Сибири сохранение пород в мерзлом состоянии возможно с раннего плейстоцена, но в основном в эпикриогенных льдистых рыхлых и коренных породах. Синкриогенные отложения, являющиеся в период формирования всегда рельефообразующими, в эпохи потеплений протаивали и перерабатывались термокарстом с последующим образованием псевдоморфоз по жилам льда при эпикриогенезе.

В целом приведенные данные свидетельствуют о суровых геокриологических условиях на протяжении этого этапа, когда температура пород была не выше -3°C , а южная граница мерзлоты проходила по 60° с. ш. и несколько южнее, захватывая Таймыр, северную и среднюю часть Среднесибирского плоскогорья (рис. 14.8).

Второй этап (от 0,9—0,73 до 0,15—0,11 млн. лет назад) охватывает средний плейстоцен (Q_{II}), который явился важным рубежом в формировании криогенных толщ. На этом этапе аградационно-деградационные циклы совершались в основном на фоне отрицательных температур пород, вследствие чего накопление и существование криогенных толщ на севере Сибири в среднем плейстоцене почти не прерывалось до настоящего времени. По мнению Т. Н. Каплиной, сформировавшиеся в среднем плейстоцене синкриогенные отложения на северных равнинах могли локально сохраниться до наших дней.

Геологический (и геокриологический) возраст отложений этого этапа определялся в низовьях Колымы по абсолютному возрасту и по костям ископаемых грызунов А. А. Шером, Т. Н. Каплиной и другими с учетом положения слоев в разрезе синкриогенной толщи, существующей до настоящего времени. На северных низменностях Якутии во всех изученных разрезах этого возраста обнаружены слои льдистых пород с мощными ледяными жилами, залегающими на разных глубинах.

Анализ следов мерзлоты в осадках среднего плейстоцена по другим районам показывает, что криогенная толща в этот период была развита не только в современных границах, но и

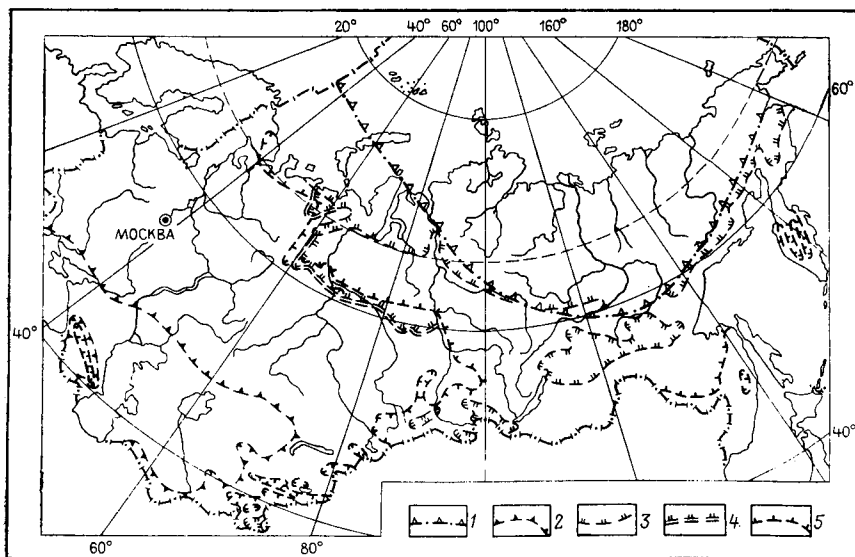


Рис. 14.8. Возможные границы распространения криолитозоны в кайнозое: 1 — в неогене — раннем плейстоцене; 2 — в среднем плейстоцене; 3 — в климатическом оптимуме голоцена; 4 — в климатическом оптимуме голоцена и позднем голоцене (на глубине 70–200 м от поверхности); 5 — в настоящее время

существенно южнее (см. рис. 14.8). На Европейской равнине псевдоморфозы по ледяным жилам и грунтовые жилы описаны в работах А. А. Величко, А. Б. Богуцкого и других вплоть до 50° с. ш. В Западной Сибири, в Северном Казахстане такие следы наблюдались исследователями до $49\text{--}50^\circ$ с. ш., на юге Средней Сибири и в Забайкалье — вплоть до государственной границы СССР. Такое широкое распространение криогенных толщ в среднем плейстоцене, по мнению Т. Н. Каплиной, свидетельствует о значительно более суровых геокриологических условиях того времени по сравнению с существующим. Лишь в конце периода продолжительностью до 40 тыс. лет (казанцевское межледниковье) климат был близок к современному. На общем фоне суровых геокриологических условий в среднем плейстоцене палеогеографами и геокриологами выделяются периоды потеплений (например, тобольское и мессовско-ширтинское время в Западной Сибири), с которыми, по мнению Н. С. Даниловой, связаны продвижение на север северо-таежных лесов и лесотундры и развитие термокарста с накоплением озерных и болотных отложений.

Третий этап развития криолитозоны — позднеледниковый (Q_{III}) продолжительностью от 150—110 до 11—10 тыс. лет назад. Этот этап характеризуется резким и глубоким похолоданием климата (см. рис. 14.5), с которым связаны широкое развитие наземных оледенений и распространение почти

по всей территории СССР многолетнего промерзания пород. Этот период в литературе получил название ледникового. Верхнеплейстоценовые отложения на Севере и Северо-Востоке страны являются рельефообразующими, изучены по большому числу опорных разрезов, датированы по растительным и костным остаткам и радиоуглероду и характеризуются включением систем мощных ледяных жил вертикальной протяженностью до 50—80 м и шириной по верху 3—6 м. В северном полушарии Земли поздний плейстоцен по суровости подразделяется на четыре периода.

Начало позднего плейстоцена — казанцевское время (Q_{III}^1) продолжительностью около 30 тыс. лет, В. В. Баулиным и другими характеризуется как время казанцевской трансгрессии мелководного моря, затопившего обширные пространства Западной Сибири (по Г. И. Лазукову, до 65° с. ш.). Незатопленной оставалась Салехардская морская равнина на Ямале и Гыдане, где Г. И. Дубиковым описаны синкриогенные прибрежно-морские и аллювиальные отложения казанцевского возраста, содержащие сингенетические повторно-жильные льды. В отложениях начала позднего плейстоцена в Западной и Средней Сибири описываются псевдоморфозы по повторно-жильным льдам, расположенные более чем на $3-4^\circ$ широты южнее, чем районы современного образования повторно-жильных льдов, что свидетельствует о более суровых климатических условиях, чем современные.

Наиболее холодными на этом этапе являются зырянский (по Н. В. Кинд, 60—50 тыс. лет назад) и сартанский (27—15 тыс. лет назад) периоды, когда распространение ледниковых покровов было максимальным, а на участках без ледниковых покровов шло многолетнее промерзание пород при более низких (на $5-10^\circ\text{C}$ и более) температурах воздуха, чем современные. Поэтому считается, что зырянско-каргинско-сартанский период ($Q_{III}^2 - Q_{III}^1$) продолжительностью около 70 тыс. лет характеризуется на большей части территории СССР максимальным наращиванием мощности криолитозоны и максимальным распространением ее к югу. Следы суровых многолетнемерзлых пород (псевдоморфозы по ледяным жилам, остаточно-полигональный рельеф, криотурбации и др.) прослежены А. А. Величко на обширных пространствах Русской равнины вплоть до $48-49^\circ$ с. ш. В Западной Сибири такие следы в верхнеплейстоценовых отложениях обнаружены до 52° с. ш. На юге Тазовского полуострова на широте Полярного круга вертикальная мощность псевдоморфоз в таких осадках достигает 12 м при ширине до 2 м с признаками бывшего сингенеза во вмещающих песчаных отложениях. В современных условиях на этой широте происходит лишь несистематическое морозобойное растрескивание в оторфованных грунтах. Севернее Полярного круга верхнеплейстоценовые отложения III—I надпойменных террас с сингене-

тическими песчаными и ледяными жилами сохраняются в мерзлом состоянии со времени их накопления.

На севере Средней Сибири, на северных низменностях и в мезо-кайнозойских впадинах Восточной Сибири в этот период продолжается накопление синкриогенных льдонасыщенных горизонтов с повторно-жильными льдами большой мощности (до 80 м и более) — «ледового» комплекса (см. гл. 9, § 2), сохраняющегося до настоящего времени в останцах «едомной» свиты и являющегося рельефообразующим. На Северо-Востоке СССР для этого времени характерны резкое сокращение площади лесов и замена их своеобразной растительностью тундростепей, не имеющих аналогов в настоящее время. В горных районах получили широкое развитие горные тундры и пустыни. В суровых условиях сартанского периода (27—15 тыс. лет назад) в результате регрессии моря шло промерзание шельфа и формирование криопэгов. Возможные среднегодовые температуры пород, по оценке Т. Н. Каплиной, достигали в то время —25°C, т. е. были более чем на 10°C ниже современных. Огромная территория страны в это время была занята сплошной многолетнемерзлой толщей большой мощности, на 100—200 м больше современной, с мощными сингенетическими жилами льда в средне-позднеплейстоценовых отложениях и эпигенетическими жилами льда в ранее сформировавшихся осадках, с минимальным развитием термокарста и таликов под водотоками, а также морозного выветривания в коренных породах и эоловых процессов на опесчаненных пространствах осушенного шельфа и тундростепей. Длительность и исключительная суровость условий промерзания привели к тому, что в верхнеплейстоценовых осадках северных равнин до настоящего времени наблюдаются огромные по мощности ледяные жилы, не имеющие аналогов в предшествующее время.

О большой мощности мерзлых толщ в позднем плейстоцене свидетельствует существование в Западной Сибири и на европейском Северо-Востоке СССР «второго», заглубленного, слоя мерзлых пород, отчлененного от поверхности талыми породами (см. рис. 14.8). В Западной Сибири подошва мерзлых пород реликтового слоя в настоящее время обнаружена на глубине 300—400 м на широте 59—60° с. ш., т. е. южнее широтного течения р. Оби и современных островов мерзлых пород. С этим временем связывают существование Баренцевоморского и Карского ледниковых покровов и глубокое промерзание пород в Средней и Восточной Сибири, где отсутствие больших оледенений при дефиците влажности воздуха и осадков привело к формированию мощной криогенной толщи пород. Последняя к концу позднего плейстоцена в центральной части Сибирской платформы достигла наибольшей (1000—1600 м и более) для платформенных условий на земном шаре мощности и представлена мощной отрицательнотемпературной толщей пород с солеными водами и рассолами, перекрытой толщей многолетнемерзлых

пород со льдом по трещинам. В целом суровые геокриологические условия в конце позднего плейстоцена наблюдались на большей части территории СССР, а южная граница распространения многолетнемерзлых пород на юго-западе проходила по 47—49° с.ш., не захватывая лишь Черноморское побережье и равнины Средней Азии; на юго-востоке она уходила за пределы СССР (см. рис. 14.8). После сарганского минимума началось глобальное потепление климата, особенно интенсивно проходившее в средних широтах на европейской территории СССР и в Западной Сибири.

Четвертый этап развития криолитозоны — голоценовый (Q_{IV}), главным событием которого является климатический оптимум (Q_{IV}^2) продолжительностью от 10—9 до 4,5—3 тыс. лет назад, хорошо проявленный на всей территории СССР и подтвержденный большим количеством палеогеографического и палеогеокриологического материала. На Русской равнине исчезают ледниковые покровы, на Северо-Востоке СССР, в Забайкалье и других районах криолитозоны сокращаются площади горнодолинных ледников, продвигаются к северу почвенно-растительные зоны и т. д. Одним из важных реликтов голоценовой деградации мерзлых толщ является слой талых горных пород над слоем плейстоценовой мерзлоты на европейском Северо-Востоке и в Западной Сибири. Признаком смягчения геокриологических условий в оптимуме голоцена являются без- и малоградиентные температурные кривые в криогенных толщах Западной Сибири, южной половины Средней Сибири и других районов.

Распространение криолитозоны к концу климатического оптимума может быть охарактеризовано возможным на тот период положением южной границы мерзлоты (см. рис. 14.8), которая условно проведена по южной границе 200-метровой мощности мерзлых толщ, существующих в настоящее время. Расчеты В. В. Баулина и других показывают, что оттаивание с поверхности коренных пород при температуре выше -3°C могло составлять 100—250 м, часть из которых (примерно до 100 м) могла вновь промерзнуть в период позднеголоценового похолодания. В целом можно считать, что в климатический оптимум повышение температур пород по сравнению с современными составляло $3\text{--}4^{\circ}\text{C}$.

В Восточной Сибири период климатического оптимума голоцена относится к 9,5—8 тыс. лет назад. На северных равнинах, сложенных льдонасыщенными породами, он сопровождался региональным развитием термокарста и формированием озерно-термокарстовых равнин с озерным и болотным осадконакоплением.

Поздний голоцен (Q_{IV}^4) повсеместно ознаменовался похолоданием и в целом аградационным развитием криолитозоны (см. рис. 14.5 и 14.8), отразившимся на ее современном состоянии. Так, на талых породах в южной части криолитозоны

сформировалась криогенная толща мощностью до 50—100 м и более, имеющая позднеголоценовый криогенный возраст; протаявшие в оптимуме слои пород вновь частично или полностью промерзли; среднегодовая температура мерзлых пород понизилась на 1—2°C; южная граница распространения мерзлых пород опустилась на несколько градусов к югу; в торфяниках европейского Севера СССР и в Западной Сибири начали образовываться и расти жилы льда протяженностью 1,5—2 м. В современной южной геокриологической зоне активно происходит многолетнее и сезонное пучение грунта, формируются бугристые торфяники. В северной геокриологической зоне на поймах рек и озер формируются современные синкриогенные отложения небольшой мощности, на ровных поверхностях активизируется морозобойное растрескивание, вследствие перемерзания русел рек и ручьев широко развивается наледообразование, формируется голцовый лед в курумах и крупноглыбовых развалах.

Таким образом, толщи многолетнемерзлых пород на территории СССР имеют различный криогенный возраст (время начала их многолетнего промерзания) по разрезу. Так, Н. С. Даниловой отмечено, что в северной части криолитозоны более молодые по криогенному возрасту толщи расположены у подошвы мерзлоты. Такими являются мерзлые породы позднелейстоценового криогенного возраста, поскольку максимальный импульс холода связан с этим периодом геологического развития криолитозоны Земли в кайнозое. При переменных условиях осадконакопления и промерзания (в южной геокриологической зоне, в районах морских трансгрессий, покровных оледенений и др.) формируются сложные по криогенному возрасту толщи горных пород. В синкриогенных толщах отложений низы разреза всегда имеют более древний криогенный возраст, чем в верхней части, однако на подошве криолитозоны в эпикриогенной части криогенный возраст может быть таким же, как и в синкриогенной.

Глава 15

ЗОНАЛЬНЫЕ И РЕГИОНАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ТЕРРИТОРИИ СССР НА СОВРЕМЕННОМ ЭТАПЕ

§ 1. Распространение многолетнемерзлых пород и пространственное изменение их среднегодовых температур

Огромная протяженность территории СССР с запада на восток и с севера на юг, сложность орографического, геологического, тектонического, гидрогеологического строения, ландшафтной и климатической обстановок и их изменение в позднем кай-

нозное обуславливают большую изменчивость и разнообразие геокриологических условий различных ее частей.

Распространение криолитозоны на территории СССР 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, 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, обуславливающими 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;

7) ландшафтно-климатическими условиями на поверхности (растительность, заболоченность, заторфованность, микро-рельеф и др.).

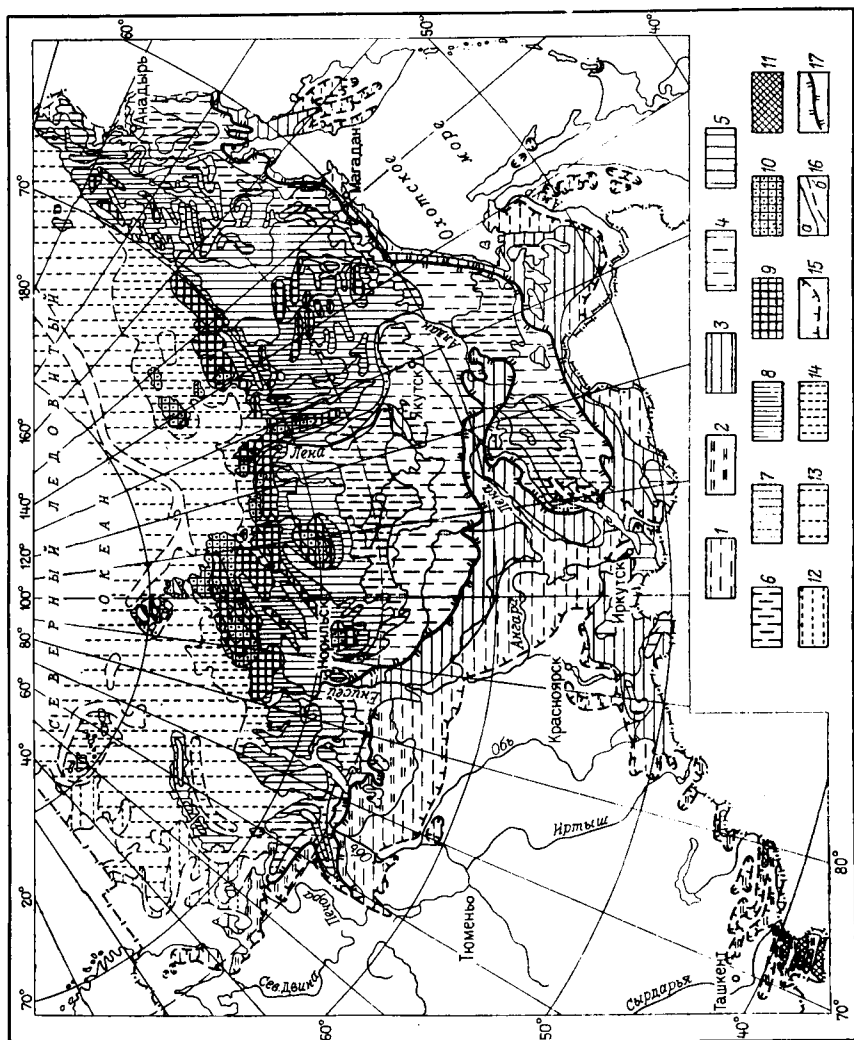
Сочетание влияния перечисленных факторов и условий способствует созданию большого разнообразия в распространении и взаимном размещении многолетнемерзлых и талых пород и в формировании их температурного режима. Распространение многолетнемерзлых пород, их соотношение по площади с талыми породами, а также 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 каждой зоны закономерности распространения мерзлых пород и формирования температурного режима сходны и отличаются от соседних зон. Такой зональный подход позволяет рассматривать основные региональные геокриологические

закономерности и сравнивать их между собой на всей территории СССР.

О закономерном изменении среднегодовых температур пород с юга на север и с запада на восток, а в горах с ростом высоты рельефа наглядно можно судить по Геокриологическим картам СССР обзорного масштаба (1 : 2 500 000 — 1 : 25 000 000), на которых отражены геотемпературные зоны с диапазоном изменения температур в 1—2°С. На карте (рис. 15.1) видно, что вследствие влияния секториальности климата и континентальности теплообмена на поверхности земли проявляется существенное отклонение к юго-востоку идентичных геотемпературных зон, которые в Западной Сибири по сравнению с европейской частью СССР размещаются на 2—3° с.ш. южнее, а на Приленском плато и в Южной Якутии — уже на 6—8° с.ш. В настоящее время сформировалась зональность распространения многолетнемерзлых пород и их температурного режима, которая проявляется на территории СССР 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 аazonальность условий теплообмена, при которой сочетание влияния природных региональных факторов существенно превышает роль широтной зональности. Такими геокриологически аazonальными являются меридионально расположенные долины крупных рек — Оби, Енисея, Лены и др., крупные озера, не промерзающие до дна, и большие массивы песков эолового, флювиогляциального, аллювиального и другого генезиса. В целом по территории СССР среднегодовые температуры пород изменяются в широком диапазоне значений: от +21°С в талых породах субтропической зоны до —15°С и ниже — в многолетнемерзлых породах арктической зоны и в высокогорье. По площади, занимаемой многолетнемерзлыми породами по сравнению с талыми породами каждой зоны, вся территория СССР делится на две большие области распространения соответственно многолетнемерзлых пород с сезонным оттаиванием с поверхности (многолетняя криолитозона) и талых пород с сезонным промерзанием почв и грунтов (сезонная криолитозона). Условная линия, разделяющая эти области и проводимая на обзорных картах по южным островам многолетнемерзлых пород, называется южной границей распространения криолитозоны. Севернее южной границы (а в горах выше ее по рельефу) площади островов мерзлоты и их количество возрастают, а среднегодовые температуры пород понижаются. В связи с широтной зональностью прихода солнечной радиации и влиянием теплой Атлантики граница распространения области многолетнемерзлых пород имеет общее направление с северо-запада (Кольский п-ов) на юго-восток (до р. Енисей), а в районе Красноярска поворачивает на юго-запад и запад, проходя по предгорьям горных систем юга СССР.

Рис. 15.1. Карта распространения и среднегодовых температур (в °С) криолитозоны СССР.

Субарктическая и субгладциальная области криолитозоны. Распространение мерзлых пород в южной геокриологической зоне: 1 — редкостровое (от +2 до -0,5); 2 — островное и массивно-островное (от +2 до -2); 3 — прерывистое (от +0,5 до -2). Северная геокриологическая зона со сплошным распространением мерзлых пород: 4 — от -0,5 до -3; 5 — от -0,5 до -5; 6 — от -2 до -5; 7 — от -4 до -9; 8 — от -7 до -9; 9 — от -9 до -11; 10 — > -11; 11 — от -1 до -13. Субмаринная область криолитозоны: 12 — островное и прерывистое распространение пород с криоглазами (от 0,5 до -2); 13 — 14 — от -1 до -3). Границы: 15 — южная граница распространения мерзлых пород; 16 — геотемпературных зон — субарктических (а) и субмаринных (б); 17 — северной и южной геокриологических зон



Соотношение талых и мерзлых пород и их пространственная изменчивость тесно связаны и определяются формированием температурного режима пород. Самые южные острова мерзлоты, имеющие размеры от нескольких десятков до нескольких сотен квадратных метров по площади, могут периодически возникать еще в области талых пород, в двух геотемпературных зонах, примыкающих к криолитозоне. В этих зонах породы характеризуются довольно низкими (от 3 до 0°C) положительными среднегодовыми температурами. В их пределах мерзлота в ненарушенных условиях 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. В пределах криолитозоны, севернее ее южной границы, по особенностям распространения, среднегодовым температурам и мощности многолетнемерзлых пород выделяют южную и северную гео-криологические зоны.

Южная гео-криологическая зона характеризуется несплошным распространением многолетнемерзлых пород, площадь и сплошность которых возрастают по направлению к северу от 25 % и менее при редкоостровном до 25—75 % при массивно-островном и 75—90 % при прерывистом распространении многолетнемерзлых пород (табл. 15.1).

В южной гео-криологической 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 1—2°C, а в годы с экстремальными погодными условиями превышать эти величины. Такие изменения могут приводить к новообразованию мерзлых пород 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°C. Многолетнемерзлые породы в южной гео-криологической зоне имеют преимущественно позднеголоценовый криогенный возраст. В районах интенсивного преобразования природных условий происходит новообразование мерзлоты.

В этих зонах 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 многолетнемерзлых пород по сравнению с талыми характерны для зоны редкоостровного и островного распространения мерзлых пород, непосредственно контактирующей с областью талых пород. Преобладающие среднегодовые температуры талых и мерзлых пород в этой зоне изменяются от +2 до —0,5°C. В условиях этой

Распространение многолетне- и сезонномерзлых (талых и немерзлых) пород на территории СССР

Область (по наличию и отсутствию мерзлых пород)	Зона	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 средне-годовой температуре пород, °С		
I. Сезонно- и многолетнемерзлых пород — многолетняя криолитозона	Северная географическая	Сплошная (северная часть зоны)	Более 95	Ниже —10		Арктический и полярный Устойчивый Длительноустойчивый Переходный, полупереходный и длительноустойчивый
		Преимущественно сплошная (южная часть зоны)	90—95	—5÷ —10 —3÷ —5 —0,5÷ —3		
	Южная географическая	Прерывистая Массивно-островная Островная и редко-островная	75—90 25—75 Менее 25	+0,5÷ —2 +1÷ —1 +2÷ —0,5		
II. Талых и сезонномерзлых пород — сезонная криолитозона	Северная сезонномерзлая	Сплошная талых и немерзлых пород	Доли процента — — —	0,5—2 2—5 5—10 10—15		То же Длительноустойчивый Устойчивый Южный
	Центральная сезонномерзлая					
	Южная сезонно- и кратковременномерзлая	Сплошная немерзлых пород	—	Выше 15		Субтропический

зоны острова многолетнемерзлых пород существуют только при благоприятном сочетании мерзлотообразующих факторов, таких, как затенение поверхности, полная или частичная оголенность ее от снега, заторфованность 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. 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 склонах с чехлом сулинисто-щебнистых образований. Отдельные острова мерзлоты могут быть приурочены и к подножиям уступов, занятым снежниками.

В целом многолетнемерзлые породы в этой зоне характеризуются высокими отрицательными среднегодовыми температурами, которые редко выходят за пределы -1°C , при наиболее распространенной $t_{\text{ср}}$ от 0 до $-0,5^{\circ}\text{C}$. 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 т. д., среднегодовые температуры могут быть значительно выше и достигать значений $+4, +5^{\circ}\text{C}$.

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 от $+1$ до -1°C . При этом на сухих склонах южных экспозиций $t_{\text{ср}}$ пород еще могут достигать значений $+2^{\circ}\text{C}$ (но не более, чем на 25 % площади зоны), а на оторфованных северных — до -2°C . Широкое развитие мерзлые породы имеют на заболоченных пространствах с плоскобугристыми торфяниками в лесотундровой зоне европейской части СССР.

На Северном и Приполярном Урале мелкие острова многолетнемерзлых пород переходят в более крупные мерзлые массивы по мере увеличения высоты рельефа и крутизны склонов. 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 развиты в виде крупных и мелких массивов эпикриогенных голоценовых торфяников, которые характеризуются температурой до -1 и -2°C . Распространение таких мерзлых массивов приурочено к широтно расположенной зоне, в которой талые породы также имеют вид островов и массивов, а сама зона развита почти до широты Полярного круга (см. рис. 15.1). Восточнее р. Енисей массивно-островное распространение мерзлых пород характерно для сниженных ступеней Тунгусского плато, занятых светлохвойной южной тайгой, и для Предбайкальской равнины. Восточнее Байкала такая мерзлота развита на остепненном Уда-Селенгинском плоскогорье, а также на заторфованной и заболоченной Амуро-Зейской равнине с разреженными хвойно-таежными лесами.

Четкой и резкой границы между первыми двумя геотемпературными зонами нет вследствие того, что для равнин характерно постепенное изменение ландшафтной обстановки с юга на север, а следовательно, и постепенное изменение геокриологических условий. В горных районах, в связи с резкой сменой орographicеских и ландшафтно-климатических условий по высотным поясам, происходят более резкое нарастание площади мерзлых пород и понижение их среднегодовых температур со средним градиентом $0,4-0,6^{\circ}\text{C}$ на 100 м высоты рельефа.

Талые породы в пределах этой зоны, занимающие от 50 до 25% площади, относятся к радиационно-тепловым и гидрогенным таликам, $t_{\text{ср}}$ которых довольно низки (до $+1$, реже $+2^{\circ}\text{C}$). 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°C , а на 25% территории имеют более низкие значения. Талые породы развиты только в благоприятных для этого условиях в виде островов и редких массивов, которые по площади уменьшаются с юга на север от 20 до 5% . Они представлены сквозными таликами радиационно-теплого и водно-теплого генезиса с температурами до $+1$, реже $+2^{\circ}\text{C}$ и ограниченно существуют на участках песчаных пойм и террас.

Широкое развитие мерзлые породы этой зоны имеют уже на севере лесотундры европейской части СССР. В Западной Сибири они представлены крупными массивами, сложенными суглинками и торфами. Восточнее р. Енисей, на междуречье Нижней и Подкаменной Тунгуски, мерзлые породы этой зоны распространены 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 песчаниках юры 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 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 сполого-волнистого слабо расчлененного на возвышенный с отпрепарированным интрузиями диабазов, резко расчлененный глубоко врезаемыми долинами. Эти же особенности, по-видимому, явились и границей 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 площади таликов в этой зоне.

В области сплошного распространения многолетнемерзлых пород (северная геокриологическая зона) нарушение их сплошности по площади обусловлено 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 и чаще встречаются в южной подзоне северной геокриологической зоны на участках с температурами до —2 °С, 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 среднегодовыми температурами 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. 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 за-

трудненными 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°C) 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 ландшафтов лесотундры. По правобережью Енисея, в Забайкалье и Южной Якутии, на юге Дальнего Востока (см. рис. 15.1) высокотемпературные мерзлые породы сплошного распространения развиты очень широко. Их существование обусловлено обогревающим влиянием снежного покрова и летних осадков, благоприятным радиационным режимом, дренированностью территории и сравнительно небольшой льдистостью отложений, неоднократно оттаивавших с поверхности и вновь промерзавших.

Севернее этой зоны среднегодовые температуры пород постепенно понижаются. Так, на огромных пространствах Среднесибирского плоскогорья они понижаются от -2 до -7°C (на широте Анабарского массива). Самые низкие температуры пород формируются на северных равнинах Западной Сибири (от -5 до -9°C), Средней Сибири (от -9 до -13°C), Восточной Сибири (от -9 до -15°C) и на побережьях арктических островов (от -5 до -15°C). 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 -15°C и ниже. На склонах гор, покрытых курумами и крупноглыбовыми развалами с гольцовым льдом, наиболее низкие температуры формируются на крутых северных склонах. Понижение среднегодовых температур пород на сходных абсолютных высотах увеличивается с ростом расчлененности рельефа и его крутизной из-за возможного объемного охлаждения крутосклонных форм и увеличения дренированности массивов скальных и полускальных пород. Существенные коррективы в распространение мерзлых пород и их температурный режим вносят ледники, повышающие температуры пород под ними на участках фирновых толщ вплоть до образования гляциальных таликов и понижающие их на участках ледяных толщ до среднегодовых температур воздуха.

Таким образом, на всей территории со сплошным распространением многолетнемерзлых пород закономерное понижение их температур происходит по сходным элементам рельефа. В случае различия состава пород наиболее низкие температуры формируются в связных и оторфованных грунтах. В рыхлых обломочных разновидностях отложений возможно локальное повышение зональных температур вследствие благоприятных условий теплообмена, однако общая широтная зональность понижения температур к северу сохраняется.

§ 2. Строение криолитозоны и пространственная изменчивость ее мощности

Криолитозона — это 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 СССР 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 (см. табл. 15.1) связана с развитием сквозных и несквозных таликов различных генетических типов (см. гл. 13).

Распространение криолитозоны по разрезу определяется геологическим строением и тектонической структурой, условиями многолетнего промерзания пород и их взаимодействия с подземными водами и весьма существенно историей геокриологического развития в позднем кайнозое. В результате этого в различных геолого-структурных, гидрогеологических, орографических и ландшафтно-климатических условиях сформировались как непрерывно мерзлые на всю мощность, так и двуслойные мерзлые толщи, 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-плейстоценовые (нерасчлененные), позднелейстоценовые, позднеголоценовые, 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 и морозные, содержащие и не содержащие лед; 2) охлажденные ниже 0°C , 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. Фотисву, 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.

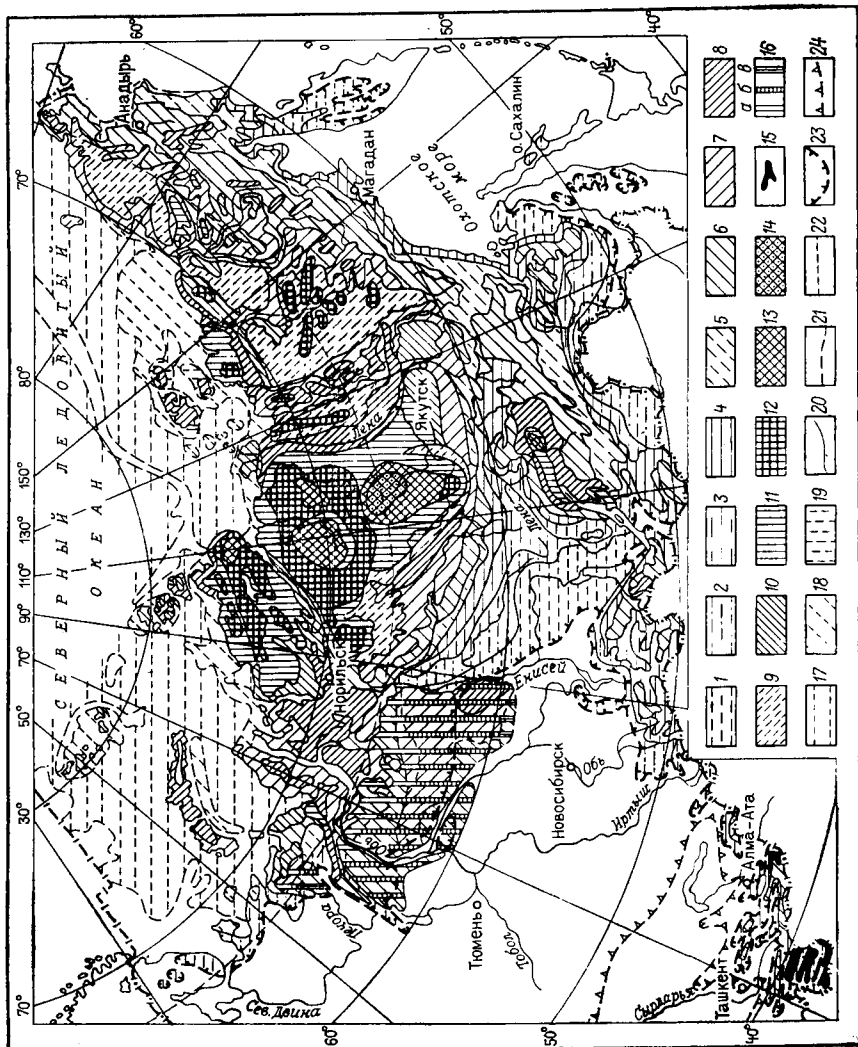
Время начала формирования многолетней криолитозоны оценивается от многих сотен тысяч лет (порядка 2 млн. лет и более) до нескольких лет; так, начало ее формирования на севере Евразии связывается с поздним плиоценом и ранним плейстоценом. Многолетняя криолитозона по условиям залегания и формирования в 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 СССР показаны на карте масштаба 1 : 25 млн. (рис. 15.2).

Субаэральная криолитозона занимает всю сушу территории СССР и по площадному распространению, мощности, криогенному строению и криогенному возрасту подразделяется на южную и северную геокриологические зоны.

В южной зоне криогенная толща с поверхности представлена только одним ярусом — многолетнемерзлыми породами мощностью преимущественно до 100 м. На равнинах и плоскогорьях изменение ее мощности подчиняется широтной зональности, в горах — высотной поясности теплообмена. Многолетнемерзлые толщи подстилаются талыми породами, обводненными в зависимости от типа гидрогеологической структуры.

В северной геокриологической зоне мощность (от 0 до 1500 м и более) и строение криогенной толщи в меньшей степени зависят от современных условий теплообмена, а определяются историей геокриологического развития и существенно

Рис. 15.2. Карта мощностей криолитозоны СССР. Южная субарктическая и субгляциальная геохронологические зоны: 1 — 0–15 м; 2 — 0–25 м; 3 — 0–50 м; 4 — 0–100 м. Северная субарктическая и субгляциальная геохронологические 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 криолитозон: 20 — субарктической и субгляциальной; 21 — субмаринной; 22 — реликтовой; 23 — современной; 24 — возможного распространения криолитозоны в плейстоцене



зависят от типа тектонической и гидрогеологической структуры и рельефа. Так, в пределах горного рельефа и древних щитов криолитозона представлена в основном также одним ярусом — многолетнемерзлыми породами, которые подстилаются тальными водоносными породами.

На древних платформах, молодых плитах и на побережье Полярного бассейна ярус многолетнемерзлых пород (25—500 м) подстилается охлажденными породами с криопэгами. В пределах Западно-Сибирской плиты, на северо-востоке Русской платформы и в межгорных впадинах Прибайкалья, охваченных глубоким оттаиванием с поверхности в период климатического оптимума голоцена, криолитозона является двухъярусной (рис. 15.3). При этом верхний ярус многолетнемерзлых пород по криогенному возрасту позднеголоценовый, а нижний — плейстоценовый. Нижний ярус реликтовых мерзлых пород приурочен обычно к песчано-глинистым и суглинистым разнородностям 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 и обусловило более сложную закономерность в ее распределении на огромных пространствах горноскладчатых районов Северо-Востока СССР.

Наиболее четко широтная зональность в изменении мощности мерзлых толщ прослеживается в южной геокриологической зоне, охватывающей редкоостровное (мощность мерзлых пород до 15—25 м), массивноостровное (мощность до 25—50 м) и прерывистое (мощность до 100 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 меньшие или больше указанных фоновых значений. Такие пониженные мощности мерзлых пород на небольших участках могут формироваться только в благоприятных для этого условиях, а зональных для данного участка, а повышенные на 50—100 м — на участках возможного слияния позднеголоценовых по криогенному возрасту мерзлых толщ с сохранившимися от оттаивания позднеплейстоценовыми толщами. В целом в южной геокриологической зоне многолетнемерзлые породы по всему разрезу имеют преимущественно позднеголоценовый и современный криогенный возраст, соответствующий многолетнему промерзанию пород после голоценового климатического оптимума (см. рис. 14.8). В южной геокриологической зоне вследствие динамики климата в плейстоцене и голоцене, морских трансгрессий, регрессий и оледенений в особо благоприятных условиях (слабосцементированные льдистые мезозойские и кайнозойские породы) сохранился ярус реликтовых (плейстоценовых) мерзлых пород, залегающий на некоторой глубине от поверхности (70—200 м и более). Такие реликтовые мерзлые толщи на северо-востоке Русской

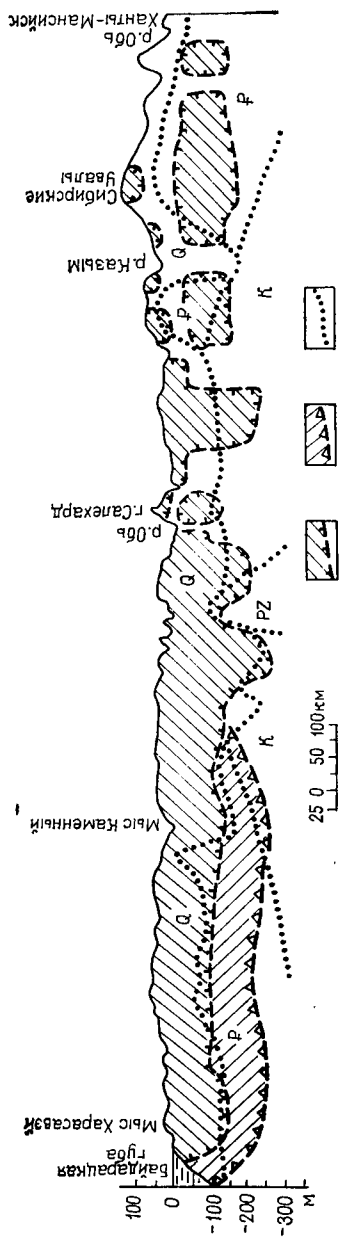
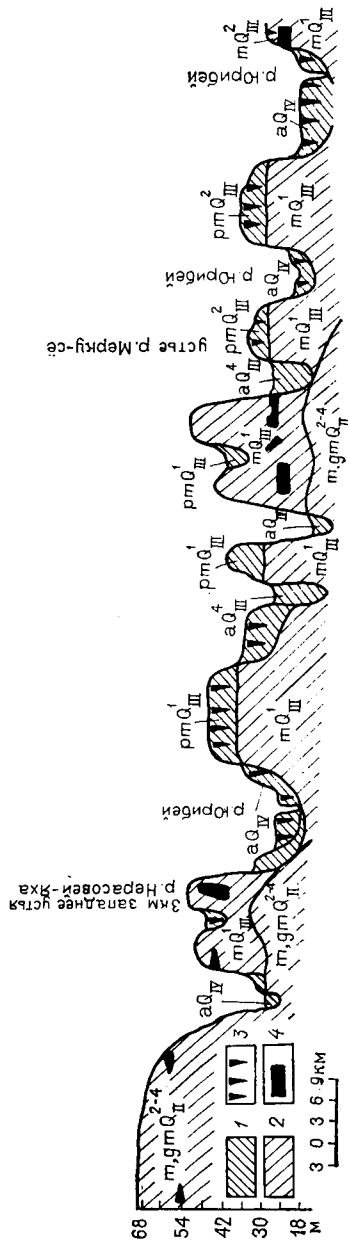


Рис. 15.3. Строение криолитозоны Западной Сибири по меридиональному профилю (по Г. И. Дубикову):

1 — толща многолетнемерзлых пород; 2 — охлажденные ниже 0°C породы с криопегмами; 3 — стратиграфические границы между четвертичными песчано-глинистыми Q, палеогеновыми глинами P, меловыми алевроитами K и палеозойскими кристаллическими PZ породами



равнины в настоящее время развиты даже южнее Полярного круга, на Западно-Сибирской равнине — от 60° с. ш. до Полярного круга (см. рис. 15.3) и характеризуются мощностью от 300 до 100 м и менее. Там, где над ними развиты мерзлые породы позднеголоценового криогенного возраста, имеет место «двухслойная мерзлота». 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°C 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 Верхнеангарской и Баргузинской впадинах Прибайкалья.

В северной геокриологической зоне многолетнемерзлые толщи позднеголоценового и плейстоценового криогенного возраста в основном сливаются, образуя криогенную толщу большой мощности: в Западной Сибири до 300—500 м, на Сибирской платформе до 1000—1500 м, в горных хребтах Северо-Востока СССР до 300—800 м и более, во впадинах до 200—400 м. В ее пределах 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, приуроченные к песчаным массивам пород, являющиеся большей частью несквозными.

В пределах низменных равнин, на платформах и молодых плитах с поверхности распространены два типа многолетнемерзлых толщ: 1) высокольдистые эпикриогенные (морские, ледниковые) рыхлые отложения с залежами пластовых льдов (рис. 15.4); 2) высокольдистые синкриогенные (озерные, аллювиальные, склоновые, 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 СССР и в равнинной части Сибирской платформы в распределении мощности яруса многолетнемерзлых толщ прослеживается достаточно четкая геокриологическая

Рис. 15.4. Геокриологический разрез, п-ов Гыдан (по Г. И. Дубикову):

1 — синкриогенная толща верхнечетвертичных пролювиально-морских ($pt\ Q_{III}^I$ и $pt\ Q_{III}^2$), современных и верхнечетвертичных аллювиальных (aQ_{IV}^1 , aQ_{III}^4) отложений; 2 — эпикриогенная толща верхнечетвертичных морских (mq_{III}^1) и среднечетвертичных морских и гляциально-морских (m , $gm\ Q_{II}^{2-4}$) отложений; 3—4 — соответственно повторно-жильные льды в синкриогенных и пластовые льды в эпикриогенных породах

зональность. Она нарушается лишь вертикальной геокриологической поясностью в районах горного рельефа. При этом на Сибирской платформе подзона с мощностью яруса мерзлых пород 300—500 м (300 м в долинах, 500 м на водораздельных пространствах) характерна для поверхности плоскогорья с абсолютной отметкой около 400 м. Такая мощность яруса многолетнемерзлых пород характерна для гиперзоны, протягивающейся от левобережья широтного течения р. Лены до широтного течения р. Анабар. В Западной Сибири продолжением этой зоны являются толщи мерзлых пород с преобладающей мощностью 300—400 м. На более древних гипсометрически высоких уровнях рельефа мощность мерзлоты увеличивается до 500 м. На

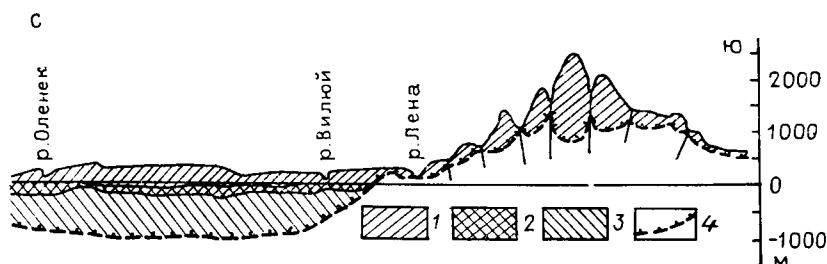


Рис. 15.5. Схема строения криолитозоны Средней Сибири и Забайкалья по меридианальному профилю:

1—3 — эпикриогенные толщи скальных и полускальных пород (1 — со льдом по трещинам, промерзавшие в период $N_2 - Q_{IV}^{3-4}$, 2 — со льдом по трещинам и с солеными отрицательнотемпературными водами, промерзавшие в период $Q_I - Q_{III}$, 3 — с отрицательнотемпературными рассолами, промерзавшими в период $Q_I - Q_{III}$); 4 — граница криолитозоны

севере Сибирской платформы и п-ове Таймыр увеличение мощности яруса мерзлых толщ достигает 400—600 м. В этом проявляется широтная зональность понижения уровня теплообмена на протяжении плейстоцена и голоцена.

Существенным нарушением зональной картины распределения мощности мерзлых пород является ярус охлажденных пород с криопэгами, что особенно отчетливо проявилось на Сибирской платформе. Криолитозона, сложенная ярусом мерзлых пород и ярусом охлажденных ниже 0°C пород с криопэгами, вскрыта скважиной в верховьях р. Мархи (в центральной части Сибирской платформы) до глубины 1500 м (рис. 15.5). Причина такого глубокого промерзания связывается с направленным охлаждением земной коры в плиоцене (см. рис. 14.2), с увеличением в течение всего плейстоцена ледовитости Северного океана, увеличением в связи с этим континентальности климата и резким уменьшением атмосферных осадков. Периодические потепления климата, видимо, не приводили к оттаиванию мерзлых толщ, а низкие (более чем на 10°C ниже современных) среднегодовые температуры пород, по мнению Т. Н. Каплиной, способствовали лишь некоторому их повышению в пределах

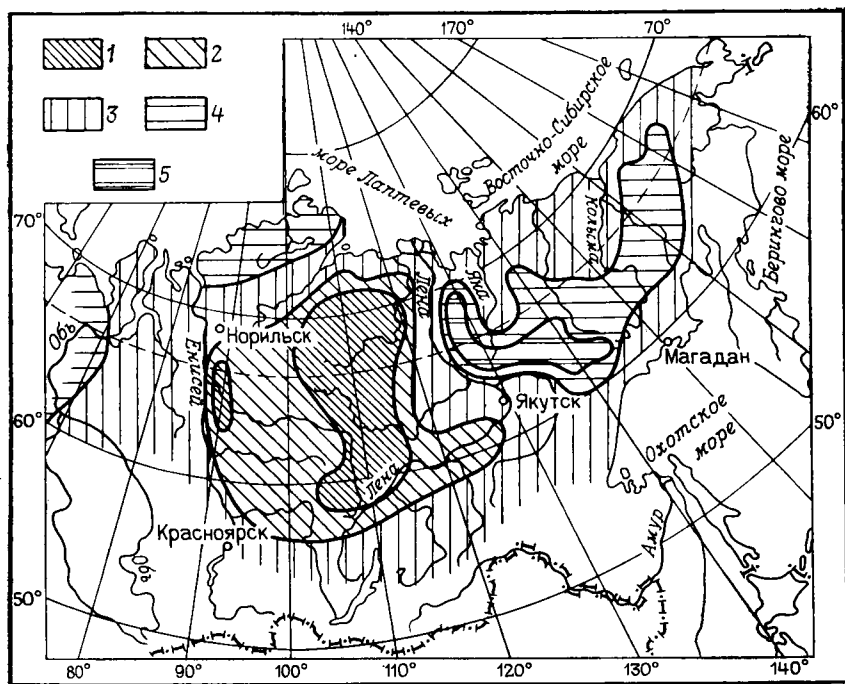


Рис. 15.6. Схематическая карта теплового потока северо-восточной части территории СССР (по В. Т. Балобаеву).

Тепловой поток, Вт/м²: 1 — < 0,02; 2 — 0,02—0,04; 3 — 0,04—0,06; 4 — 0,06—0,08; 5 — > 0,08

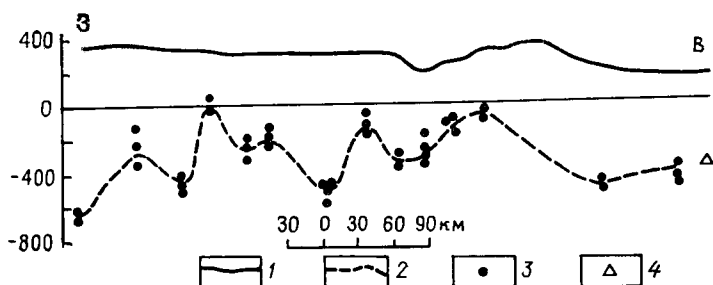


Рис. 15.7. Схематический профиль по линии Оленёк — Жиганск (по В. С. Якупову):

1 — рельеф; 2 — нижняя граница криолитозоны; 3 — точки ВЭЗ; 4 — геотермические данные

отрицательных значений. В результате на Сибирской платформе сформировалась мощность криолитозоны, наибольшая для платформенных условий континентов Земли в настоящее время и соизмеримая лишь с криолитозонной высокими и высочайшими вершинами 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 (рис. 15.6). В результате в настоящее время для нее характерны малоградиентные изменения температурного поля пород порядка $0,5\text{--}1^\circ\text{C}/100\text{ м}$, а в зоне наивысших мощностей — порядка $0,1\text{--}0,5^\circ\text{C}/100\text{ м}$. Такие градиенты в мерзлой толще способствуют также формированию довольно высоких среднегодовых температур пород. Последние при совместном анализе их с помощью криогенной толщи показывают несоответствие современных условий теплообмена мощности криолитозоны, что скорее всего свидетельствует о ее древнем плиоцен-плейстоценовом криогенном возрасте.

На участках 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 $700\text{--}800\text{ м}$. В то же время в восточной части Сибирской платформы отмечаются большие колебания мощности криолитозоны, достигающие $300\text{--}500\text{ м}$ (рис. 15.7), 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, их газо- и водопроницаемостью и т. д.

В целом существенное геокриологическое отличие Сибирской платформы, являющейся малоподвижной частью Евразийского континента, заключается в том, что в своей северной половине она является наиболее сплошной по площади и наиболее мощной по разрезу частью континентальной субаэральной области криолитозоны и, в отличие от других крупных мегаструктур, не имеет положительных температурных сквозных таликов. Последние развиты лишь под руслом р. Вилюй в области Центральной якутской впадины, выполненной мощной толщей кайнозойских и мезозойских пород и, под участками русла р. Лены, заложенной на восточной окраине платформы.

На высоких лавовых плато Путорана, на Анабарском плоскогорье и в горных сооружениях Бырранга на Таймыре четко проявляется геокриологическая поясность, усиливающая геокриологическую зональность. В результате мощность криолитозоны в верхнем поясе плато Путорана на отметках 1500 м и более и горных вершин 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 толща многолетнемерзлых пород подстилается охлажденными ниже 0 °С породами, содержащими криопэги (см. рис. 15.3). В западной части платформы под большими 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. 15.3). Вследствие особенностей рельефа поверхности и условий осадконакопления верхний ярус, представленный льдистыми синкриогенными позднеплейстоценовыми озерно-аллювиальными отложениями мощностью до 50—70 м и изначально мерзлыми гляциальными отложениями, развит на территории фрагментарно. На участках своего развития он подстилается эпикриогенными осадками флювиогляциального, гляциального, морского, эолового и другого генезиса плейстоценового криогенного возраста мощностью от нескольких десятков до 200 м. Третий ярус: слагают эпикриогенные юрские и меловые осадочные породы от ранне- до позднеплейстоценового криогенного возраста. Четвертый ярус представлен охлажденными ниже 0 °С породами с криопэгами, а в купольных структурах — с гидратами газа. На участках развития 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. Пясины), сложных 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 горных районах увеличивается с ростом высоты рельефа и степени его расчлененности из-за большой дренированности пород и объемного охлаждения.

При одинаковой высоте, расчлененности и общей ориентированности к Солнцу мощность криолитозоны в горном рельефе подчиняется широтной геоэкологической зональности, т. е. увеличивается с юга на север при смещении по высоте геоэко-

логической поясности. Так, например, нижняя граница криолитозоны на Памире и Тянь-Шане расположена на высоте 3500—4000 м, а в хребтах северной части СССР опускается на глубину 300—500 м ниже уровня моря.

Характерной особенностью орогенной области Северо-Востока СССР является прерывистость толщ многолетнемерзлых пород в долинах, наследующих тектонические нарушения.

В этой части территории наиболее распространенной является мощность криолитозоны от 300 до 500 м, слагающая как бы гиперзону низких уровней горных хребтов, которая протягивается к востоку от р. 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 СССР 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 другого 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 северные 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°C породах с криопэгами, а в отдельных структурах — с гидратами 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 СССР 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 тальми обводненными породами, в которых в связи с большой сейсмичностью региона водообмен весьма интенсивен. Это обстоятельство 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 малоледистые эпикриогенные или тальные породы небольшой (до 25, реже 50 м) мощности. Для долин характерны талики под руслами крупных рек и по многочисленным разломам с выходами термальных минерализованных 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 низкогогорий и в юго-восточной плоскогорной части Забайкалья

с остепненными ландшафтами мерзлота развита во впадинах и в долинах и характеризуется одноярусным строением. Она представлена эпикриогенными рыхлыми толщами осадков различного генезиса, имеющими позднеголоценовый криогенный возраст и мощность, не превышающую 50—100 м, уменьшающуюся к югу до 50—25 м.

В горных сооружениях юга СССР (Саяны, Алтай, Тянь-Шань, Памир, Кавказ) мощность мерзлых эпикриогенных скальных и полускальных пород соответствует высотной геокриологической поясности. Гипсометрическое положение поясов повышается в направлении с востока на запад. Наибольшие мощности мерзлых толщ характерны для внеледниковых областей и изменяются от первых метров у подножий гор (Саяны, Алтай) и на высоте 2000 м и более (Тянь-Шань, Памир) до 1000 м и более под вершинами высоких и высочайших гор.

В целом мощность криолитозоны на территории СССР подчиняется общим закономерностям, проявляющимся на протяжении всей истории геокриологического развития: сплошность распространения по площади и по 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, насыщенными морской водой с температурой до $-0,7^{\circ}\text{C}$, и имеет мощность в первые десятки метров. Шельфовая криолитозона приурочена к шельфу арктических морей. Она образовалась в результате погружения в голоцене под уровень моря криолитозоны, сформировавшейся на континенте в эпоху позднелейстоценовой регрессии моря и, возможно, вследствие опускания поверхности под ледником. Вследствие трансгрессии верхние высокольдистые горизонты эпикриогенных отложений были переработаны морем, температура донных отложений повысилась с $-9 \div -13^{\circ}\text{C}$ и ниже до $-1,9; -0,7^{\circ}\text{C}$; 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, которые деградируют сверху и снизу (за счет внутриземного тепла). Прерывистость слоев реликтовых мерзлых пород 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 синкрио-

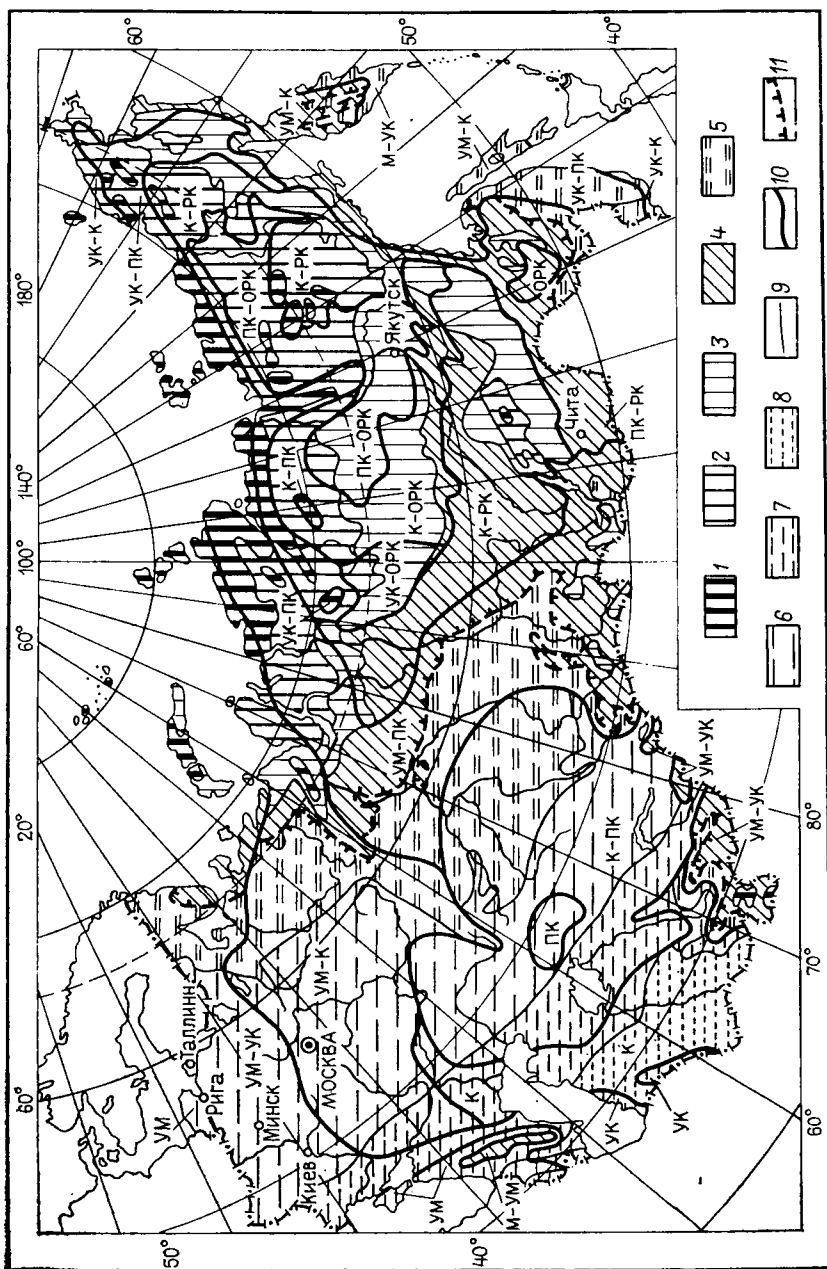
генные отложения. В нижнем ярусе мелководья развиты охлажденные породы с криопэгами на дельтах и воздымающихся участках дна. Вблизи устьев крупных рек криолитозона имеет островной характер либо совсем отсутствует.

Субгляциальная криолитозона распространена под холодными ледниками, у которых температура льда на подошве ниже 0°C . В случае залегания подошвы ледника выше уровня моря она представлена преимущественно мерзлыми породами, а под шельфовыми ледниками — охлажденными породами с криопэгами. Мощности субгляциальной криолитозоны в зависимости от температуры на подошве ледника, его мощности и потока тепла из недр изменяются от первых метров до 500 м и более. Под теплыми ледниками с длительно существующей фирново-ледяной толщей возможно существование положительнотемпературных, но близких к 0°C , талых пород с пресными или слабосоленными водами, сменяющихся на глубине охлажденными ниже 0°C породами с криопэгами.

В пределах высокогорий Кавказа, Памира и Тянь-Шаня ледники оказывают как охлаждающее влияние при отсутствии фирновых толщ в приповерхностной части ледника, так и обогревающее — при формировании фирна на ледоразделах и ледниковых куполах. Последнее прослеживается в ложах выводных ледников при течении льда по уклону и оттаивании его снизу при скользянии. Поэтому среднегодовые температуры пород под движущимися ледниками могут быть положительными или близкими к 0°C (отрицательными), в то время как на малоподвижных ледниках и на окружающих ледник горных породах они могут опускаться до -10 , -15°C и ниже. Под небольшими стаивающими ледниками, окруженными низкотемпературными горными породами с большой мощностью криолитозоны, талики несквозные.

§ 3. Распространение основных типов сезонного оттаивания и промерзания пород

Основные закономерности распространения различных типов сезонного оттаивания и промерзания пород в целом по территории СССР отражены на обзорной карте-схеме (рис. 15.8), на которой можно последовательно проследить зонально-региональную их смену по устойчивости процесса (по $t_{\text{ср}}$) и типу климата на поверхности (по A_0). В пределах каждого типа, в силу региональной неоднородности природных условий, почти обязательно есть участки с азональными условиями промерзания или оттаивания, свойственные более северным или более южным территориям. Лишь самые северные и самые южные районы страны характеризуются наименьшим диапазоном изменчивости глубин сезонного оттаивания и промерзания, поскольку существующая здесь дифференциация природных условий не



приводит к сколько-нибудь значительным изменениям в геокриологической обстановке.

Несмотря на то, что в пределах одного региона или даже участка, особенно в криолитозоне, отмечается значительная неоднородность мерзлотных условий, для доминирующих ландшафтов в целом по Советскому Союзу распространение различных типов сезонного оттаивания и промерзания пород подчиняется зональным и региональным закономерностям.

Сезонное оттаивание пород. Для обширной территории криолитозоны характерны как зонально-поясное, так и секториальное изменение $t_{\text{ср}}$ и, как следствие, пространственная дифференциация различных типов сезонного оттаивания. В целом в связи с закономерным повышением $t_{\text{ср}}$ с севера на юг (на равнинных территориях) и от вершин к долинам (в горных странах) происходит последовательное изменение типов сезонного оттаивания от арктических и полярных до полупереходных и переходных. Для территории многолетнемерзлых пород характерно также повышение амплитуды в восточном направлении и с понижением абсолютных отметок в горах. В связи с этим с запада на восток происходит последовательная смена типов сезонного оттаивания по континентальности (по A_0) — от умеренно-морского в северо-западной части европейской части СССР до особо-резко континентального в долинах Центральной Якутии, Восточной Сибири и Забайкалья.

Диапазон изменения мощности сезонноталого слоя колеблется от первых сантиметров до 3—5 м и более. В целом увеличение глубины протаивания пород происходит в соответствии с увеличением летнего теплового потока через поверхность как в южном, так и в восточном направлениях и с понижением высоты местности в горных регионах. Максимальные значения глубины $\xi_{\text{от}}$ формируются в зоне несплошного распространения мерзлых толщ, где преобладают переходные и полупереходные типы сезонного протаивания поверхностных отложений. В пределах развития этих типов оттаивания глубина протаивания слабовлажных грубодисперсных образований в условиях повышенной континентальности может достигать 4—5 м. Минимальные глубины протаивания при прочих равных условиях формируются в сильновлажных оторфованных грунтах.

Рис. 15.8. Карта-схема распространения типов сезонного оттаивания и промерзания пород на территории СССР.

Типы сезонного оттаивания по среднегодовой температуре, °C: 1 — арктический и полярный (ниже -10); 2 — устойчивый (-5 ÷ -10); 3 — длительно устойчивый и полупереходный (-1 ÷ -5); 4 — переходный и полупереходный (-2 ÷ 2); 5 — тип сезонного оттаивания и промерзания — полупереходный и длительно устойчивый (1-5). Типы сезонного промерзания по среднегодовой температуре, °C: 6 — устойчивый (5-10); 7 — южный (10-15); 8 — субтропический (15-20 и выше). Типы сезонного промерзания и оттаивания пород по амплитуде колебаний температур на поверхности, °C: М — морской (менее 7,5); УМ — умеренно-морской (7,5-11); УК — умеренно-континентальный (11-13,5); К — континентальный (13,5-17); ПК — повышено-континентальный (17-21); РК — резко континентальный (21-24); ОРК — особо резко континентальный (более 24); 9 — граница типов сезонного оттаивания и промерзания пород по среднегодовой температуре; 10 — то же по амплитуде колебаний температур на поверхности; 11 — южная граница распространения многолетнемерзлых пород

Ниже приводится краткая характеристика основных типов сезонного протаивания пород на территории СССР.

Арктический и полярный типы сезонного протаивания пород, $t_{\text{ср}}$ которых ниже -10°C , в пределах европейской территории СССР отмечаются лишь в зоне арктических и ледяных пустынь островов архипелага Земля Франца-Иосифа и высоких (800—1000 м) вершин островов Новая Земля. В азиатской части СССР они формируются на островах Северной Земли и Новосибирских, на северных прибрежных низменностях и наиболее возвышенных участках горных систем Средней и Восточной Сибири и Дальнего Востока. На юге страны развитие этих типов приурочено к нивальной зоне высокогорий Памира и Тянь-Шаня. На арктических островах, прибрежных низменностях и вершинах гор Средней Азии преобладают умеренно-морской и умеренно-континентальный типы сезонного оттаивания. Для пояса горных пустынь Арктики и высокогорий Восточной Якутии характерны континентальный и повышенно-континентальный типы сезонного оттаивания. Глубина оттаивания пород в пределах этих территорий отличается небольшими значениями (от первых сантиметров до нескольких десятков сантиметров). Лишь в пределах альпийотипных высокогорий на хорошо инсолированных участках грубодисперсных образований мощность летнего оттаивания может достигать 1 м и более. Эпизодически, в отдельные особо холодные годы, оттаивание почв в ряде случаев вообще может отсутствовать.

Длительно-устойчивый и устойчивый типы сезонного оттаивания пород, $t_{\text{ср}}$ которых изменяется от -2 до -5 от -5 до -10° развиты в северо-восточной части европейской территории СССР, в высокогорьях Северного и Полярного Урала, на архипелаге Новая Земля, севернее Полярного круга, в Западно-Сибирской низменности, 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 площадь развития этой области закономерно увеличивается. В этом же направлении повышаются амплитуды колебаний температур на поверхности почвы, обусловленные увеличением континентальности климата по мере удаления от Атлантики. Так, на Северо-Востоке европейской территории СССР и в Западной Сибири преобладают умеренно-морской и умеренно-континентальный типы сезонного оттаивания пород. В Средней и Восточной Сибири на поверхности грунта в естественных условиях формируются континентальный и повышенно-континентальный типы оттаивания, а в долинах возможен и особо-резко-континентальный при отсутствии или разреженности напочвенных покровов. Таким образом, если в европейской части глубина оттаивания влажных суглинистых отложений с $t_{\text{ср}}$, равной -5°C , не превышает 1 м, то в условиях Средней Сибири глу-

бина летнего оттаивания в аналогичных условиях может достигать 2 м.

В целом глубина летнего оттаивания в пределах рассматриваемой территории изменяется в широком диапазоне в зависимости от поверхностных и грунтово-влажностных условий. Так, грубообломочные образования в Забайкалье в условиях континентального и резкоконтинентального типов теплообмена на поверхности могут протаивать до 3 м.

Переходный и полупереходный типы сезонного оттаивания пород имеют широкое развитие в области несплошного распространения многолетнемерзлых пород, $t_{\text{ср}}$ которых изменяется от 0 до 2 °С. Рассматриваемая территория охватывает северную и центральную части Кольского полуострова, Малоземельскую тундру, центральную и южную части Большеземельской тундры, большую часть Северного Урала, центральную территорию Западно-Сибирской низменности, практически всю южную часть Средней Сибири, среднегорья Забайкалья, Дальнего Востока и Камчатки. Эти типы сезонного оттаивания и промерзания развиты также на наиболее возвышенных участках Сахалина и Сихотэ-Алиньской горной области, преобладают в среднегорьях Саян, Алтая, южных гор Средней Азии и в высокогорьях Кавказа.

Для территорий с такими типами сезонного оттаивания 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 дисперсных отложений, наблюдаемые на территории нашей страны. Так, на Кольском полуострове в условиях умеренно-континентального климата на поверхности почвы в грубодисперсных отложениях глубина оттаивания составляет 2 м. В Западной Сибири в слабовлажных песках глубина сезонного оттаивания увеличивается до 3 м при повышенно-континентальном типе протаивания. В горных районах Средней Сибири и Забайкалья в условиях повышенно- и резкоконтинентального режимов температурных колебаний на поверхности мощности сезонного слоя грубодисперсных образований могут достигать 3—4 м. Мощность сезонномерзлого слоя на участках развития талых пород в тех же регионах составляет 5—6 м.

Сезонное промерзание пород. Южнее криолитозоны, практически на всей территории области развития талых и немерзлых пород, происходит ежегодное сезонное промерзание верхних горизонтов почв и грунтов. По имеющимся сведениям на территории СССР не отмечена мощность сезонномерзлого слоя грубозернистого состава, превышающая 5—6 м, глинистого — более 3—4 м, а сложенного торфом — 1—1,5 м. Предельные минимальные значения зимнего промерзания наблюдаются в южных районах и составляют всего первые сантиметры.

Распространение типов сезонного промерзания пород по их среднегодовой температуре вне криолитозоны имеет преимущественно широтный характер. Некоторая тенденция смещения в восточном направлении как на европейской территории, так и в Западной Сибири обусловлена общим повышением континентальности в этом же направлении.

Переходный, полупереходный и длительно-устойчивый типы сезонного промерзания пород со среднегодовыми температурами, не превышающими 5°C , развиты на Кольском полуострове, в Карелии, в северной части Русской равнины, в Предуралье, Среднем и Южном Урале, а также в центральной и южной частях Западно-Сибирской равнины. На востоке страны сезонномерзлые породы этих типов широко распространены в южных предгорьях Срединного хребта и южной части Камчатки, а также на Курильских островах, в северной и центральной частях Сахалина и в Приморье.

На европейской территории амплитуда колебаний температур на поверхности почвы соответствует в целом умеренно-морскому и умеренно-континентальному типам сезонного промерзания с общей тенденцией к увеличению континентальности в восточном направлении. В этом же направлении возрастают и глубины промерзания, изменяясь в слабовлажных песках с $t_{\text{ср}} +1^{\circ}\text{C}$ от 2,2 до 2,5 м. Южнее, при повышении температуры пород до $+5^{\circ}\text{C}$, глубины сезонного промерзания в таких же отложениях сокращаются до 1—1,5 м.

В Западной Сибири при движении в южном направлении в пределах этой зоны отмечается некоторое увеличение (до 3—3,5 м) глубин промерзания. Оно связано с возрастанием амплитуды температурных колебаний на поверхности и уменьшением влажности промерзающих отложений. На европейской территории страны наблюдается сходная картина, прослеживающаяся и далее к югу, хотя в количественном отношении приращение мощности сезонномерзлого слоя при движении на юг здесь не превышает 0,5 м.

Устойчивый тип сезонного промерзания почв занимает почти всю европейскую территорию СССР, самую южную часть Западно-Сибирской равнины, Казахстан, юг Сахалина и южные придолинные территории Приморья. В распределении типов промерзания по континентальности климата на поверхности почвы прослеживается определенная последовательная смена их с запада на восток и юго-восток. Так, на европейской территории преобладают умеренно-морской и умеренно-континентальный, а на севере Прикаспия, в предгорьях Южного Урала и в Казахстане — континентальный и повышенно-континентальный типы сезонного промерзания пород. В пределах последних (главным образом, Казахского мелкосопочника) в условиях высокотемпературного ($7\text{—}9^{\circ}\text{C}$) устойчивого типа промерзания отмечается максимальная мощность сезонномерзлого слоя, достигающая 2—2,5 м.

Южный тип сезонного промерзания, где среднегодовая температура пород изменяется в диапазоне от 10 до 15 °С, развит в Закарпатье, Причерноморской низменности, Крыму, Предкавказье и Закавказье, в Прикаспийской низменности, центральной части Средней Азии. В условиях умеренно-морского и умеренно-континентального климата на поверхности почвы в европейской части глубины сезонного промерзания пород, как правило, изменяются от нескольких сантиметров до 0,1—0,3 м. В Прикаспии и Средней Азии при континентальном и повышенно-континентальном температурном режиме глубина зимнего промерзания может достигать 1 м.

Субтропический тип сезонного промерзания пород, $t_{\text{ср}}$ которых выше 15 °С, развит в нашей стране на южном побережье Крыма, в Закавказье (Курильская низменность), в южной пустынной зоне Средней Азии. Систематическое сезонное промерзание пород на большей части указанных территорий отсутствует. Отмечается лишь кратковременное или суточное (ночное) проявление этого процесса.

Глава 16

ПРИНЦИПЫ И МЕТОДЫ РЕГИОНАЛЬНЫХ ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

§ 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 его 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 [15]:

1) закономерностей распространения сезонно- и многолетне-мерзлых 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 кайнозой;

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. Введение, § 5). Важнейшим выводом при этом В. А. Кудрявцев считал, что при проведении съемки главным объектом познания является изучение самих горных пород. Без их изучения невозможно установление закономерностей формирования температурного режима пород и всех прочих характеристик мерзлых толщ. Такой подход следует рассматривать как выражение основного положения марксистско-ленинской философии о первичности материи. Именно сами сезонно- и многолетнемерзлые толщи пород 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 процессов и явлений;

5) изменение климатической и геолого-структурной обстановки 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) восстановление истории геокриологического развития территории, объясняющей современное криогенное строение и устойчивость к изменениям верхней 20-метровой грунтово-криогенной толщи, возможно только при анализе истории развития всего комплекса природной среды;

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, а также аэро- и космоснимков в различных зонах спектра;

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.

Ландшафтно-ключевой метод. Основные методические положения съемки реализуются с помощью ландшафтно-ключевого метода. Сущность этого метода состоит 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 с помощью различных методов, и изучаются частные, общие и региональные геокриологические закономерности. Идентичность и различие выделенных 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 температурного режима пород, сезонного промерзания и протаивания и криогенного строения слоя годовых колебаний температур ландшафтный метод разделения террито-

рии 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 т. д.).

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 геологическую 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, например, 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 внешне. Так, например, 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 т. д.

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, имеющие локальное распространение. 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 более 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 км² и при крупномасштабной — от 0,2 до 1 км²; размер ключевых участков специального назначе-

ния 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 аэрофото- 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 с целью 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 поперек долин рек с выходами на водоразделы по главным речным долинам, так и вдоль 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 км² 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 спектрально-зональной съемок желательное 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—1:5 000) и детальные (1:2 000 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 станции 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. Такая съемка в зависимости от видов строительства и сложности природных условий проводится на стадии предпроектной документации — технико-экономического обоснования (ТЭО) и технико-экономических расчетов (ТЭР), а в отдельных случаях — на стадии обоснования технического проекта строительства. 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.

§ 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: топографические 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 устанавливается 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 ландшафтную карту 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. Производится отбор проб воды на химический и спектрозональный анализы и пород 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 сезонноталого 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 геокриологической съемкой 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 обобщение и научные выводы даются в научно-производственном отчете, в который входят текстовая часть, карты, графические и текстовые приложения с фактическими материалами. В тексте отчета 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):

1) горно-буровые; 2) геофизические; 3) опытно-инструментальные; 4) фотографирование (наземное, а также аэро- и космосъемка); 5) визуальное и аэровизуальное наблюдения (описание, зарисовка).

II. Первичная обработка и интерпретация геокриологических данных:

1) статистические (анализ закона распределения показателей); 2) графические (графики, диаграммы, гистограммы и т. д.); 3) табулирование; 4) дешифрирование; 5) логическое, физическое, математическое сопоставление; 6) статистическое моделирование (тренд-анализ, картографо-статистический, регрессионный, корреляционный, факторный анализы и др.).

III. Установление природных закономерностей:

1) сравнительный, сопряженный (по природным компонентам и условиям) анализ территории и ландшафтная индикация; 2) систематизация и классифицирование (составление частных и общих региональных схем и классификаций); 3) картографирование и комплексное районирование; 4) математическое и физическое моделирование.

Основными задачами горно-буровых работ являются: а) изучение параметров мерзлых толщ (состава, температуры пород, мощности, характера залегания, криогенного строения, льдистости и др.), отбор проб мерзлых и талых пород для лабораторных анализов; б) 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, обуславливающего 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 каротаж скважин, электропрофилирование и вертикальное электрическое зондирование, инфракрасная, радиотепловая, радиолокационная аэро съемки. 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 рядом факторов, 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 и лишь затем — на остальной территории исследования. В таком же порядке проводят интерпретацию полученных материалов. В первую очередь интерпретируют кривые ВЭЗ, полученные именно 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, ВЭС, 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 карты (например, срезов на различных глубинах, важных для конкретного вида строительства на изучаемой территории).

§ 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 др. были систематизированы и разработаны признаки 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 связан процесс формирования 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 сливающимися с сезонным 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 определяют признаки второй, а вместе они определяют 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 отдельные районы из общей системы признаков выбирают те, которые являются характерными для них, определяют их своеобразие, отвечают 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. 16.1).

Большое научное и практическое значение 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 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 систе-

Фрагмент инженерно-геокриологической классификации четвертичных многолетнемерзлых пород (ММП) 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, °C)	Подгруппа (по мощности мерзлой толщи, м)	Вид (по условиям залегания в разрезе)	Разновидность (по особенностям распространения в плане)
ММП, слогающие салагардскую междуречную равнину	Ледниково-морской	Мелкодисперсный (супеси, суглинки)	Эпигенетический с сетчатой и слоисто-сетчатой текстурой ($W_c > W_n$)	Высокотемпературная (от -1 до -2) Низкотемпературная (от -3 до -5) То же	Средняя (50—100) Большая (> 100) То же	Монолитно-мерзлый То же »	Прерывистая Сплошная То же
	Морской	Мелкодисперсный (суглинки, глины, супеси)	Сингенетический со слоистой текстурой ($W_c \gg W_n$)	То же	То же	»	То же
	Аллювиальный	Крупнодисперсный (пески)	Эпигенетический с массивной текстурой ($W_c > W_{кр}$)	Переходная (от 0 до -1)	Небольшая (20—50)	Неслияющийся	Островная
ММП, слогающие каргинскую террасу	Морской	Мелкодисперсный (супеси, суглинки, глины)	То же с сетчатой текстурой ($W_p < W_c < W_n$)	Высокотемпературная (от -1 до -2)	Средняя (50—100)	Монолитно-мерзлый	Прерывистая и островная

матизации криогенных горных пород не только на планете Земля, но и в Солнечной системе в целом [10].

Классификации мерзлых пород И. Я. Баранова, Е. М. Касанова, 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 грациями 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 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 лежат в основе комплексной Геокриологической карты СССР масштаба 1 : 2 500 000, составленной под редакцией автора.

При использовании относительно независимых групп признаков (например, региональных и зональных) часто составляют перекрестные, матричные классификации.

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 грациями 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 обладающим. 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 или для выявления общих геокриологических закономерностей (собственно геокриологическое районирование) и 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.

§ 4. Геокриологическое картирование и районирование

Геокриологические карты с целью изучения геокриологических условий составляют в двух случаях: на стадии завершения геокриологической съемки в любом из съемочных масштабов и при обобщении геокриологических и других материалов в обзорных масштабах (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 тематических исследований геокриологических условий 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 являются 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. Раскрытие 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 главной для целей исследования геокриологической характеристики. Следующие по влажности для данной карты характеристики передаются цветными штриховками и значками.

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). Такими картами являются карты фактического материала, четвертичных отложений, растительности и заболоченности, элементов рельефа, криогенных явлений и техногенных образований и др. Карты, завершающие геокриологическую съемку и являющиеся отчетными, составляют в камеральный период. Методика составления геокриологических карт во всех съемочных масштабах является принципиально единой, но обладает своими особенностями.

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 геокриологическая карта в крупном масштабе 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 °C; 2) глубины сезонного оттаивания и промерзания (среднегоголетние 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) в своих естественных границах участки талых и мерзлых пород, которые на картах более мелкого масштаба показывают знаком островного или прерывистого распространения; 2) наряду со среднегоголетними глубины сезонного оттаивания пород для теплых лет и промерзания для холодных; 3) интенсивность и стадия развития (начальная, зрелая, затухающая) криогенных явлений на конкретных участках их 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. Каждый участок должен оцениваться также по возможности развития термокарстового процесса при условии близкого залегания к поверхности льдистого слоя пород (или мономинеральных льдов); по развитию термоэрозии и др.

В зависимости от сложности природных условий территории необходимое для решения инженерно-геологических задач содержание может быть представлено на одной комплексной карте или на нескольких 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 период и рекомендациями по управлению геокриологической обстановкой в целях 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. 16.1) 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

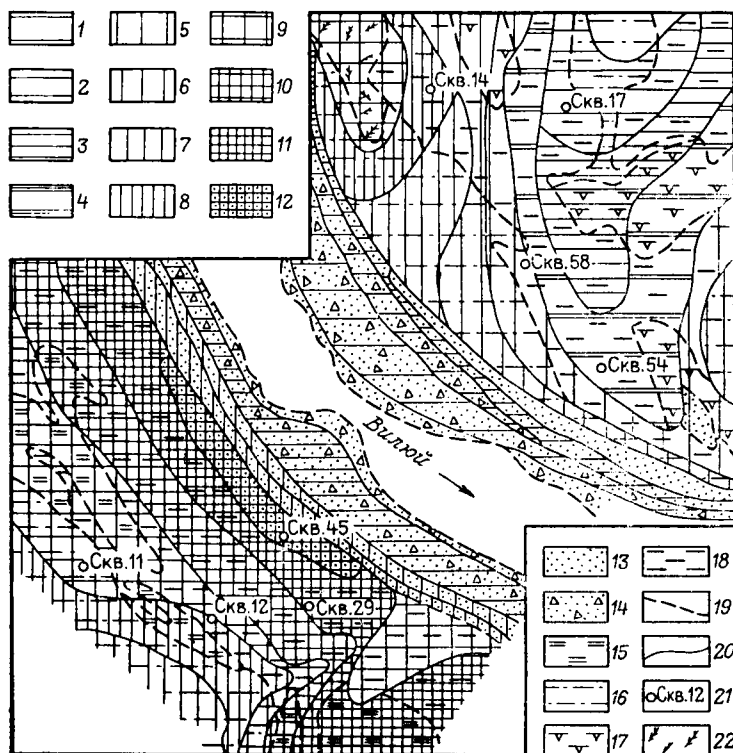


Рис. 16.1. Макет среднемасштабной геотемпературной карты:

Среднегодовые температуры 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 -5; 10 — от -5 до -6; 11 — от -6 до -7; 12 — ниже -7. Породы: 13 — среднезернистые пески; 14 — валуно-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

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 исследова-

дования территории и должны отвечать на вопросы многоотраслевого освоения территории и охраны природной среды. Их задачей 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 2—3 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 участков и на анализе 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 природной 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: карта четвертичных отложений, криолитологическая, и оценочные геокриологические карты (по устойчивости и изменчивости развития криогенных явлений и в целом геокриологических условий) и др. Такой комплект карт позволяет проводить предварительную оценку конкурирующих вариантов участков освоения с целью выбора наиболее благоприятного по инженерно-геокриологическим или по гидрогеокриологическим условиям. В целом широкая комплексность и большая глубинность исследования при мелкомасштабном картировании геокриологических условий базируется также на изучении и учете истории геокриологического развития региона в позднем кайнозое и в период каждого его этапа.

Прогнозные и оценочные карты. Составление таких карт, главным образом в крупных и средних масштабах, 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. Эта карта включает районирование территории по степени инертности (или по степени активности) изменения геокриологических условий к различным нарушениям и рекомендации по направленному формированию заданных геокриологических условий.

Обзорное картирование и районирование. До настоящего времени геокриологические карты, охватывающие всю территорию СССР, в связи с весьма ограниченным фактическим материалом составлялись в основном в обзорных 1 : 40 000 000 — 1 : 5 000 000 масштабах.

Первые карты криолитозоны (с конца XVIII до 40-х годов XIX столетия) были весьма простыми по содержанию и изображению и имели только одну-две схематично показанные характеристики: сначала только условную линию южной границы распространения многолетнемерзлых пород, затем условные линии среднегодовых температур пород со значениями —1, —3, —5, —10 °С. Несмотря на простоту изображения, содержание их было весьма прогрессивным для своего времени (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 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. Калябина, 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 в несколько схематизированном виде накопленные к тому времени материалы о сезонно- и многолетнемерзлых породах, их среднегодовых температурах и физико-географических явлениях. Затем И. Я. Барановым в 1977 г. была опубликована новая Геокриологическая карта СССР в масштабе 1 : 5 000 000, существенно детализирующая представления о типе криогенеза и основных характеристиках сезонно- и многолетнемерзлых пород на территории 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 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 более крупномасштабных карт (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. вышла из печати Криолитологическая карта СССР масштаба 1 : 4 000 000 под редакцией А. И. Попова, основным содержанием которой явилось распространение син- и эпигенетических типов мерзлых толщ, криолитологические характеристики которых даны на колонках, типичных для характеризующих 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 разнообразных территориях криолитозоны, было начато и к 1986 г. закончено составление новых геокриологических карт на всю территорию СССР в масштабе 1 : 2 500 000: Геотемпературной карты СССР, Карты мощности криолитозоны СССР и Геокриологической карты СССР. На всех перечисленных картах геокриологические характеристики увязаны с однородными в масштабе карты природными условиями каждого выделенного участка.

Геокриологическая карта СССР масштаба 1 : 2 500 000 является комплексной, составлена на геолого-генетической и формационной основах и отражает взаимосвязь многолетнемерзлых толщ с геологическим строением территории и преобладающим составом пород, с ландшафтно-климатическими условиями и рельефом, с неотектоническими, гидрогеологическими и глубинными геотермическими условиями путем раздельного картирования основных геокриологических характеристик по элементам и группам элементов рельефа.

Такой метод позволяет отразить на карте закономерные изменения геокриологических условий с юга на север (в связи

с широтной зональностью теплообмена на поверхности), с запада на восток (в связи с изменением секториальности и континентальности климата), от низких элементов рельефа к высоким и от пологих к крутым (в связи с высотной поясностью теплообмена и рельефом), от спокойных тектонических структур к мобильным (в связи с увеличением теплопотока из недр), от молодых отложений к более древним и т. д.

Анализ и увязка геокриологических характеристик на каждом картируемом участке с мерзлотообразующими факторами природной среды проводились на основе ландшафтно-ключевого метода картирования. В качестве ключевых использовались карты крупно-, средне- и мелкомасштабных геокриологических съемок и тематических исследований.

Основное содержание карты составляет показ распространения мерзлых и талых пород, пространственной изменчивости их среднегодовых температур (см. рис. 15.2), мощности и строения криолитозоны, соотношения по территории и в разрезе мерзлых, охлажденных и реликтовых толщ пород (см. рис. 15.1), мерзлотно-геологических явлений и таликов, а также геологического строения территории, отражающего вещественный состав мерзлых толщ, их криогенное строение и льдистость, которые показаны на карте через геолого-генетические комплексы четвертичных отложений и геологические формации дочетвертичных пород с указанием типа промерзания, макрольдистости и криогенных текстур.

Детальное отражение геокриологических характеристик, особенно в пределах южной зоны, позволяет использовать карту в качестве основы для составления регионального геокриологического прогноза с учетом общестроительных мероприятий (сведение леса, снятие мохово-дернового слоя, частичное или полное снятие снега и др.).

Содержание каждой геокриологической карты масштаба 1 : 2 500 000 дополняется и обобщается обзорными картами масштаба 1 : 25 000 000: 1) районирования по условиям существования мерзлых и талых пород; 2) среднегодовых температур пород; 3) мощности криолитозоны; 4) районирования по криогенному возрасту пород и типу криогенеза; 5) гидрогеокриологического районирования и 6) инженерно-геокриологического районирования территории СССР.

Геокриологическая карта СССР масштаба 1 : 2 500 000 в силу показа всего объема информации на самой карте может быть использована для дополнительного насыщения ее многими специальными данными, расширяющими характеристику и оценку геокриологических условий и их мониторинг при поступлении новых натурных материалов. Для этой цели может быть использована ЭВМ, в памяти которой в оцифрованном виде может храниться и анализироваться вся информация по каждому выделенному на карте элементу рельефа.

**Рациональное использование
мерзлых пород и охрана природной среды
при освоении криолитозоны**

Глава 17

**ВЛИЯНИЕ РАЗЛИЧНЫХ ВИДОВ
ОСВОЕНИЯ ТЕРРИТОРИИ НА МЕРЗЛЫЕ ПОРОДЫ
И ПРИРОДНУЮ ОБСТАНОВКУ
КРИОЛИТОЗОНЫ**

**§ 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 возводятся 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. 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 территории температурного и влажностного режимов пород, особенно с переходом температур через 0°C , 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 земляных и 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 одного погонного метра побережий северных морей (при высоте берега около 10 м) выносятся сотни кубометров оттаивающих пород. Развитие солифлюкционного процесса может приводить к оползанию отложений на склонах на расстояние нескольких десятков метров (при развитии вязко-текучих 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 приводят к активизации наледного процесса. Так, например, на одном из участков дороги в Центральной Якутии в течение одной зимы наблюдалось образование 60 наледей общей площадью 107 км². Наконец, с техногенными изменениями температурного режима пород связана активизация их морозного пучения, выражающаяся не только в увеличении подъема поверхности, но и в росте неравномерности пучения 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 др., производивших обследование зданий, возведенных на многолетнемерзлых грунтах в г. Воркуте и Воркутинском районе, оказалось, что около 80 % зданий имели недопустимые деформации. Из числа обследованных каменных зданий 30 % имели деформации катастрофического характера и требовали капитального ремонта. Из 1230 зданий, обследованных в Якутске, Чите, Воркуте, Бурятской АССР, 63 % оказались деформированы (рис. 17.1). Около 30 % всего жилого фонда на арктическом побережье составляют деформированные здания. Потери на ремонт и реконструкцию поврежденных зданий составляют около 10 % их полной стоимости. Основные причины деформаций в данном случае — это осадки многолетнемерзлых грунтов при оттаивании или их пучение при промерзании.



Рис. 17.1. Деформации здания вследствие неравномерной осадки при оттаивании многолетнемерзлого грунта основания, г. Воркута (фото Е. М. Чувиллина)

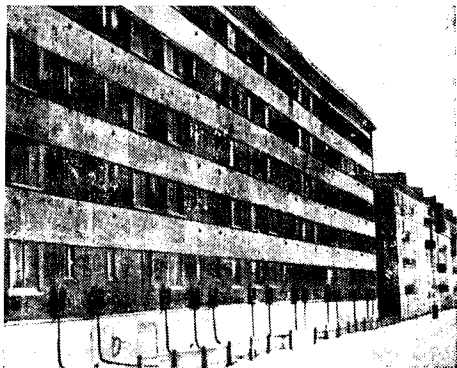


Рис. 17.2. Пример строительства здания с сохранением грунтов в многолетнемерзлом состоянии в период эксплуатации, г. Воркута (фото Е. М. Чувиллина)

По данным ЦНИИС протяженность участков 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 БАМ количество наледей увеличилось на 50—70 %, затраты на строительство постоянных противоналедных сооружений только на участке Тынды — Ургал составили около 5 млн. руб.

Исследованиями также установлено, что недостаточно обоснованные конструктивные решения, принятые при проектировании ряда плотин на реках Магаданской области, привели к протаиванию грунтов основания, осадке гребня плотин, образованию таликовых зон в теле плотин, фильтрации по ним воды.

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. Так, имеются многочисленные примеры ус-

пешного 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 г. Норильск, расположенный на 69° с. ш., в зоне сплошного распространения многолетнемерзлых грунтов, г. Мирный — центр алмазодобывающей промышленности, г. Воркута и многие другие (рис. 17.2)

В инженерной геокриологии выделяют обычно четыре вида хозяйственного освоения территорий, которые характеризуются сугубо 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 развития многолетнемерзлых пород;

4) агробиологические виды освоения территорий в криолитозоне (разработка и мелиорация территорий для целей сельского хозяйства).

Очевидно, что эффективное освоение территорий невозможно без учета техногенных изменений геокриологической обстановки, без проведения системы мероприятий по управлению мерзлотным процессом в целях предотвращения, ликвидации или ограничения опасных последствий. В связи с этим необходимо осуществить комплекс научно-исследовательских работ, включающих: а) изучение существующей геокриологической обстановки территории, подлежащей освоению; б) изучение возможных техногенных воздействий на геокриологическую среду; в) прогноз соответствующих этим воздействиям изменений геокриологических условий; г) разработку схем проведения защитных и природоохранных мероприятий. Выполнение перечисленного комплекса работ должно предшествовать периоду активного освоения территории, началу капитального строительства.

Изучение существующей геокриологической обстановки имеет целью установление закономерностей распространения, формирования и динамики сезонно- и многолетнемерзлых пород и геокриологических процессов, составление геокриологических карт и построение природных моделей геосистем для геокриологического прогнозирования. При этом, по мнению А. В. 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. 16).

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 основываются на разделении и оценке целенаправленных и стихийных (непреднамеренных) воздействий. Так, например, для рационального использования и охраны природной среды в криолитозоне особое значение приобретают непреднамеренные изменения климата, которые могут охватить большие территории в результате ряда 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 на протяжении ряда 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 т. п.) Импульсные воздействия, как правило, не вызывают изменений во всей толще мерзлых пород, а приводят обычно к изменениям глубин слоя сезонного оттаивания. Временные 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.

Целый ряд процессов, вызванных техногенными нагрузками и воздействиями, является планируемым и регулируемым инженерным проектом. Таковы, например, процессы сбраживания «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. К таким процессам относятся, например, оттаивание многолетнемерзлых пород в черте застройки вследствие 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, например, последствия гидротехнического строительства могут проявляться в изменении геодинамических, гидрогеологических и геотермических условий и рельефа. Это, в частности, 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 т. д.

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 дна речных долин, кольматацией руслового аллювия, снижением подруслового расхода и, как следствие, промерзанием подруслового талика.

Наземное строительство (строительство гражданских и промышленных комплексов и линейных сооружений) в основном 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 аэрофотосъемок.

Проведя геокриологические исследования и зная характер техногенных воздействий, можно дать 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:

- «свободного пользования», т. е. без ограничения по геокриологической обстановке;

- сохранения естественного теплового состояния пород (мерзлого или талого) с использованием мероприятий по ограничению изменений температурного режима пород и развития (активизации) инженерно-геокриологических процессов;

- допущения изменения естественного состояния пород (многолетнего оттаивания, ужесточения температурного режима и новообразования мерзлых толщ) с использованием мероприя-

тий по управлению мерзлотным процессом для предотвращения неблагоприятных последствий.

Основные приемы освоения обычно сводятся к следующему: а) ограничение освоения по площади (освоение данного вида допускается лишь на отдельных участках территории); б) ограничение по технологии строительства; в) управление мерзлотным процессом с целью создания требуемой инженерно-геокриологической обстановки; г) 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.

§ 2. 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 проблемой 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 (Норильск, Анадырь, Магадан и др.) летом на 2—3°C, а зимой на 4—5°C выше, чем на прилегающей территории, что связано с прямыми тепловыделениями, изменением альбеда 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 может 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 г. Норильска, приводят к образованию концентрических поясов различной степени нарушения экосистем. Ширина зоны полного уничтожения или сильного нарушения мохово-лишайниковой растительности, деградации древесно-кустарниковых сообществ может составлять 4—10 км и иметь площадь до 1 тыс. 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 условиях Западной Сибири понижение поверхности даже на 0,5 м вызывает резкое увеличение распространения болот. Следовательно, можно предполагать, что если в дальнейшем в течение 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, например, один из вариантов проекта предусматривал отбор 4—5 км³ воды из озер Карелии и переброску их через Маринскую систему в бассейны р. Волги, что могло вызвать снижение уровня воды в озерах на 2,8—3 м и искусственное осушение более 60 тыс. км 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 км³/год. В результате повысилась бы среднегодовая температура воздуха на 1,6—1,8°C 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°C, т. е. климат стал бы менее континентальным.

Анализ воздействия мероприятий этого проекта показывает, что в Западно-Сибирском регионе сокращение стока р. Оби приведет к изменению количества тепла, выносимого ею в Обскую губу. Это должно существенно сказаться на ледовой обстановке Обской губы и привести к понижению летних температур воздуха в прилегающих районах. Кроме того, обмеление русел р. 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 р. Оби и в Обской губе чрезвычайно осложняют судоходство, очень кратковременное и сложное в настоящее время из-за малых глубин и многочисленных мелей.

В южных районах Западной Сибири, где обширные поймы р. Оби и ее притоков талые, сокращение продолжительности паводкового затопления пойм приведет к их 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 термоэрозия, а на участках развития сильносольдистых грунтов и повторно-жильных льдов — процессы термокарста.

Планировавшаяся переброска части стока р. Оби на юг предусматривала создание водохранилищ, которые могут существенно изменить микроклимат территории и вблизи южной границы криолитозоны вызвать протаивание мерзлых пород на большой площади.

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 чрезвычайно сложную комплексную проблему.

§ 3. Освоение 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 следующей

главе. 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 п-ве Ямал и др. В практике проектирования дорог используются три принципа (рис. 17.3). 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 частичном оттаивании многолетнемерзлых грунтов основания на величину, определяемую расчетом по допустимым деформациям полотна.

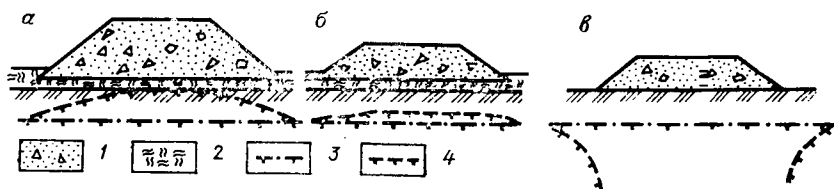


Рис. 17.3. Примеры применения принципов проектирования и строительства автомобильных и железных дорог в криолитозоне:

а — с созданием ядра многолетнемерзлых пород в основании насыпи (I принцип); б — с частичным оттаиванием мерзлых грунтов (II принцип); в — с предварительным оттаиванием многолетнемерзлых грунтов (III принцип); 1 — насыпной грунт; 2 — мохово-растительный слой; 3 и 4 — границы многолетнемерзлых пород соответственно в естественных условиях и в эксплуатационный период

Третий принцип предполагает оттаивание мерзлых грунтов до начала строительства дороги и осушение грунта под дорожной конструкцией и на придорожной полосе.

Проектирование по первому принципу ведут на участках с низкотемпературными многолетнемерзлыми сильнопросадочными грунтами, когда оттаивание грунта может привести к недопустимым деформациям и разрушению дорожной одежды. Земляное полотно конструируют в насыпях из несцементированных обломочных грунтов с обязательным сохранением в ненарушенном состоянии мохово-дернового покрова в основании насыпи и на всей дорожной полосе. В целях сохранения мохового покрова отсыпку насыпи рекомендуется производить «от себя». Строительные машины при этом способе передвигаются по отсыпанной насыпи, грунт отсыпается непосредственно на моховой покров. Для уменьшения высоты насыпи в основании земляного полотна укладывают теплоизоляционные прослойки из торфа, уплотненного мха, шлака и т. д. 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.

Проектирование по первому принципу может осуществляться и с предварительным промораживанием грунтов основания. Этот метод был предложен Б. И. Поповым, Н. Ф. Савко и др. 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 растительного покрова в течение 2—3 лет на трассах дорог привело к промерзанию верхнего слоя торфа, формированию маломощного прослоя многолетнемерзлых пород, который и был использован в качестве основания для насыпей.

Проектирование по второму принципу ведут обычно для насыпей 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 третьему принципу 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, сплошь снять моховой покров в пределах полосы и устроить водоотводные каналы.

В криолитозоне проектирование железных и автомобильных дорог проводится в основном в насыпях. Выемки допускаются главным образом на участках с благоприятными геокриологическими (скальные, щебнистые или гравелистые слабодистые грунты) и гидрогеологическими (отсутствие надмерзлотных вод) условиями. При необходимости сооружения выемки на участке льдистых дисперсных грунтов их нужно проектировать только с обеспечением теплоизоляции откосов, заменой льдистых грунтов и обеспечением 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 первому 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 шпал, досок, водоотводящие каналы, водонепроницаемые экраны, мерзлотные пояса, действие которых основано на перехвате грунтового потока и искусственном перемещении наледи выше по склону (рис. 17.4). Кроме перечисленных способов для борьбы с наледями производятся осушение местности, утепление и углубление русел ручьев и др. В последнее время внедрен метод предотвращения наледообразования с помощью откачки грунтовых вод водозаборными скважинами.

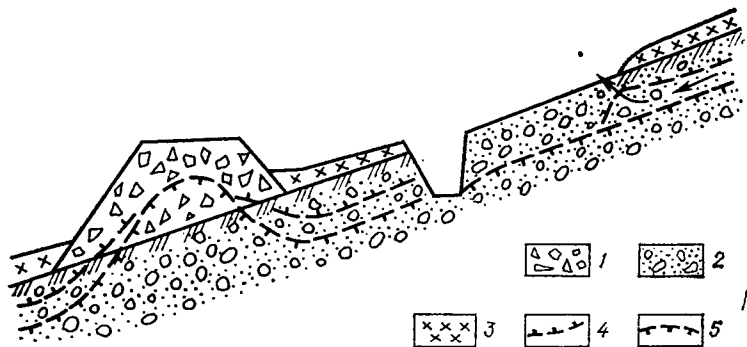


Рис. 17.4. Схема одной из конструкций мерзлотного пояса для борьбы с наледями надмерзлотных вод:

1—2 — грунты (1 — насыпной, 2 — хорошо фильтрующий); 3 — снег; 4—5 — границы (4 — промерзающего с поверхности грунта, 5 — многолетнемерзлых грунтов). Стрелками показано направление движения грунтового потока

При сооружении выемок, подрезке склонов, неправильной организации водопропусков возможна активизация термоэрозийных процессов, борьба с которыми представляет серьезную проблему в связи с необходимостью проведения большого объема земляных работ по ликвидации промыв.

Магистральные трубопроводы, являющиеся сегодня уже неотъемлемой частью ландшафта в криолитозоне, протягиваются на сотни и тысячи километров, пересекая на своем пути различные геокриологические зоны. Прокладка трубопроводов ведется различными способами. При этом по длине трассы температурный режим перекачиваемых продуктов, как правило, существенно меняется. Все это определяет специфику геокриологических исследований при проектировании трубопроводов.

Конструктивные особенности и температурный режим трубопроводов зависят от характера перекачиваемого продукта. Так, нефтепроводы и водопроводы могут эксплуатироваться только при положительной температуре, причем минимальные температуры нефтепровода составляют плюс 5—10 °С, так как при более низких температурах нефть густеет, образуются парафино-

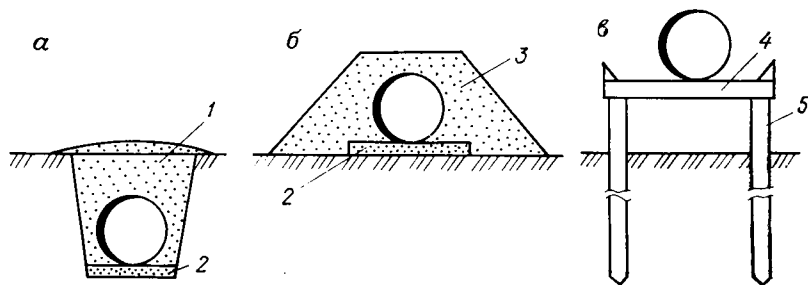
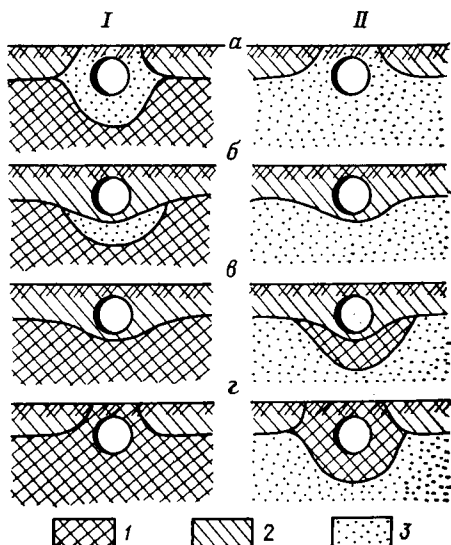


Рис. 17.5. Способы прокладки трубопроводов:

а — подземный; *б* — в насыпи; *в* — надземный; 1 — грунт обратной засыпки траншеи; 2 — песчаная подушка; 3 — насыпной грунт; 4 — ригель; 5 — свая

Рис. 17.6. Схемы теплового взаимодействия подземных трубопроводов с грунтами при соотношениях среднегодовой t_{cp} , минимальной t_{min} и максимальной t_{max} температурах газа:

$a - t_{cp} > 0^\circ C, t_{min} > 0^\circ C; б - t_{cp} > 0^\circ C, t_{min} < 0^\circ C; в - t_{cp} < 0^\circ C, t_{max} > 0^\circ C; г - t_{cp} < 0^\circ C, t_{max} < 0^\circ C; 1 - 3$ — грунт (1 — многолетнемерзлый, 2 — сезоннопромерзающий, 3 — талый); I, II — соответственно области распространения многолетнемерзлых и талых пород



вые 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 и без обваловки и надземные (рис. 17.5). При переходе через водотоки применяется подводная прокладка. Наибольшее тепловое влияние оказывают трубопроводы, уложенные подземно, поскольку трубы (особенно больших диаметров), широко используемые на магистральных газопроводах, залегают уже ниже максимальной глубины сезонного оттаивания в пределах многолетнемерзлых пород. Наименьшее тепловое воздействие на мерзлые породы наблюдается при надземной прокладке трубопроводов.

В зависимости от температурного режима перекачиваемого продукта (например, газа, обладающего наибольшим диапазоном изменений температур при его транспортировке) возможны

четыре основных варианта сочетаний среднегодовой $t_{\text{ср}}$, максимальной t_{max} и минимальной t_{min} температур газа, характеризующихся существенно различным тепловым влиянием на мерзлые породы (рис. 17.6), особенностью формирования сезонных или многолетних ореолов промерзания или оттаивания. Все рассмотренные на рисунке варианты температурного режима трубопровода возможны на одной трассе, что осложняет однозначность выбора способа прокладки. 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, например, трубопровод Медвежье — Надым — Пунга.

Основными нежелательными криогенными процессами при прокладке подземных трубопроводов с положительной температурой являются образование ореолов оттаивания вокруг трубопровода, осадка грунта, заболачивание, развитие термокарста. Кроме того, 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 Западной Сибири показал, что местные грунты практически не пригодны для ее возведения, так как через два-три года после начала эксплуатации насыпь выходит из строя, размывается, оголяя трубопровод. Кроме того, протяженная насыпь меняет условия поверхностного стока, способствует заболачиванию полосы трассы и прилегающих участков, развитию термокарста. При надземной прокладке основной проблемой является обеспечение устойчивости свайных опор от воздействия сил морозного пучения, развивающихся в промерзающих грунтах сезонного слоя. Поскольку вес трубопровода незначителен, то для «погашения» касательных сил выпучивания фундаментов опор требуется значительное заглубление свай.

Водопроводные и канализационные трубопроводы в криолитозоне представляют собой весьма 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 т. д.

Практика строительства выявила следующие способы укладки инженерных сетей: а) надземная прокладка; б) наземная прокладка в насыпи; в) подземная прокладка в траншеях; г) под-

земная прокладка в вентилируемых и невентилируемых каналах, где могут укладываться совместно все коммуникации (рис. 17.7). 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

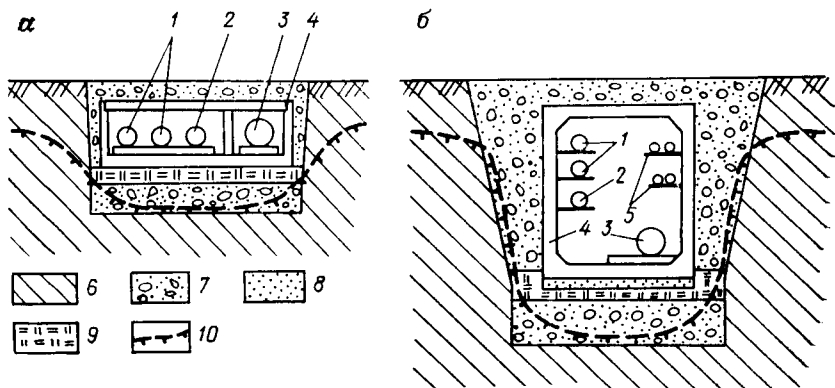


Рис. 17.7. Схема прокладки подземных коммуникаций в непроходных (а) и вентилируемых (б) каналах:

1 — тепловые сети; 2 — водопровод; 3 — канализация; 4 — железобетонные секции; 5 — электрические кабели; 6—7 — грунты (6 — естественного основания, 7 — насыпные, не-лучинистые); 8 — песчаная подушка; 9 — глинобетон; 10 — граница многолетнемерз-лых грунтов

воздуха, в результате чего происходит промораживание прота-явшего летом грунта. Таким образом, многолетнемерзлые грун-ты, залегающие ниже подготовленного основания, постоянно бу-дут находиться в мерзлом состоянии.

Линии электропередач (ЛЭП), не имеющие тепловыделений, в меньшей степени, чем другие линейные сооружения (авто- и железные дороги, трубопроводы), изменяют геокриологические условия. При проектировании ЛЭП основное внимание уделяет-ся расчету устойчивости их опор. Опоры устанавливаются на свайных, столбчатых или плитных фундаментах, которые проек-тируются, как правило, по принципу сохранения грунтов в мерз-лом состоянии. При расчетах опор на механическую устойчивость используются прочностные и деформационные характеристики мерзлых грунтов, которые определяются с учетом возмож-ного изменения температурного режима грунтов в полосе трас-сы 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 искусственного основания, лежащего 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, песка, предварительно обработанных химическими вяжущими веществами. Оно служит для перераспределения напряжений от колес на большую площадь и передачи их на естественное основание, т. е. верхние слои грунта, выровненные и искусственно уплотненные (рис. 17.8).

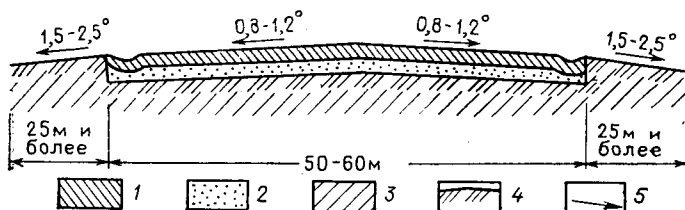


Рис. 17.8. Конструкция аэродромного покрытия:

1 — собственно покрытие; 2—3 — основания (2 — искусственное, 3 — естественное); 4 — растительный слой; 5 — направление и величина уклона поверхности

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.

Для выбора покрытия при проектировании аэродромов используются результаты расчетов прочности и устойчивости сооружений и их оснований, для чего необходимо также обязательно знать характеристики прочности и деформируемости грунтов естественного основания. Обычно 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. Принципы выбора той или иной схемы проектирования и сооружения аэродромов, методика расчета устойчивости оснований покрытий аэродромов аналогичны выбору принципов и расчетных схем при автомобильном строительстве. Специфика проектирования покрытий аэродромов по сравнению с земляным полотном дорог заключается в предъявлении повышенных требований к их устойчивости.

Опыт строительства гидротехнических сооружений в районах распространения многолетней мерзлоты невелик. Он объединяет Вилюйскую, Хантайскую, Мамаканскую, Колымскую, Зейскую ГЭС, Аркагалинскую ГРЭС, плотины на р. Ирэлях, Певек и др. В области развития мерзлых пород наиболее распространены

земляные и каменно-набросные плотины, реже применяются бетонные плотины. Земляные плотины представляют собой насыпь трапецеидального поперечного сечения. Ее устойчивость достигается большим весом. Основную часть каменно-набросных плотин составляет каменная наброска, т. е. сильноводопроницаемый материал. Для удержания напора воды применяют специальные противофильтрационные устройства — экраны, диафрагмы, ядра.

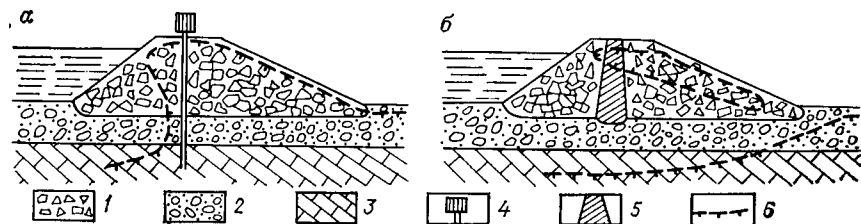


Рис. 17.9. Проектирование земляных и каменнонабросных плотин по первому (а) и второму (б) принципам:

1 — тело плотины; 2—3 — основания (2 — естественное фильтрующее, 3 — нефилтрующее скальное); 4 — охлаждающие установки; 5 — противофильтрационная завеса; 6 — граница многолетнемерзлых грунтов

Проектирование и строительство гидротехнических сооружений осуществляются по одному из двух принципов: 1) сохранение многолетнемерзлых пород основания в течение всего периода строительства и эксплуатации; 2) постепенное оттаивание мерзлых пород в процессе строительства и эксплуатации сооружений или использование их в качестве оснований после оттаивания (рис. 17.9). Строительство по первому принципу ведется обычно в условиях, когда в качестве оснований используются сильнольдистые грунты, характеризующиеся значительной просадочностью после оттаивания или увеличением водопроницаемости. При сохранении пород в мерзлом состоянии устраиваются мерзлотные завесы (ядро плотины) — для обеспечения устойчивости и предотвращения фильтрации воды через тело плотины. Для проморозки ядра плотины до последнего времени широко применялись замораживающие системы, в которых в качестве теплоносителя использовался холодный атмосферный воздух. Циркуляция холодного воздуха осуществлялась принудительно через коаксиальные колонки, опущенные в скважины, пробуренные с гребня плотины или через горизонтальные воздухопроводы в теле плотины. Однако, как показывает опыт, стоимость таких систем высока, а надежность недостаточна, так как колонки и воздухопроводы постепенно зарастают льдом, а очистка их трудоемка. Сейчас все чаще применяются замораживающие системы с естественной циркуляцией теплоносителя — саморегулирующиеся охлаждающие установки (СОУ).

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 плавную, постепенную осадку оттаивающих грунтов, не превышающую допустимых значений. Причем грунты основания после оттаивания не должны иметь высокой водопроницаемости.

Большое внимание при проектировании гидротехнических сооружений 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 грунтами, в мерзлом состоянии являющимися водоупором, их оттаивание может привести к утечке воды из водохранилища. Помимо этого необходимы прогноз возможности термоабразивной переработки берегов водохранилища, обоснование мероприятий по защите территории от подтопления.

Лед и мерзлые породы как строительный материал. Климатические условия большей части территории СССР, особенно северных ее районов, оказываются весьма благоприятными для широкого использования льда, снега и мерзлых пород в качестве строительных материалов. Так, из них можно возводить сезонные и многолетние склады, укрытия, ледяные дороги и переправы, плотины, временные пирсы и т. д. В многолетнемерзлых породах строятся подземные сооружения — склады, холодильники, хранилища, лаборатории и пр. 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, снега и мерзлых грунтов должны выбираться такие конструктивные решения, которые при деформации отдельных элементов сооружений обеспечивают устойчивость их в целом. Не допускаются при этом элементы, испытывающие 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.

Из всех сооружений из снега и льда наиболее распространены ледяные склады. В них все основные конструкции выполняются из льда, перекрытия делают в виде смежно стоящих полукруглых сводов, соединенных вверху сплошной ледяной плитой,

толщина свода достигает 2 м. 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°C . 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°C , для чего применяют ледосоляное охлаждение. В сооружениях из льда и снега можно создавать отапливаемые помещения с помощью легких теплоизоляционных ограждений и вентиляций холодного воздуха между этими ограждениями и основными конструкциями.

В последнее время у нас в стране 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.

§ 4. Освоение 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 дренажных полигонов и промплощадок; 4) проходка тоннелей, шахтных стволов и коридоров; 5) строительство подземных промышленных сооружений (холодильников, хранилищ газов и т. д.); 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 (рис. 17.10). При выборе способа механической разработки следует учитывать, что наименьшей прочностью мерзлые грунты обладают на разрыв. Поэтому целесообразно применять методы разработки, основанные на скосе, 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.

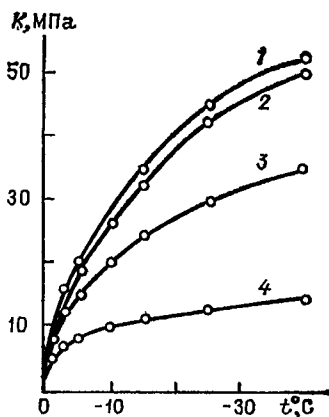


Рис. 17.10. Зависимость удельного сопротивления резанию K мерзлых пород от температуры:

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 является серьезной проблемой, которой уделяется большое внимание. 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, в хвостохранилищах и т. д. связана проблема их устойчивости. Высота отвалов на крупных горнодобывающих предприятиях достигает нескольких сотен метров. Так, в Норильске существуют отвалы пород высотой до 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 (угла внутреннего трения, сцепления и т. д.) рассчитывают устойчивость бортов отвалов, карьеров, траншей (безопасный угол откоса, критическую массу отвала).

Разработка россыпных месторождений открытым способом связана с удалением вскрышных пород (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, применяющиеся при разработке россыпей, по Г. З. Перльштейну, включают: 1) задержание (увеличение мощности) снега в холодный период и его механическую уборку в начале теплого периода; 2) удаление напочвенной 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) гидроиговое оттаивание; 6) парооттаивание; 7) электропрогрев; 8) термохимические методы. Все эти методы широко используют также при предпостроечном оттаивании мерзлых грунтов (см. гл. 18). Помимо перечисленных методов часто применяют послойное, дождевальное и фильтрационно-дренажное оттаивание, засоление грунтов, создание искусственных «сушенцов».

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) оттаивание на такую же глубину следующего слоя и его удаление. Эта операция повторяется в течение всего летнего периода, чем и интенсифицируется процесс протаивания. За теплый период таким способом удастся 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. 17.11, а). Для интенсификации процесса применяют пленочные покрытия, снижающие затраты тепла на испарение, уменьшение потери на 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. 17.11, 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

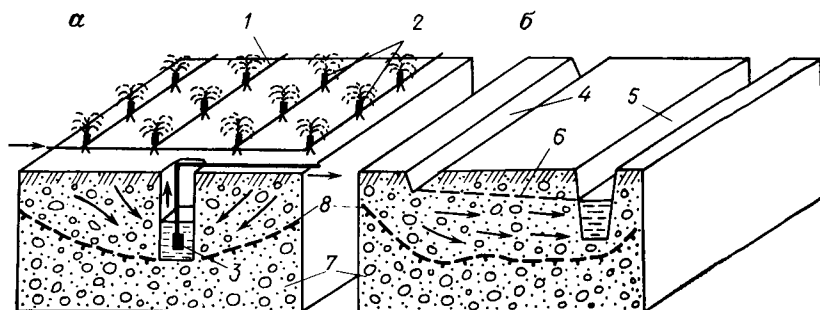


Рис. 17.11. Схемы оттаивания мерзлых грунтов дождевальным (а) и фильтрационно-дренажным (б) способами:

1 — распределительные трубопроводы; 2 — дождевальные насадки; 3 — дренажный колодец с насосом; 4—5 — канавы (4 — оросительная, 5 — дренажная); 6 — уровень грунтовых вод; 7 — гравийно-галечниковые грунты; 8 — граница многолетнемерзлых грунтов

близки к талым. Искусственно обезвоженные в летний период сезонноталые грунты часто называют «сушенцами».

Шахты и тоннели относятся к подземным горным выработкам. 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 плавунных грунтах с применением их искусственного замораживания. Под защитой ограждения из замороженных 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 мерзлого грунта вокруг выработки. Теплотехнические расчеты определяют выбор мероприятий по охлаждению или 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.

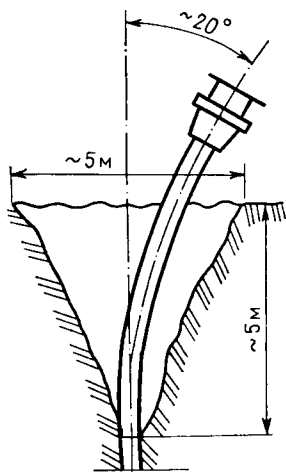


Рис. 17.12. Образование просадочной воронки в связи с оттаиванием многолетнемерзлых грунтов вокруг эксплуатационной газовой скважины (по данным натурных наблюдений)

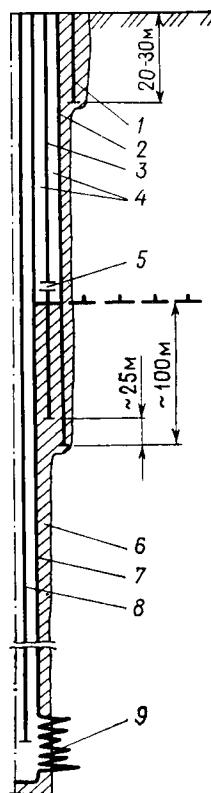


Рис. 17.13. Конструкция эксплуатационной газовой скважины с теплоизоляцией ствола:

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

венные (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 т. д.) 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 штольневой и шахтного типа температура обычно поддерживается за счет естественных запасов холода в многолетнемерзлой толще и не опускается ниже -10°C . 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.

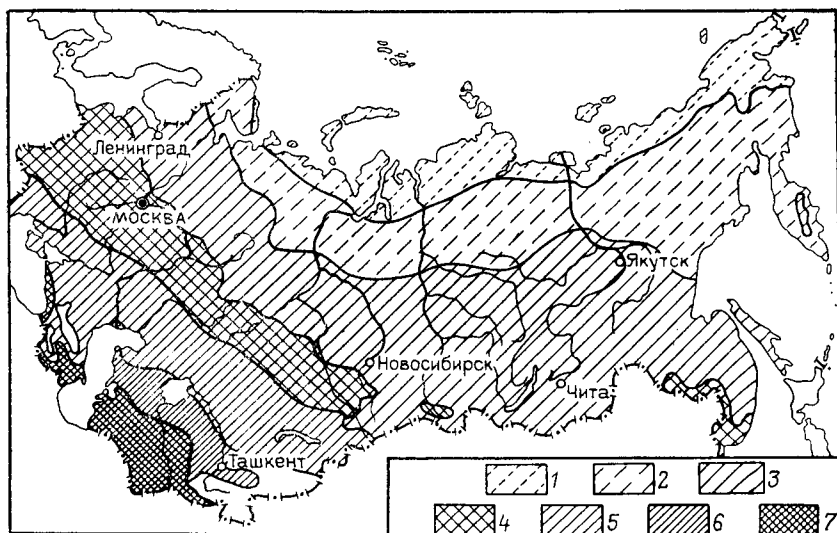


Рис. 17.14. Сумма активных температур почвы (°C) на глубине 20 см (по В. Н. Димо):

1 — <400; 2 — 400—1200; 3 — 1200—2000; 4 — 2000—2800; 5 — 2800—4400; 6 — 4400—5200; 7 — 5200—6800

Существуют подземные сооружения, температура внутри помещений которых ниже естественной температуры мерзлой толщи. К ним относятся мощные подземные холодильники с температурой ниже -20 — -30 °C и хранилища сжиженных газов с температурой ниже -180 °C. Сооружения такого типа предусматривают обязательное применение дополнительного естественного или искусственного охлаждения. В процессе их эксплуатации неизбежно развитие в породах ряда процессов, связанных с существованием низких температур: трещинообразования (повышающего газопроницаемость вмещающих мерзлых пород); сублимации льда из мерзлых пород (приводящей к осыпанию и обрушению грунтовых стенок); абликации и обледенения стен подземных выработок и др.

Бурение разведочных и эксплуатационных скважин на нефть и газ в криолитозоне приводит к растеплению окружающей скважину грунта, к 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 разработаны 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. Газ и сырая нефть в залежах имеют температуру от 20 до 60 °С, а дебит скважин составляет сотни тонн в сутки. Если не принять необходимых мер при строительстве скважины, то можно со временем ожидать оттаивания многолетнемерзлого грунта вокруг скважины, образования просадочных приустьевых воронок (рис. 17.12), повышения нагрузок на обсадные колонны. Оттаивание грунта можно предотвратить охлаждением приствольной зоны с помощью циркуляции специальных хладагентов (активный способ) и созданием надежной теплоизоляции ствола (пассивный способ). В первом случае в толще многолетнемерзлых пород располагают два концентрических кондуктора, пространство между которыми и эксплуатационной колонной наполняется воздухом или азотом (рис. 17.13). Таким образом, в задачи геокриологических исследований при разработке конструкций скважин входят: расчеты температурных полей вокруг скважины в периоды проходки и эксплуатации, определение возможности кавернообразования вследствие вытаивания сильнольдистых грунтов и льда.

§ 5. Агробιοлогические виды освоения криолитозоны

В последние годы приобретают все большее значение геокриологические исследования при сельскохозяйственном освоении территории. Это связано с освоением не только области распространения многолетнемерзлых пород, но и районов глубокого сезонного промерзания: нечерноземной зоны европейской части СССР, 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 развития того или иного вида земледелия. Как видно из схемы (рис. 17.14), на значительной площади сумма активных температур на глубине 20 см составляет 1200—

2000 °C — это зона рискованного земледелия. По значениям минимальных температур почвы, глубин сезонного промерзания и сроков существования сезонного промерзания большая часть сельскохозяйственных угодий СССР попадает в зону рискованного земледелия, где необходимо решение задач по улучшению климата почвы, проведению тепловой мелиорации.

Основными задачами тепловой мелиорации почв являются: а) борьба с глубоким зимним промерзанием почвы в холодный период; б) обеспечение максимально быстрого прогрева пород в теплый период. Помимо этого в области развития озимых культур необходимо обеспечить максимально благоприятный для растений температурный режим в зимнее время. При температуре выше -3°C на глубине 5 см происходят выпревание и повреждение озимых растений, а при температуре ниже -15°C — их вымерзание.

Предотвращение глубокого промерзания почвы осуществляется путем проведения снегозадержания и снегонакопления: устройством лесозащитных полос, которые могут обеспечить увеличение мощности снега на полях до 45—50 см по сравнению с 20 см на открытых пространствах, либо кулисным земледелием — мероприятием, основанном на задержании снега полосами неполегаемой зимой растительности (подсолнуха, кукурузы, гречихи). Для этой цели нередко используют снегопахоту. При снегопахоте 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 снегосгонки в европейской части СССР 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 $4,5^{\circ}\text{C}$. Наиболее эффективен этот метод на сухих почвах, наименее — на влажных. Положительным является и то, что прокатывание дает еще и противозрозионный эффект, способствует задержанию влаги. Мульчирование поверхности — сплошное или междугрядовое покрытие почвы опилками, соломой, торфом, навозом, сажей, а также бумагой, битум-

ной эмульсией и т. п. — проводят с целью как повышения, так и 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 грядках на 2—5 °С по сравнению с горизонтальной поверхностью.

В северных районах, где применение обычных методов повышения теплообеспеченности мало эффективно, 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 тепловой 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 высевании 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.

Глава 18

ОБЕСПЕЧЕНИЕ УСТОЙЧИВОСТИ ИНЖЕНЕРНЫХ СООРУЖЕНИЙ В КРИОЛИТОЗОНЕ

§ 1. Принципы строительства инженерных сооружений (оснований и фундаментов) на многолетнемерзлых грунтах

При строительстве вне области развития многолетнемерзлых пород обычно принимается, что вся нагрузка от сооружения передается через подошву фундамента на грунтовое основание,

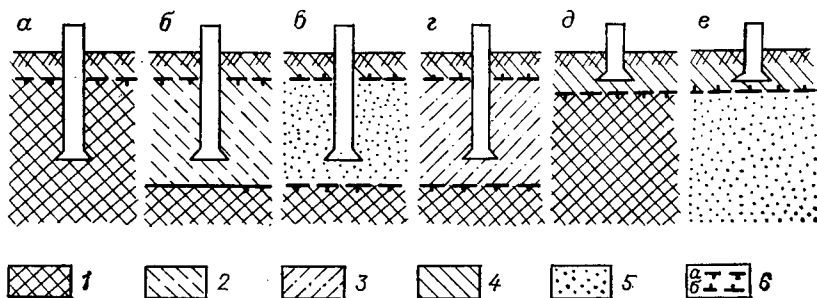


Рис. 18.1. Типичные схемы заложения фундаментов (а, б — в многолетнемерзлых грунтах; в, г — в несквозных таликах; д, е — соответственно в сезоннооттаивающих и сезоннопромерзающих грунтах):

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

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. Связано это 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. 18.1. 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 воспринимает от фундамента часть нагрузки не только через его подошву, но и по всей боковой его 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, а также

сил выпучивания (а иногда и трения) фундамент может находиться в устойчивом состоянии или перемещаться (выпучиваться, оседать). Неравномерное перемещение фундаментов вверх 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 боковой его 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 путем выбора оптимальной конструктивной схемы сооружения, типа фундамента, методов улучшения строительных свойств грунтов основания и регулирования теплового взаимодействия сооружений с основаниями. Совокупность всех этих мероприятий или части из них принято называть способом обеспечения устойчивости инженерных сооружений. Все эти способы согласно СНиП II-18—76 условно объединяются в две большие группы, называемые принципами использования мерзлых грунтов в качестве оснований.

Принцип I — многолетнемерзлые грунты основания используются в мерзлом состоянии, сохраняемом в процессе строительства и в течение всего заданного периода эксплуатации сооружения. Сюда относятся следующие способы обеспечения устойчивости сооружений: а) путем сохранения мерзлого состояния грунтов основания (или его ужесточения); б) ограничения оттаивания многолетнемерзлых грунтов основания; в) предварительного промораживания грунтов основания; г) промораживания грунтов основания в процессе строительства и эксплуатации.

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). Сюда относятся следующие способы обеспечения устойчивости сооружений: а) путем приспособления надфундаментной конструкции к неравномерным осадкам основания при допущении оттаивания многолетнемерзлых пород в процессе эксплуатации (конструктивный метод); б) предварительного оттаивания многолетнемерзлых грунтов; в) 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 полном учете конструктивных особенностей сооружений (размеров фундаментов, используемых строительных материалов, сроков службы сооружений), режимов эксплуатации (с тепловыделением или без тепловыделения с применением мокрого или сухого процесса и т. д.). Важны данные о наличии и условии доставки строительных материалов, энергообеспечении строительства, работы по сезонам года.

Остановимся вначале на способах реализации I принципа строительства в криолитозоне.

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 разработана 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 основания 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 СССР (города Воркута, Норильск, Якутск, Магадан и др.) 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. 18,2, а, б, в): 1) сквозные, т. е. открытые со всех сторон пространства под зданием или сооружением, свободно вентилируемые воздухом круглогодично (и зимой и летом); 2) закрытые с продухами, устраиваемые путем перекрытия подпольного пространства цоколем и созданием в нем вентиляционных отверстий, с помощью которых 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. Порхачевым и др. Опыт показывает, что в зависимости от суровости геофизиологических условий, размеров зданий, высота подполий может изменяться от 0.5 до 1,8—2,0 м. Для уменьшения теплопотерь через перекры-

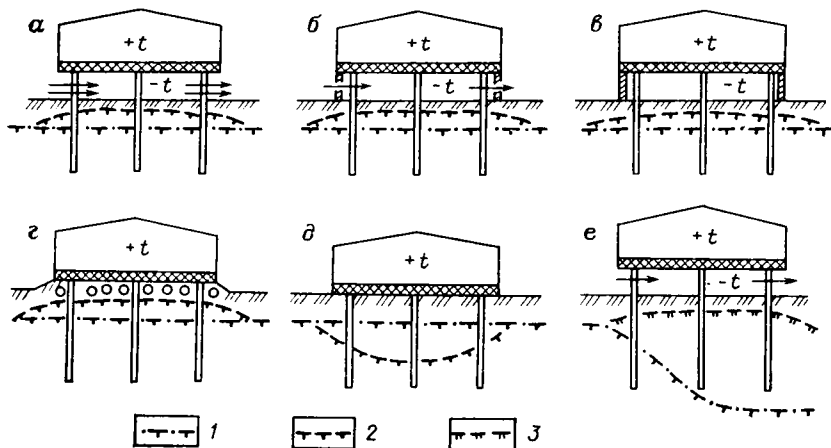


Рис. 18.2. Конструкции сооружений при первом принципе использования грунтов в качестве основания:

а — подполья (*а* — проветриваемые сквозные, *б* — проветриваемые закрытые с продухами, *в* — с холодным первым этажом), *г* — 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)

тие над подпольем в жилых зданиях на Севере применяют не продуваемые многослойные полы с теплоизоляцией.

Если по результатам теплотехнических расчетов естественная вентиляция оказывается недостаточной, предусматривается побудительная вентиляция или искусственное охлаждение (уже сточение температурного режима) грунтов оснований. Один из вариантов конструкции приведен на рис. 18,2 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. 18,2, д). При этом способе строительства можно добиться некоторого снижения стоимости надфундаментной конструкции за счет частичного или полного отказа от охлаждающей системы. Однако в связи с формированием чаши оттаивания происходит повышение среднегодовой температуры мерзлых грунтов основания, что снижает их несущую способность. Для компенсации сокращения несущей способности грунтов требуется увеличение заглубления в них фундаментов, что приводит к удорожанию последних. Кроме того, способ требует очень жесткого контроля за положением верхней границы многолетнемерзлых грунтов в чаше оттаивания.

Способ обеспечения устойчивости сооружений путем предварительного промораживания грунтов основания. В области островного распространения многолетнемерзлых пород далеко не всегда удастся 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. 18.2, *е*) и далее поддерживают его в мерзлом состоянии с помощью охлаждающей системы. Существенными недостатками способа являются его высокая стоимость и удлинение сроков строительства на период промораживания, который составляет обычно 3—6 мес. Поэтому способ не нашел широкого применения на практике в гражданском и промышленном строительстве. Однако он широко используется в гидротехническом строительстве при возведении плотин в криолитозоне для создания в их теле противофильтрационной завесы из мерзлых грунтов, проходке тоннелей в плывунах, при эксплуатации шахт в области распространения талых грунтов.

Способ обеспечения устойчивости сооружений путем промораживания грунтов основания в процессе строительства и эксплуатации. Этот способ применяется обычно в районах распространения многолетнемерзлых грунтов 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 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.

Типы фундаментов. При строительстве по первому принципу применяются малозаглубленные (поверхностные), столбчатые и свайные фундаменты (рис. 18.3). 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 сжатия грунта с ее боковой поверхностью. Если прочность многолетнемерзлых пород не

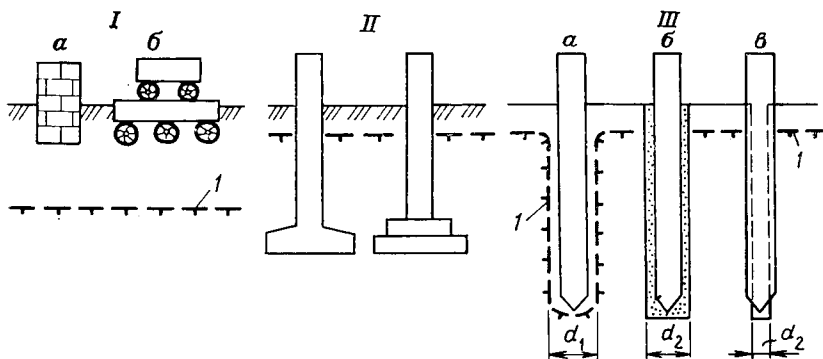


Рис. 18.3. Основные типы фундаментов, применяемых при строительстве на многолетнемерзлых грунтах:

I — малозаглубленные поверхностные (*а* — кирпичные и бетонные, *б* — деревянные) *II* — столбчатые, *III* — свайные (*а* — опускные, *б* — буроопускные, *в* — бурозабивные); d_1 , d_2 — соответственно диаметры зоны оттаивания и буровой скважины; l — поверхность многолетнемерзлых пород

обеспечивает устойчивость сооружения на сваях, применяют столбчатые фундаменты, укладывая в основание сваи башмаки (см. рис. 18.3, *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 (см. рис. 18.3, *III*). В первом случае сваи устанавливают в заранее пробуренную скважину большего диаметра, чем диаметр сваи. Пространство между свайей и стенкой скважины заполняют шламом или раствором, который потом замерзает. Бурозабивные сваи забивают в скважину меньшего, чем свая, диаметра. Этот способ применим при среднегодовых температурах мерзлых грунтов, близких к 0°C . Опускные сваи устанавливают в предварительно прогретый и оттаявший грунт.

Второй принцип строительства в криолитозоне, как было отмечено выше, включает в себя также несколько способов обеспечения устойчивости инженерных 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. При строительстве по этому способу за счет тепловыделения от зданий и сооружений в их основании формируется чаша (ореол) оттаивания (рис. 18.4, *а*), происходит осадка грунтов. Эта осадка, как правило, неоднородна в связи с литологической неоднородностью грунтов основания, неравномерностью тепловыделения здания, распределения

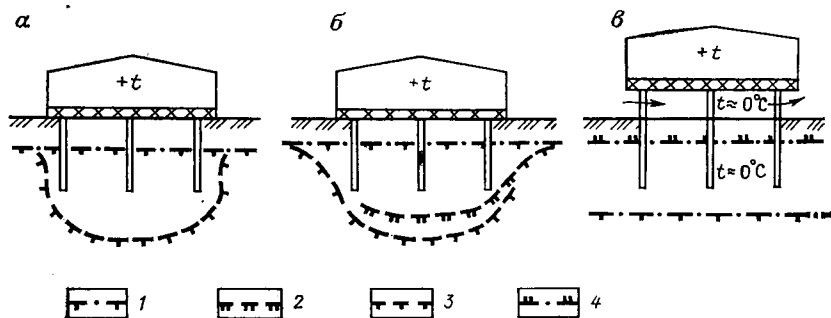


Рис. 18.4. Конструкции фундаментов при втором принципе использования грунтов в качестве основания:

а — с допущением оттаивания многолетнемерзлых грунтов в процессе эксплуатации; б — с предварительным протаиванием 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 — сформировавшаяся в процессе эксплуатации, 4 — сезоннопромерзающего слоя)

в нем нагрузок, оттаивания под центром и краям 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.

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 противоположные конструкции фундаментов — жесткую и гибкую. Первая конструкция ввиду своей жесткости мало чувствительна к неравномерным осадкам. Для обеспечения жесткости конструкций сооружений используют сплошные плитные фундаменты, система жестких железобетонных ленточных фундаментов, коробчатые фундаменты, способные воспринимать значительные неравномерные осадки оттаивания основания. Усиления жесткости схемы конструкций добиваются также ус-

тройством 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 сооружений, построенных по способу приспособления к неравномерным осадкам, показывают, что многие из них деформируются в процессе эксплуатации. Очевидно, этот способ может быть применен только на практически несжимаемых при оттаивании грунтах с величиной осадки не более 0,5 см/м.

Способ обеспечения устойчивости сооружений путем предварительного оттаивания многолетнемерзлых грунтов (см. рис. 18.4, б). Способ известен с 30-х годов, однако обоснование возможностей и условий применимости строительства с предварительным оттаиванием было дано лишь в 1958 г. В. Ф. Жуковым. С этого момента началось широкое практическое воплощение нового способа. Наиболее целесообразно применение метода предпостроечного оттаивания в следующих случаях: 1) при залегании сильнольдистых грунтов слоем незначительной мощности (до 7—10 м) на малосжимаемых монолитных скальных породах; 2) при наличии распученных крупнообломочных пород, быстро уплотняющихся при предварительном оттаивании и имеющих в оттаявшем состоянии достаточную несущую способность; 3) на песчаных породах, скорость уплотнения которых практически совпадает со скоростью оттаивания. В глинистых грунтах предпостроечное оттаивание также дает хорошие результаты, но только в том случае, когда они переслаиваются хорошо фильтрующими песчаными или крупнообломочными прослойками, которые способствуют быстрому удалению воды, или когда одновременно с оттаиванием применяются искусственное ускорение их консолидации, закрепление или упрочнение.

Оттаивание мерзлых грунтов основания на глубину всей расчетной чаши оттаивания — лучший способ подготовки основания, однако, очень дорогой и сейчас не применяется. Обычно предпостроечное оттаивание производится на меньшую глубину

(60 % от глубины стационарной чаши протаивания), при этом составляет 60—80 % от возможной осадки при протаивании всей чаши. Осадки при дальнейшем оттаивании (в период строительства и эксплуатации) протекают медленно и не приводят к существенным деформациям. Предварительное протаивание грунтов осуществляется с использованием методов тепловой или водно-тепловой мелиорации.

После предпостроечного оттаивания грунты, как правило, обладают повышенной макропористостью, избыточным водонасыщением, находятся в разуплотненном состоянии и не пригодны к возведению на них фундаментов. Такие грунты перед началом строительства требуют предварительной подготовки, мелиорации — обезвоживания, уплотнения, упрочнения.

Проектирование и строительство на предварительно оттаявших и упрочненных грунтах осуществляются в соответствии с требованиями, предъявляемыми к таким грунтам без учета их мерзлого состояния. Типы фундаментов аналогичны тем, которые применяются при строительстве на немерзлых слабых грунтах.

Способ обеспечения устойчивости сооружений путем стабилизации начального положения верхней границы многолетнемерзлых пород. Этот способ был разработан в 1967 г. Л. Н. Хрусталевым и др. для застройки территорий с несливающимся типом мерзлых толщ. Способ заключается в том, что верхнюю границу многолетнемерзлых пород поддерживают в течение всего периода эксплуатации на первоначально заданном уровне. Строительство осуществляют с применением вентиляционных подполий, фундаменты располагают между верхней границей многолетнемерзлых пород и подошвой слоя сезонного промерзания (см. рис. 18.4, в). Неизменность положения кровли многолетнемерзлых грунтов может достигаться только в том случае, когда в породах, расположенных выше кровли мерзлых пород, отсутствует градиент температур. Последнее условие осуществляется, когда среднегодовая температура грунта на глубине сезонного промерзания равна 0 °С. Таким образом, обязательным условием применения метода стабилизации является поддержание в вентилируемом подполье среднегодовой температуры, близкой к 0 °С. Это осуществляется системой регулирования температур в подполье путем открытия и закрытия продухов, применения сезонных самоохлаждающих установок и т. д. Метод стабилизации на протяжении многих лет успешно применяется в гражданском и промышленном строительстве в г. Воркута.

§ 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-теплого 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 заключаются 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 оснований 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. 18.5). Теплосъем с такой колонки, по данным С. М. Филиповского, составляет 130—140 Вт/м². 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.

Наиболее эффективным является машинное охлаждение (замораживание) грунтов аммиачно-рассольными установками, обеспечивающими теплосъем до 300 Вт/м² замораживающей колонки. Однако машинное охлаждение — весьма дорогостоящее

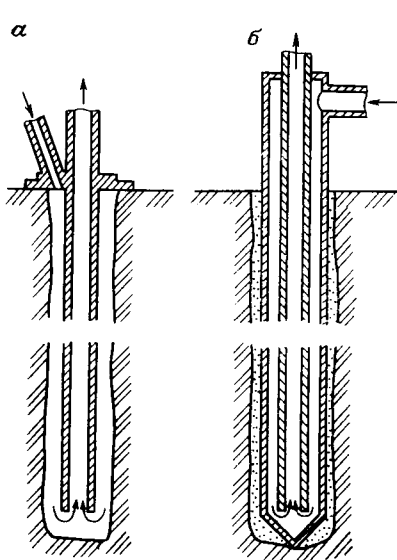


Рис. 18.5. Воздушные охлаждающие установки:

а — в буровых скважинах; *б* — в полых сваях

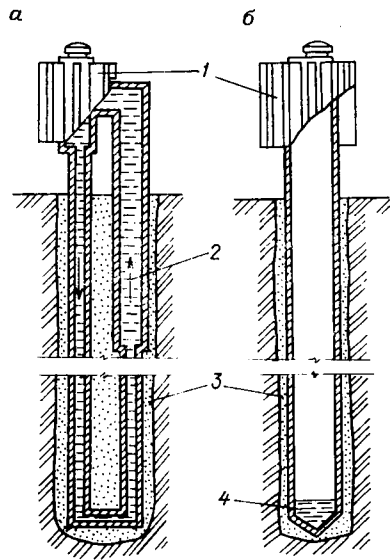


Рис. 18.6. Конструкции саморегулирующихся сезоннодействующих охлаждающих установок:

а — жидкостных (системы С. И. Гапеева); *б* — парожидкостных (системы Е. А. Лонга); 1 — радиатор; 2 — хладагент (керосин); 3 — насыпной грунт; 4 — хладагент (пропан)

мероприятие и требует постоянного обслуживания при эксплуатации. Поэтому оно применяется в ограниченных случаях в гидротехническом и в горном деле для ликвидации аварий сооружений, обусловленных оттаиванием многолетнемерзлых пород, для предварительного промораживания оснований в случае 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 саморегулирующиеся сезоннодействующие охлаждающие установки (СОУ) или, как их называют, термосваи. Конструкции термосвай были разработаны в 60-х годах почти

одновременно в СССР С. И. Гапеевым и в США Е. А. Лонгом. Принцип их работ основан на замкнутой конвекции хладагента — жидкостного, обычно керосина (термосвай Гапеева) или парожидкостного, обычно пропана, аммиака, фреона (термосвай Лонга). Конвекция обусловливается разностью плотностей хладагента в надземной и подземной частях установок (рис. 18.6). В холодный период температура верхнего оголовка свай ниже, чем температура грунта на глубине заглубления нижнего конца свай. В этих условиях пропан (в термосваях Лонга), испаряясь, поднимается вверх, конденсируется на стенках свай и в виде жидкости с температурой, близкой к температуре воздуха, поступает в основание свай, охлаждая прилегающий грунт. Жидкостные термосвай 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/м², парожидкостных — 60—100 Вт/м². 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 поддержания заданной температуры многолетнемерзлых оснований зданий и сооружений. Саморегулирующиеся охлаждающие установки широко используют в гидротехническом строительстве для создания и поддержания в мерзлом состоянии противофильтрационных ядер земляных плотин, в линейном строительстве — при сооружении опор мостовых переходов, трубопроводов, линий ЛЭП и эстакад, для создания мерзлотных завес и пр.

Один из недостатков жидкостных и парожидкостных термосвай заключается в том, что в летний период, когда термосвай не работают, возле них существенно повышается температура грунта. Этот недостаток устраняют применением устройств (зеротеров), аккумулирующих холод в зимний период. Зеротеры, представляющие собой оболочку, заполненную замерзающей при температуре ниже 0 °С жидкостью (антифризом), монтируют возле термосвай. 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 второму 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 площадок 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. 18.7, 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. Гидроигловый 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 позво-

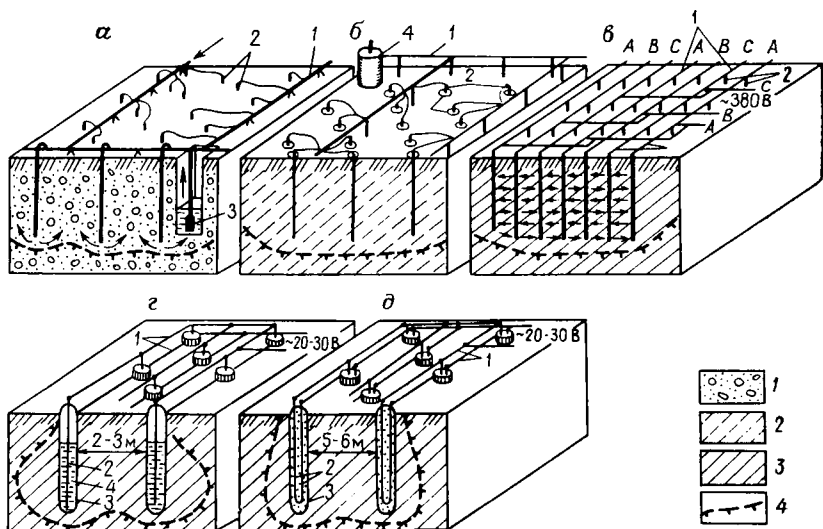


Рис. 18.7. Способы предпостроечного оттаивания грунтов:

а — гидрогловой (1 — распределительный трубопровод, 2 — гидроглы, 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 А, В, С); *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

ляет 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. 18.7, б) открытым (когда пар выпускается в конце трубы в грунт) и закрытым (когда пар циркулирует 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 электропрогревом 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. 18.7, в). Метод рекомендуется в основном для глинистых грунтов. Затраты электроэнергии составляют

60—80 кВт/м³. Во втором случае для прогрева грунта используются электролитические или омические нагреватели (см. рис. 18, 7, 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 теплехимических реакций. Для этой цели используются термит, увлажненная негашеная известь. В результате гашения извести развиваются температуры до нескольких сотен градусов, что обуславливает оттаивание мерзлых грунтов. Кроме того, при гашении известь резко увеличивается в объеме, что приводит к уплотнению оттаивающего грунта.

Уплотнение и укрепление оттаявших грунтов. Для этого применяются те же методы, что и для талых грунтов. Перечислим основные из них.

Механическое уплотнение осуществляется с помощью трамбования, виброуплотнения, 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 устраивают с помощью специальных песчаных дрен диаметром 40—50 см на расстоянии 2—3 м друг от друга путем засыпки песка в буровые скважины. Метод уплотнения грунта с помощью понижения уровня грунтовых вод основывается на увеличении веса грунта при временном понижении уровня.

Химическое уплотнение и закрепление грунтов производят посредством инъецирования в грунт химических растворов, при затвердении которых образуется прочное основание. Химические методы применимы для достаточно водопроницаемых грунтов.

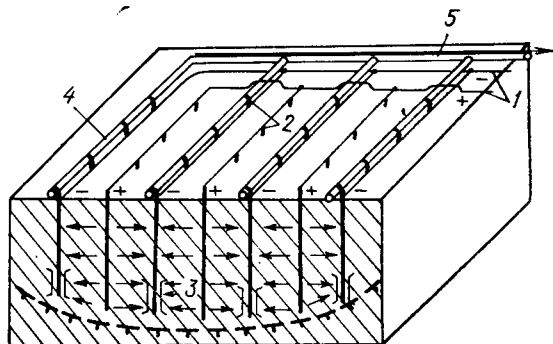
Электрохимический (физико-химический) метод заключается в применении электроосмотического обезвоживания. В процессе электроосмоса в водонасыщенных коллоидных гли-

нистых и пылеватых грунтах возникает напорное движение поровой воды к 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. 18.8). 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 %-ным содержанием

Рис. 18.8. Схема электроосмотического уплотнения грунтов:

1 — электропровод; 2 — электроды; 3 — фильтры; 4 — соединительный шланг; 5 — водосброс



хлористого кальция. Часто метод используется одновременно с закрепляющими реагентами, например с инъекцией жидкого стекла. Электроосмотическое обезвоживание применяется, как правило, после метода электрооттаивания грунтов с использованием тех же электродов, 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 сезонномержлого 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 путем затопления участков слоем воды на глубину, несколько большую, чем глубина промерзания естественных водоемов.

§ 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 может быть обеспечена только в результате создания определенного теплового режима грунтов основания. Кроме того, изменение температурного режима многолетнемерзлых грунтов может приводить к развитию или активизации неблагоприятных криогенных геологических процессов — пучения, термокарста, наледообразования, морозобойного трещинообразования, термоэрозии и др. И наконец, от теплового состояния грунтов зависят теплотери 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, напряжений) 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 уже 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 изменений температурного поля грунтов во времени; учет как кондуктивного, так и конвективного переноса тепла мигрирующей и фильтрующейся водой. Такие задачи относятся к классу нестационарных, многомерных, многофронтных 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 отсутствует; 2) фазовые переходы происходят на границе зоны оттаивания грунта под зданием при $t = 0^\circ\text{C}$; 3) перенос тепла в грунте (мерзлом и талом) подчиняется уравнению теплопереноса Фурье. При этих предпосылках количественные оценки теплового влияния зданий и сооружений на температурный режим многолетне-

мерзлых 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 первому принципу теплотехнические расчеты проводят с целью: а) обоснования выбора мероприятий для обеспечения сохранения мерзлого состояния грунтов (расчет вентилируемых подполий, холодных первых этажей, охлаждающих труб и каналов, охлаждающих устройств и т. д.); б) определения расчетной глубины сезонного оттаивания грунтов; в) вычисления расчетных температур многолетнемерзлых грунтов по глубине для определения прочностных характеристик мерзлых грунтов. При проектировании по второму принципу теплотехническими расчетами определяют: а) глубину сезонного промерзания грунтов; б) глубину многолетнего протаивания грунтов под зданиями и сооружениями; в) время многолетнего оттаивания грунтов под зданиями и сооружениями.

После определения теплового состояния грунтов рассчитывают прочностные и деформационные характеристики грунтов 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 производят 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 II — 18 — 76 «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

$$N \leq \Phi / k_n, \quad (18.1)$$

где N — расчетная нагрузка на основание; Φ — несущая способность основания; k_n — 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 Φ 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. 18.9). Для столбчатых и свайных фундаментов

$$\Phi = m \left(RF + \sum_{i=n}^n R_{cm_i} F_{cm_i} \right), \quad (18.2)$$

где m — коэффициент, зависящий от типа и конструкции фундаментов, изменяющийся согласно СНиП от 1,2 до 1,1 R_{cm_i} — расчетное сопротивление i -го слоя сдвигу по поверхности смерзания фундамента; R — расчетное сопротивление мерзлых грунтов нормальному давлению; F_{cm_i} — площадь i -го слоя боковой поверхности фундамента; F — площадь подошвы фундамента.

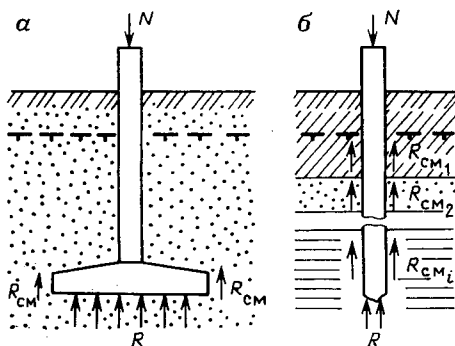


Рис. 18.9. К расчету несущей способности столбчатых (а) и свайных (б) фундаментов в многолетнемерзлых грунтах

Величины R_{cm} 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 близких к 0°C температурах, обладают пластическими свойствами, т. е. способностью деформироваться при действии на них длительных нагрузок. Оценка устойчивости оснований по деформациям производится при условии

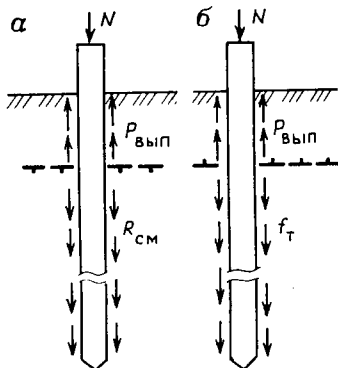
$$S \leq S_{\text{доп}}, \quad (18.3)$$

где $S_{\text{доп}}$ — предельно допускаемая деформация основания и сооружения, определяемая в зависимости от типа сооружения и конструктивных особенностей фундаментов и сооружений; S — величина деформации основания, зависящая от давления на грунт подошвы фундамента, состава, свойств мерзлого грунта

основания (модуля деформации или коэффициента сжимаемости).

Условия (18.1—18.3) 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. 18.1).

Рис. 18.10. 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 II-18-76, должна превышать нормативную глубину сезонного протаивания или 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. 18.10);

$$(P_{\text{вып}} \cdot F) - N \leq (m/k_n) \cdot P,$$

$$(18.4)$$

где $P_{\text{вып}}$ — 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_n — коэффициент надежности, принимаемый равным 1,1.

В том случае, когда фундамент расположен в многолетнемерзлых грунтах (см. рис. 18.10), значение P определяется сопротивлением мерзлых грунтов сдвигу по поверхности смерзания $R_{\text{см}}$ и площадью вертикальной поверхности смерзания $F_{\text{см}}$, равной произведению периметра фундамента на глубину погружения в многолетнемерзлый грунт:

$$P = R_{\text{см}} F_{\text{см}}. \quad (18.5)$$

Если фундамент расположен в талых сезоннопромерзающих грунтах, то силы, удерживающие его от выпучивания, определяются сопротивлением талых грунтов трению по поверхности трения $f_{\text{т}}$ и площадью поверхности трения $F_{\text{т}}$:

$$P = f_{\text{т}} F_{\text{т}}. \quad (18.6)$$

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 (18.4) 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 (18.2) и (18.4), 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 (18.2) и (18.4), 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.

§ 4. Нормативные документы по 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 1983 г. Государственным Комитетом СССР по делам строительства «Системе нормативных документов в строительстве» они подразделяются на общесоюзные, ведомственные и республиканские.

Общесоюзные нормативные документы обязательны для всех предприятий, организаций и учреждений союзного, республиканского и местного подчинения, ведущих работы в определенной отрасли народного хозяйства. Так, общесоюзные документы по строительству — Строительные нормы и правила (СНиП) являются обязательными для всех организаций, независимо от их территориального расположения и ведомственной подчиненности, ведущих капитальное строительство, а также и предшествующие ему работы: инженерные изыскания и строительное проектирование. Документы Министерства геологии СССР обязательны для всех организаций, производящих геологоразведочные работы. Аналогичный характер имеют общесоюзные 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, автомобильного и других видов строительства выпускают различные ведомственные СНиПы. Основными СНиПами, в которых регламентируются изыскательские и проектные работы в криолитозоне,

являются СНиП 2.02.07—87 «Инженерные изыскания для строительства»; СНиП II—18—76 «Основания и фундаменты на вечномёрзлых грунтах». В какой-то мере затрагивают вопросы проектирования в криолитозоне СНиП 2.05.02—85 «Автомобильные дороги», СНиП 2.05.08—85 «Аэродромы» и некоторые другие.

К нормативным документам по строительству относятся ведомственные (отраслевые) строительные нормы — ВСН. В отличие от общесоюзных нормативных документов они должны регламентировать те работы, которые являются специфическими для данного министерства или ведомства. Естественно, что ведомственные нормативные документы не должны противоречить общесоюзным. Они могут только развивать и дополнять последние, отражая свойственную каждому министерству или ведомству специфику строительства. Ведомственные нормативные документы утверждают министерства и ведомства СССР в соответствии с предоставленными им правами по согласованию с Госстроем СССР. 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.

Республиканские строительные нормы — РСН устанавливают требования к проектированию, инженерным изысканиям, строительству и эксплуатации зданий, сооружений и конструкций, учитывающие специфические условия (природные, экономические и др.) союзной республики. Эти документы утверждаются госстроями союзных республик или другими республиканскими органами в соответствии с предоставленными им правами. Республиканские нормативные документы обязательны для всех организаций, учреждений и предприятий, независимо от их ведомственной подчиненности, осуществляющих проектирование и строительство объектов, размещаемых на территории данной республики. Эти документы не должны противоречить общесоюзным нормативным документам или дублировать их.

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. Каждый метод, в зависимости от многочисленных природных и технологических факторов, имеет определенные пределы применимости, свою точность и стоимость. Поэтому в строительных нормах в большинстве случаев нельзя однозначно регламентировать применение того или иного метода. Так например, в СНиП 2.02.07—87 указывается, что при проведении изысканий необ-

ходимо 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 выполнения работ по единой технологии однотипным по своим основным параметрам оборудованием. В Государственной системе стандартизации такие документы названы стандартами.

Стандарты в СССР подразделяются на следующие категории: государственные стандарты СССР (ГОСТ); отраслевые стандарты (ОСТ); республиканские стандарты (РСТ); стандарты предприятий (СТП). В практике инженерно-геологических изысканий и проектирования применяются только государственные стандарты, утвержденные Госстроем СССР.

Стандарты разделяются на следующие виды: технических условий, параметров, типов, марок, конструкций и размеров, технических требований, методов испытаний, правил, маркировки, упаковки, транспортировки и хранения и т. д. 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). В пособиях сохраняется весь текст нормативного документа. Не являясь нормативными документами, они детализируют основные положения соответствующих СНиП, ВСН, РСН, 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 его 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 т. д.). 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.

В отличие от СНиПов, ВСН, РСН, ГОСТов, за несоблюдение требований которых организации, учреждения, предприятия

и их должностные лица несут ответственность в соответствии с законодательством Союза ССР и союзных республик, выполнение рекомендаций методических указаний не предусматривает их неукоснительного выполнения.

Глава 19

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОБЕСПЕЧЕНИЕ ПРОЕКТИРОВАНИЯ, СТРОИТЕЛЬСТВА И ЭКСПЛУАТАЦИИ ИНЖЕНЕРНЫХ СООРУЖЕНИЙ В КРИОЛИТОЗОНЕ

§ 1. Инженерно-геологические изыскания в криолитозоне

Инженерно-геологические и геокриологические исследования, проводимые для обеспечения задач проектирования различных объектов строительства, получили название инженерно-геологических изысканий. Первым в мировой практике научным трудом, посвященным 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. В настоящее время инженерно-геологические изыскания нормированы. Основным документом по вопросам проведения изысканий в области распространения как талых, так и многолетнемерзлых грунтов является СНиП 1.02.07—87 «Инженерные изыскания для строительства».

Согласно СНиП 1.02.07—87, основной задачей инженерно-геологических изысканий является комплексное изучение инженерно-геологических условий района (площадки, участка, трассы) проектируемого строительства, включая рельеф, геоморфологические, сейсмические, гидрогеологические условия, геологическое строение, состав, состояние и свойства грунтов, геологические процессы и явления, изменение условий освоенных территорий с целью получения необходимых и достаточных материалов для обоснования проектирования объектов с учетом рационального использования и охраны геологической среды, а также данных для составления прогноза изменения инженерно-геологических условий при строительстве и эксплуатации предприятий, зданий и сооружений. 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 гидроэлектростан-

станций, подземных сооружений, автомобильных и железных дорог, объектов промышленного и гражданского строительства требует проведения специфического комплекса геокриологических исследований. Поэтому состав и детальность инженерно-геологических изысканий должны зависеть от конкретного вида строительства.

Необходимость выполнения отдельных видов инженерно-геологических работ, условия их заменяемости устанавливаются в зависимости от стадийности проектирования, сложности инженерно-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 определенного 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 — технико-экономических обоснований (ТЭО) и технико-экономических расчетов (ТЭР) строительства новых, расширения, реконструкции и технического перевооружения действующих предприятий, зданий и сооружений; генеральных планов городов, поселков и сельских населенных пунктов; проектов планировки промышленных зон (районов) городов, проектов детальной планировки; схем и генеральных планов промышленных узлов; 2) проектов (рабочих проектов) предприятий, зданий и сооружений; 3) рабочей документации предприятий, зданий и сооружений.

Название стадий изысканий соответствует стадиям проектных работ, в чем и заключается 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 предприятий, классе ответственности зданий и сооружений, воздействиях проектируемых объектов на природную среду. При промышленном и гражданском строительстве необходима схема генерального плана площадки,

которая представляет собой наиболее экономную компоновку проектируемых объектов, произведенную 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, сфера взаимодействия проектируемых объектов с геологической средой.

Техническое задание на инженерные изыскания для разработки рабочей документации должно включать сведения о принятом принципе использования многолетнемерзлых грунтов в качестве основания, технологическом назначении и тепловом режиме эксплуатации сооружений, способе прокладки коммуникаций и о мерах, обеспечивающих принятый принцип строительства и управление мерзлотным процессом.

Задачами изысканий для ТЭО (ТЭР) строительства являются изучение и оценка территории (конкурирующих вариантов площадок, участков трасс) с целью обоснования выбора площадки, наиболее благоприятной (оптимальной) для размещения, строительства и эксплуатации конкретного проектируемого объекта с учетом защиты от опасных геологических процессов и охраны геологической среды. На этой стадии определяют принцип использования многолетнемерзлых грунтов в качестве основания (с сохранением их мерзлого состояния или с протаиванием) и расчетную стоимость строительства объекта. Площадь изысканий на этой стадии в 2 раза и более превышает площадь конкретной площадки строительства, иногда рассматривают не один участок, а серию конкурирующих участков, которые могут находиться на значительном расстоянии друг от друга.

В состав изысканий на этой стадии входят подготовительные, полевые, лабораторные и камеральные работы. Подготовительные работы включают сбор, анализ и обобщение фондовых материалов предшествующих изысканий, материалов геологосъемочных работ, инженерно-геокриологических и гидро-геокриологических исследований, тематических геокриологических работ и других данных о природных условиях района проектирования строительства. На этой основе с использованием результатов дешифрирования материалов аэро- и космосъемок производится ландшафтное районирование территории, составляется предварительная карта ландшафтного районирования, дается типизация инженерно-геокриологических условий.

В состав полевых работ включается рекогносцировочное геокриологическое обследование с целью уточнения и дополнения собранных материалов, сравнительной оценки сложности геокриологических условий изучаемой территории, установления распространения и развития опасных геологических процессов, выявления изменений геокриологических условий на застроен-

ных территориях, а также анализ опыта строительства. При реконсцировке проводятся маршрутные наблюдения, геофизические исследования, проходка отдельных горных выработок с отбором образцов грунтов, проб подземных вод и их лабораторные исследования.

В малоизученных районах, где ранее не проводились геокриологические исследования, отсутствует опыт строительства, необходимо выполнение инженерно-геокриологической съемки площадок в масштабах 1 : 25 000—1 : 10 000, а полосы трасс линейных сооружений — в масштабах 1 : 50 000—1 : 25 000.

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.

Итогом работ на предпроектной стадии инженерно-геологических изысканий являются сравнительная оценка вариантов площадок строительства или трасс линейных сооружений, обоснование выбора наилучших из них, определение принципа строительства.

Инженерно-геологические изыскания на выбранной площадке (стадия проекта) 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 этих целей производится 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 съемки более крупный, чем на предпроектной стадии, и для промышленных и гражданских сооружений составляет, как правило, 1 : 5000—1 : 2000, а для трасс линейных сооружений — 1 : 10 000—1 : 5000.

Начиная со стадии изысканий, для проекта нормативными документами предусматривается проведение стационарных наблюдений, которые включают наблюдения за динамикой температур многолетнемерзлых грунтов, развитием криогенных

процессов, динамикой сезонного промерзания и протаивания, изменением свойств оттаивающих и промерзающих грунтов.

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.

Задача инженерно-геологических изысканий на конкретных участках размещения проектируемых зданий и сооружений (стадия рабочей документации) 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 производится. 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, грунтов статистическими нагрузками на сваи и т. д.) в пределах контуров зданий и сооружений. 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 второму принципу приводят расчетные физические и теплофизические характеристики для теплотехнических расчетов оттаивающих и оттаивающих 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, агробиологическое освоение криолитозоны 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.

§ 2. Прогноз изменения геокриологических условий при освоении территорий

Под геокриологическим прогнозом, по В. А. Кудрявцеву [18], 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, исключаящие 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. 19.1, 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 геосистем 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

Т а б л и ц а 19.1

Этапы, задачи и методы мерзлотного 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 пригородных регионов и зон в обзорных масштабах (1 : 2 500 000, 1 : 1 000 000)	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. Логические и математическое моделирование 3. Экспертные оценки
II этап — инженерно-геологическое обоснование многоотраслевого освоения отдельных регионов на базе государственной инженерно-геологической съемки в масштабе 1 : 500 000 (1 : 100 000)	Обеспечение рационального использования территорий (оптимизация, размещение и приемы строительства сооружений, входящих в ПТК)	1. Оценка устойчивости геокриологической обстановки и допустимых техногенных воздействий 2. Оценка обратного 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 (м-бы от 1 : 50 000 до 1 : 2000)	Инженерно-геокриологическая оценка строительных площадок и трасс	1. Прогноз влияния инженерной подготовки территории на геокриологическую обстановку 2. Прогноз теплового и механического взаимодействия сооружений с грунтами оснований 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

«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. Поэтому 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: а) общий прогноз, предусматривающий оценку изменения составляющих природного комплекса без учета теплового и механического воздействия самого сооружения; б) 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 оснований, планировка поверхности, изменение условий поверхностного и грунтового стока, устройство искусственных покрытий, газонов, насаждение деревьев, кустарников и т. д. 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, по данным Г. В. Порхаева и В. К. Щелокова, плотность зданий в северных городах СССР составляет 13—40 %, остальная часть городов занята дорогами, улицами, площадями, скверами и т. д. По данным ВСЕГИНГЕО всего 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 происходит 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 инженерном 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. Сверхдолгосрочный 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, а также для оценки длительного воздействия сооружений на геокриологическую обстановку.

В гл. 17 было 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 массообмена на застроенной территории: радиационный баланс, турбулентный теплообмен, затраты тепла на испарение и конденсацию влаги на дневной поверхности. К локальным факторам, обуславливающим 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, например, наряду с образованием зон оттаивания под тепловыделяющими зданиями и сооружениями, на отдельных участках (улицах, дорогах, площадях и т. п.) 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, примыкаю-

щей 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 с целью выбора наиболее безопасного и экономического метода отработки полезного ископаемого, проходки шахтных стволов, тоннелей, горных выработок.

Техногенный геокриологический прогноз для целей агро-биологического 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 (повышается 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 изменений 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, обуславливающих 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, автором 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 и др.

§ 3. Принципы и приемы управления мерзлотным процессом

При освоении криолитозоны постоянно приходится решать вопросы, связанные с необходимостью изменения геокриологических условий в нужном для народного хозяйства направлении. Постановка задач об управлении мерзлотным процессом уже 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 и обязательным является изучение природных (в том числе и геокриологических) условий территории освоения. Изучение геокриологических условий базируется на выявлении частных и общих закономерностей формирования и развития сезонно- и многолетне-мерзлых пород и их характеристик в зависимости от комплекса природных условий и от каждого элемента геолого-географической среды. Эта задача представляет собой непосредственную цель геокриологической съемки и успешно решается в процессе ее проведения. 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 территории техногенных нагрузок и воздействий, выявление сопутствующих им изменений природных условий. Этот этап исследований проводится с целью получения исходных данных для геокриологического прогноза.

Далее, на основе выявленных закономерностей формирования геокриологических условий и учета техногенных воздействий составляется геокриологический прогноз, при котором оцениваются вероятные изменения среднегодовой температуры, состава и свойств грунтов, глубин их сезонного и многолетнего оттаивания и промерзания, характера развития криогенных процессов.

В задачи следующего этапа исследований входит выявление участков, на которых могут сформироваться геокриологические условия, не отвечающие предъявляемым к ним требованиям. При проектировании зданий и сооружений это могут быть участки, на которых не представляется возможным реализовать принятый принцип строительства, например, при разработке полезных ископаемых этой территории, на которых не может быть осуществлен возможный способ их добычи. На этих участках 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 криогенных процессов).

Такое 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 этой цели прежде всего необходимы исследование 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 со своим основным (прямым) воздействием на отдельные элементы природной обстановки косвенным образом в большей или меньшей степени обуславливает 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

Классификационная схема приемов управления мерзлотным процессом

Системы приемов		Отделы приемов	Параметры, через которые могут быть преобразованы направленно изменяемые элементы природного комплекса	Приемы управления
<i>Группа приемов, регулирующих внешний теплообмен</i>				
Регулирующих соотношение составляющих радиационного баланса	Суммарная коротковолновая радиация, $Q + q$	А. Прозрачность атмосферы Б. Угол наклона поверхности к горизонту В. Экспозиция местности		Устройство навесов, затенение путем насаждения деревьев, кустарников; изменение угла наклона поверхности и планировка местности; экранирование поверхности теплопрозрачными пленками
	Отраженная коротковолновая радиация, $(Q + q)A$	А. Характер и высота покрова на поверхности Б. Цвет поверхности В. Шероховатость поверхности Г. Влажность поверхностного слоя почвы		Удаление естественных покровов; искусственное окрашивание поверхности (зачернение, забеление и др.); рыхление, укатка, увлажнение, осушение поверхностного слоя пород
	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		Дымление; экранирование поверхности светопрозрачными пленками, снегом и другими покрытиями; удаление с поверхности грунта растительного и снежного покровов; непосредственное регулирование температуры поверхности
	Турбулентный теплообмен с приземным воздухом, p	А. Профиль ветра Б. Мера шероховатости поверхности В. Температура поверхности пород Г. Влажность поверхностного слоя пород		Устройство ветровых преград (щиты, лесосадки и др.); изменение шероховатости поверхности; естественное оттаивание мерзлых пород при послышной разработке; непосредственное регулирование температуры и влажности поверхностного слоя пород

Теплота фазовых пре- вращений влаги, LE	А. Влажность и условия подтока влаги в поверхностном слое пород Б. Профиль ветра В. Мера шероховатости поверхности Г. Температура поверхности пород	Рыхление и укатка поверхностного слоя пород; оттаивание мерзлых пород при послойной разра- ботке; покрытие поверхности слабоблагопрони- цаемым материалом (мульча, синтетические пленки и др.); пропитка поверхностного слоя пород склеивающими веществами (горфяной клей, лигнин и др.); обработка верхнего слоя пород поверхностно-активными веществами; ре- гулирование скорости ветра и температуры по- верхности пород
Теплообмен с нижеле- жащими породами, B	А. Температура поверхности пород Б. Температурный режим пород (гради- енты температур в грунте) В. Состав, влажность и свойства пород	Регулирование мощности и свойств снежного и растительного покровов; перекрытие грунта теплоизоляционными материалами (пенопласты, снежно-ледяные, воздушно-ледяные, водно-ледя- ные и другие искусственные покровы)

Группа приемов, регулирующих теплообмен в грунте посредством преобразования состава и свойств мелиорируемых пород

Состав органиче- ской части пород	А. Гранулометрический, химико-минера- логический состав породы и состав обменных катионов Б. Содержание органического вещества	Полная или частичная замена мелиорируемых пород; кольматация, цементация, битумизация, силикатизация, пропитка грунта синтетическими смолами; вымывание (вынос) из породы мелко- зерна, направленное изменение состава и со- держание обменных катионов в породе; много- кратное изменение теплового состояния пород; известкование кислых почв и гипсование солон- цеватых почв; гумусирование почвы и внесение минеральных и бактериальных удобрений в почву
--------------------------------------	---	---

Системы приемов	Отделы приемов	Параметры, через которые могут быть преобразованы направленно изменяемые элементы природного комплекса	Приемы управления
Изменяющихся свойств мелиорируемых пород	Влажность (льди- стость) пород и со- став почвенного воз- духа	А. Гранулометрический, химико-минерало- логический состав пород Б. Трешиноватость и пористость пород В. Условия питания, фильтрации и стока подземных вод Г. Тепловое состояние, температурный режим пород, а также условия про- мерзания и миграции влаги в породе	Обводнение (орошение) и осушение (дренаж) пород; морозный дренаж; электроосмос и элек- трохимическое закрепление пород; изменение состава и содержания обменных катионов в по- роде; кольматация, цементация, битумизация, силикатизация, пропитка грунтов синтетиче- скими смолами; глубокое рыхление и искусствен- ное уплотнение грунтов; изменение уровня под- земных вод; замораживание или оттаивание по- род и регулирование скорости их промерзания
	Свойства и тепловое состояние пород	А. Структурно-текстурные особенности пород (в том числе характер подзе- мных льдов и криогенная текстура по- род) Б. Тепловое состояние и температурный режим пород В. Условия промерзания — оттаивания пород	Глубокое рыхление пород; уплотнение грунтов с помощью кумулетного взрыва; уплотнение и разуплотнение грунтов с помощью вибраторов; замораживание — оттаивание пород; изменение условий промерзания пород и непосредственное регулирование их температурного режима
Группа приемов, изменяющих температурный режим и тепловое состояние мелиорируемых пород посредством использования дополнительных источников и стоков тепла			
Изменяющихся свойств мелиорируемых пород	Теплоноситель — вода	А. Коэффициент фильтрации пород в та- лом состоянии Б. Характер подземных льдов, криоген- ные текстуры пород В. Продольный уклон местности	Фильтрационно-игловой; фильтрационно-дренаж- ный; дождевально-инфильтрационный; кондук- тивно-инфильтрационный (тепловые ванны)

Используемые источники теплоты	Используемые источники теплоты	
	Источники	Источники
Используемые источники теплоты	Г. Температура используемой воды, тепловые свойства пород и их температурный режим Д. Расход воды в фильтрационном потоке	Естественное вымораживание пород при взаимодействии атмосферного воздуха с обнаженной поверхностью грунтового массива; охлаждающие устройства (пронизываемые подполья, вентиляционные каналы, вентиляционные трубы)
	Теплоноситель — воздух А. Состав, влажность и свойства грунта Б. Характер подземных льдов, криогенный режим В. Величина поверхности охлаждающей системы Г. Объем (расход) воздуха в охлаждающей системе и его температура	А. Состав, влажность и свойства грунта Б. Ледистость и криогенные тектуры пород и их температурный режим В. Объем (расход) протекающего через грунт теплоносителя и его параметры Г. Размеры «тепловых штампов» и их температура
Используемые источники теплоты	Пар, огонь, различного рода «тепловые штампы»	Паровая иглооттайка; способы гидрооттайки, использующие искусственно подогретую воду, поверхностный сток горячих вод; оттаивание «поджогом» и огневыми горелками; оттаивание накладными и погруженными в буровую скважину горелками; укладка горячего камня (бута)
	Электрическая энергия	Объемный прогрев пород посредством электротока, протекающего через грунт; электрогрелки
Используемые источники теплоты	Термохимические смеси	Холодильные машины; охлаждающие установки различного типа; зеротеры; использование теплового эффекта физико-химических реакций
	А. Состав, влажность, свойства пород и их температурный режим Б. Вид термохимических смесей В. Количество (объем) используемых смесей	

требующих определенных приемов (или комплекса приемов) по управлению мерзлотным процессом.

На заключительном этапе исследований дается характеристика каждого из выделенных участков мелиорируемой территории по тем искусственно созданным геолого-географическим и геокриологическим условиям, которые будут иметь место после осуществления мелиорации. Составляются после мелиоративные геокриологические карты.

Для целенаправленного изменения геокриологических условий проводят ряд мероприятий в следующей последовательности:

1. Изучение геокриологических условий территории в процессе проведения мерзлотной съемки.

2. Характеристика и типизация техногенных воздействий и нагрузок.

3. Прогноз изменения геокриологических условий.

4. Обоснование необходимости целенаправленного изменения геокриологических условий.

5. Составление проекта мероприятий по целенаправленному изменению геокриологических условий.

6. Составление после мелиоративных карт.

В настоящее время существует достаточно 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. Кудрявцев и Э. Д. Ершов разработали классификационную схему приемов по направленному изменению геокриологических условий, позволяющую выбрать наиболее эффективные мероприятия применительно к любым видам хозяйственного освоения криолитозоны. Построение классификационной схемы основано на учете как теплофизической, так и геолого-географической стороны 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. 19.2). 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 коротковолновую радиацию, эффективное излучение земной поверхности, турбулентный теплообмен с приземным воздухом, теплоту фазовых превращений влаги (испарение — конденсация), теплообмен поверхности с нижележащими породами. Основными мероприятиями, изменяющими внешний теплообмен, являются: устройство навесов, покрытие поверхности различного рода теплопрозрачными пленками, искусственное окрашивание поверхности, удаление и насаждение раститель-

ного покрова, кустарников, деревьев, изменение условий снего-накопления и т. д.

Вторая группа объединяет мероприятия, направленные на регулирование процессов тепло- и массообмена в грунте посредством изменения состава и свойств пород (см. табл. 19.2). Она подразделяется на две системы приемов, изменяющие: первая — состав, свойства и тепловое состояние; вторая — свойства и тепловое состояние мелиорируемых пород. В первой системе приемов выделяются два отдела, один из которых включает мероприятия, позволяющие направленно менять состав органо-минеральной части пород, другой — направлен на изменение влажностного режима пород. 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 посредством использования дополнительных источников и стоков тепла (см. табл. 19.2). Она подразделяется на две системы, использующие естественные и искусственные источники и стоки тепла. Первая система включает в себя два отдела, выделение которых предопределяется видом теплоносителя (вода, воздух), используемого для интенсификации процесса массообмена. Вторая система приемов 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 мероприятий 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 основе выявления влияния данного приема на все факторы геолого-географической среды. Как правило, мелиоративные работы включают не один, а несколько приемов, дополняющих друг друга.

§ 4. Основы рационального использования и охраны геологической среды 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 схемой государственного территориального планирования и проектирования: а) на уровне разработки генеральных схем развития народного хозяйства (союзной, отраслевых, республиканских схем развития и размещения производительных сил и др.), когда принимаются принципиальные решения по видам и способам строительства и широкого освоения территории и по природоохранным мероприятиям в процессе 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 предприятий, 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 воздействий (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 геологической 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. 19.1). 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.

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,

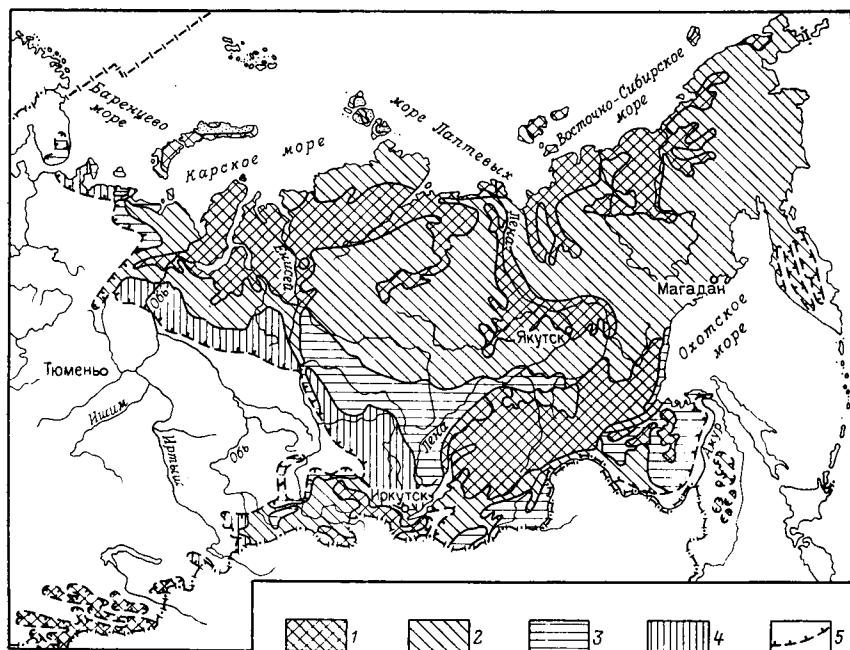


Рис. 19.1. Схема районирования области распространения многолетнемерзлых пород по принципам использования грунтов в качестве оснований:

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

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 основе выявления 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 криоли-

тозоны 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 создания инфраструктуры (подъездные пути, линии электропередач, коммуникации и т. д.). Естественное восстановление природных комплексов протекает весьма 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 этой цели используются методы биологической рекультивации, которая заключается в искусственном создании растительных покровов различного вида, назначения и продуктивности. Биологическая рекультивация в криолитозоне может решать следующие задачи: а) снижение или предотвращение последствий техногенных нарушений покровов, связанных с резким увеличением глубины сезонного протаивания пород; б) укрепление песчаных насыпей от водной и ветровой эрозии; в) создание зеленых ландшафтов, соответствующих в санитарно-гигиеническом и эстетическом отношении потребностям жителей населенных пунктов; г) 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 хороших условиях увлажнения и не сильном 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 озеленения северных поселков является посадка черенков местных ив. Решающим условием благополучной перезимовки растений, особенно привезенных из других районов, является 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.

Список литературы

1. Будыко М. И. Климат в прошлом и будущем. Л.: Гидрометеониздат, 1980.
2. Втюрин Б. И. Подземные льды СССР. М.: Наука, 1975.
3. Втюрина Е. А. Криогенное строение пород сезоннопротаивающего слоя. М.: Наука, 1974.
4. Вялов С. С. Реологические основы механики мерзлых грунтов. М.: Высшая школа, 1978.
5. Геокриология СССР/Под ред. Э. Д. Ершова. М.: Недра, т. 1—5, 1988—1989.
6. Гречищев С. Е., Чистотинов Л. В., Шур Ю. Л. Криогенные физико-геологические процессы и их прогноз. М.: Недра, 1980.
7. Данилов И. Д. Методика криолитологических исследований. М.: Недра, 1983.
8. Ершов Э. Д. Влагоперенос и криогенные текстуры в дисперсных породах. М.: Изд-во МГУ, 1979.
9. Ершов Э. Д., Акимов Ю. П., Чеверев В. Г. Фазовый состав влаги в мерзлых грунтах. М.: Изд-во МГУ, 1979.
10. Ершов Э. Д. Криолитогенез. М.: Недра, 1982.
11. Ершов Э. Д. Физико-химия и механика мерзлых пород. М.: Изд-во МГУ, 1986.
12. Ершов Э. Д., Данилов И. Д., Чеверев В. Г. Петрография мерзлых пород. М.: Изд-во МГУ, 1987.
13. Ершов Э. Д., Кучуков Э. З., Комаров И. А. Сублимация льда в дисперсных породах. М.: Изд-во МГУ, 1975.
14. Лабораторные методы исследования мерзлых пород/Под ред. Э. Д. Ершова. М.: Изд-во МГУ, 1985.
15. Методика мерзлотной съемки. М.: Изд-во МГУ, 1979.
16. Микростроение мерзлых пород/Под ред. Э. Д. Ершова. М.: Изд-во МГУ, 1988.
17. Общее мерзлотоведение/Под ред. В. А. Кудрявцева. М.: Изд-во МГУ, 1976.
18. Основы мерзлотного прогноза при инженерно-геокриологических исследованиях/Под ред. В. А. Кудрявцева. М.: Изд-во МГУ, 1974.
19. Савельев Б. А. Физика, химия, строение природных льдов и мерзлых горных пород. М.: Изд-во МГУ, 1971.
20. Цытович Н. А. Механика мерзлых грунтов. М.: Высшая школа, 1973.
21. Шило Н. А. Основы учения о россыпях. М.: Наука, 1981.

Предметный указатель

- Аблация 65, 68
Аградация многолетнемерзлых толщ 363
Агрегация грунтовых частиц 126, 127, 173
Аласы 198, 201
Амплитуды годовых колебаний температур 19, 43, 71
- Байджарахи 198, 201
Бугры пучения 187, 188
Булгуняхи (см. пинго) 189
- Виды районирования 464
Влагоперенос и льдовыделение в породах:
 мерзлых 98, 99, 103, 106, 107, 108
 оттаивающих 110, 115
 промерзающих 110, 113
Влажность мерзлой породы 270
Вода:
 модель структуры 247
 фазовый состав 246
Выветривание:
 биогеохимическое 217
 криогенное 16, 220
Выпучивание 191
- Газогидраты 121
Геокриология 3, 5, 30, 36
Геокриологическая съемка 38, 447
Геокриологические карты:
 крупномасштабные 467
 мелкомасштабные 469
 прогнозные и оценочные 470
 среднемасштабные 468
Геокриологический прогноз:
 инженерный 534
 общий 534
Геотермическая ступень 49
Геотермический градиент 49
Гидратация ионов 96
Гидрогеокриологическое районирование 390
Гидролакколит 189
Гидроразрыв 117
Глеевые почвы 120, 124
Глубина многолетнего промерзания пород 367, 372
Глубины нулевых годовых амплитуд 19, 44, 47
Граничные условия I, II и III рода 78
Гуминовые кислоты 120
Гумусообразование 120
- Давление набухания 133
Деградация многолетнемерзлых толщ 362
Делли 207
Делювиальный шлейф 207
Десерпция:
 криогенная 203, 204
 термогенная 203
Деформация:
 длительная 151, 152
 мгновенная 151
 набухания 133
 недопущенная 134, 144, 145
 разрушения 151
 распучивания 133
Диспергация грунтовых частиц и агрегатов 126
Дифференциальная влагоемкость породы 93
Диэлектрическая проницаемость 275
Донные отложения в криолитозоне:
 преобразование бассейновых осадков 228, 229
 состав и строение 228
- Задачи теплотехнических расчетов при проектировании 519
Законы:
 Вант-Гоффа 122
 Гаука 148, 250
 Пуазейля 99
 Фурье 46, 47
Зоны концентрации напряжений 160, 169
- Иллювиальные горизонты почв 124
Инженерно-геологические изыскания 526, 529, 530
Источники энергии Земли:
 внешние 321
 внутренние 322
- Каменные потоки 202
Карбонатизация 121, 123
Коагуляция грунтовых частиц 126, 173
Компрессия мерзлых пород 292
Консолидация:
 первичная (фильтрационно-миграционная) 156
 вторичная (деформация затухающей ползучести) 156
Контакты в дисперсных породах 180

- Континентальные отложения в криолитозоне:
 асинхронно-эпикриогенные 229, 232
 палеокриозювиальные 233
 синкриогенные 232, 233
 синхронно-эпикриогенные 229
 субаквальные 231, 232
 субаэральные 231, 232
- Коры выветривания в криолитозоне:
 скорость выветривания пород 220
 строение 219
 формирование 218
- Коэффициент:
 влагопереноса 284
 вязкости 153, 289
 линейного расширения 140, 273
 неравномерности пучения 135
 пористости 272
 Пуассона 287, 288
 сжимаемости 289
 теплопроводности 41
- Криогенное строение толщ:
 синкриогенных 301
 субаквально-синкриогенных 301
 субаэрально-синкриогенных 301
 эпикриогенных 297
- Коренные породы:
 рыхлые 297
 тонкодисперсные 298
- Криогенные текстуры:
 в тонкодисперсных породах 258
 в литифицированных породах 260
 в скальных породах 258
 наложенные 163
 сингенетические 264
 унаследованные 168
 эпигенетические 263
- Криолитозона 419
- Криопэги 16, 121
- Криолитосфера 8
- Криозлливый 120
- Кристаллизация воды:
 гетерогенная 53
 гомогенная 53
 температура начала кристаллизации 59, 60
- Кристаллогидраты 121
- Курумы 202
- Ландшафтное районирование 451
- Ландшафтно-ключевой метод 450
- Лед:
 аморфный 52
 жильный 314
 инъекционный 318
 кристаллический 248
 миграционный (сегрегационный) 320
 наземный 313
 подземный 313
 свойства 249—251
- текстура 249
 типы структур 249
- Ледники 211
- Ледниковый период:
 кайнозойский 401
 пермско-каменноугольный 400
 позднепалеозойский 399
 позднепротерозойский 398
 раннепротерозойский 397
- Лед-цемент 15, 260
- Ледяные жилы:
 сингенетические 195, 316
 эпигенетические 195, 315
- Лессовидные отложения 312
- Литогенез:
 криолитогенез 33, 215
 типы по Н. М. Страхову 214
- Льдистость 270
- Маршрутные исследования 453
- Масштабы съомок и карт 454
- Мелкозем:
 плоскостной смыв 207
 золотой перенос 225
- Мелкополигональные формы рельефа 196
- Мерзлые горные породы:
 диакриогенные 17
 реликтовые 19
 синкриогенные 17
 эпикриогенные 17
- Месторождение полезных ископаемых в криолитозоне 236—242
- Механизм выветривания пород:
 гидратационный 216
 криогидратационный 217
 тектономеханический 215
 температурный 216
- Миграция влаги 15, 92, 95
- Микростроение мерзлых пород:
 сингенетических 266
 эпигенетических 266
- Микротрещинообразование 140
- Минералы:
 вторичные 243
 первичные 243
- Многолетнемерзлые породы:
 пространственная изменчивость среднегодовых температур 419
 распространение 419
- Модуль:
 общей деформации 287
 Юнга 287
- Морозное иссушение (см. сублимация льда) 67
- Морозобойное растрескивание 192
- Морозостойкость 274
- Мощность и строение криолитозоны:
 субаэральной 429
 субгляциальной 441
 субмаринной 440

- Набухание 129
- Наледи 210
- Наледный алювий 210
- Напряжения:
 - нерелаксированные 134
 - объемноградиентные 142
 - пучения 135
 - сдвиговые 106
 - усадки 131, 132
- Незамёрзшая вода (см. фазовый состав воды)
- Обзорное картирование и районирование 447
- Органическое вещество в криолитозоне 120
- Органоминеральные соединения 124
- Осадка 129, 135, 137
- Осадкообразование 14, 33
- Осмоз 108
- Осмотическое набухание 129
- Оттаивание пород (сезонное) 19
- Пароперенос:
 - диффузионный 99
 - молярный 99
 - эффузионный 98
- Перелетки 330
- Перенос и накопление осадочного материала 220—227
- Перенос тепла:
 - конвективный 40
 - кондуктивный 41
- Перлювий 207
- Пинго (бугры пучения) 189
- Плавление льда 50
- Пластичновязкое течение 153
- Плотность мерзлой породы 271
- Подземные воды в криолитозоне:
 - несквозных таликов 383
 - подмерзлотного стока 386
 - сезонноталого слоя 382
 - сквозных таликов 385
 - мез- и внутримерзлотные 387
 - надмерзлотные 382
- Получесть:
 - порог 146
 - стадии 150
- Полигонально-жилые структуры:
 - изначально-грунтовые 194
 - песчано-ледяные 195
 - песчаные 195
 - повторно-жилые льды 195
- Породы:
 - мерзлые 3, 14
 - морозные 15
- Поршневой эффект 114
- Постановки задачи о промерзании (протаивании) 77, 79, 81
- Потенциал грунтовой влаги:
 - относительный термодинамический 92
 - термодинамический 93
- Препостроечное оттаивание много-летнемерзлых пород:
 - естественным теплом 514
 - искусственными источниками тепла 514
- Методы:
 - гидрооттайки 514
 - парооттайки 515
 - электрооттайки 515
 - термохимической оттайки 515
- Принципы классификаций мерзлых пород 462
- Промерзание пород:
 - сезонное 19, 337
 - многолетнее 367
- Процессы и явления в криолитозоне:
 - абразийные 185, 186
 - воднобалансовые 185
 - гравитационные 186
 - склоновые 201—206
 - собственно-мерзлотные 183
 - флювиальные 183
- Радиационно-тепловой баланс 323
- Радиационный баланс 323
- Размокаемость 273
- Разрушение берегов в криолитозоне 208
- Расклинивающее давление воды 95
- Расчет устойчивости фундамента:
 - на действие сил пучения 521
 - по несущей способности 519
- Релаксация 147
- Реологическая кривая 149
- Свойства пород:
 - деформационные 286
 - прочностные 286
 - реологические 145
 - теплофизические 277
 - электрические 274
- Седиментогенез 215
- Сели 213
- Сельскохозяйственное освоение территорий 499
- Слой сезонного промерзания и оттаивания пород 336
- Снежники 212
- Снежные лавины 212, 213
- Солифлюкция:
 - быстрая 206
 - дифференциальная 206
 - покровная 205
- Состав и криогенное строение отложений:
 - аллювиальных 310

- ледниковых и водно-ледниковых 310
- ледового (едомного) комплекса 312
- морских 311
- озерных и лагунных 311
- склоновых 309
- элювиальных 308
- Способы обеспечения устойчивости сооружений:
 - предварительное оттаивание 509
 - предварительное промораживание грунтов 506
 - приспособление к неравномерным осадкам 507
 - сохранение мерзлого состояния грунтов основания 504
 - стабилизация начального положения кровли мерзлых пород 510
- Способы охлаждения грунтов:
 - аммиачно-рассольные установки 511
 - термосваи Гапеева, Лонга 512, 513
 - циркуляция хладоносителя по трубам 512
- Строительство на мерзлых грунтах:
 - обоснование выбора принципа 503
 - принцип I 503
 - принцип II 503
- Структура:
 - льда (см. лед кристаллический) 249
 - порового пространства мерзлой породы 251
- Сублимация льда 65, 68
- Талики 376, 377, 379—381
- Тиксотропные грунты 129
- Типы контактов 180
- Текстура льда 249
- Температура:
 - на подошве слоя сезонного промерзания (протаивания) 73, 74
 - среднегодовая 19
- Температурная сдвигка 73
- Температурное растрескивание 143
- Температуропроводность 42
- Тепловой поток 40, 41
- Теплоемкость:
 - объемная 41, 277
 - эффективная 80, 277
 - удельная 277
- Теплообороты 48
- Теплопроводность 41, 277, 279
- Теплота фазовых переходов 80
- Термическое расширение — сжатие 273
- Термоабразия 208
- Термокарст 198
- Термоэрозия 207
- Техногенный прогноз геокриологических условий 531
- Толщи мерзлых пород:
 - диакриогенные 296
 - синкриогенные 296
 - эпикриогенные 296
- Трансляционное перемещение молекул воды 96
- Удельная активная поверхность 251
- Удельное электрическое сопротивление 275
- Уплотнение оттаявших пород 516
- Уравнения:
 - водного баланса 325
 - среднегодовой температуры 326
- Усадка 127, 130, 131
- Условие Стефана 76
- Условие формирования:
 - криогенных текстур 158, 159, 164
 - ледяных прослоев 160, 162
- Фазовая граница в толще пород 75
- Фазовые переходы связанной воды 55, 60
- Физико-химические и механические процессы в породах:
 - мерзлых 101, 106, 109
 - многократно промерзающих и протаивающих 130
 - промерзающих 126
 - протаивающих 128
- Формулы:
 - Лейбензона 86
 - Стефана 84
 - Кудрявцева:
 - для определения глубины многолетнего промерзания 90, 91
 - для определения теплооборотов и глубины сезонного промерзания (протаивания) 88
- Фульвокислоты 120
- Хасыреи 201
- Химические процессы в породах:
 - мерзлых 122
 - многократно промерзающих и протаивающих 123
 - промерзающих 120
- Этапы геокриологического развития:
 - голоценовый 417
 - плиоцен-раннеплейстоценовый 409
 - позднеплейстоценовый 414
 - среднеплейстоценовый 413
- Эффект температурного последствия 142
- Южная геокриологическая зона 422
- Южная граница криолитозоны 21, 420

Оглавление

Предисловие	3
Введение	5
§ 1. Геокриология как раздел планетарной криологии	5
§ 2. Мерзлые горные породы — естественно-исторические геологические образования	13
§ 3. История исследования криолитозоны и слагающих ее мерзлых пород	22
§ 4. Структура, задачи и научные направления геокриологии	30
§ 5. Методологические основы геокриологии	36
 Раздел I. ТЕПЛОФИЗИЧЕСКИЕ, ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ И МЕХАНИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В ПРОМЕРЗАЮЩИХ, МЕРЗЛЫХ И ПРОТАИВАЮЩИХ ПОРОДАХ И ИХ ПРОЯВЛЕНИЕ В КРИОЛИТОЗОНЕ	 40
Глава 1. Теплофизические процессы в промерзающих и протаивающих породах	40
§ 1. Теплопередача и температурное поле в горных породах	40
§ 2. Замерзание (кристаллизация) воды и таяние льда в горных породах	49
§ 3. Сублимация и десублимация влаги в мерзлых породах	65
§ 4. Промерзание и протаивание горных пород	70
§ 5. Методы решения задач о промерзании (протаивании) пород и приближенные формулы расчета глубин промерзания и протаивания	84
Глава 2. Влагоперенос и льдовыделение в дисперсных горных породах	91
§ 1. Природа и механизм миграции влаги в дисперсных породах	91
§ 2. Влагоперенос и льдовыделение в мерзлых породах	98
§ 3. Влагоперенос и льдовыделение в промерзающих и протаивающих породах	110
Глава 3. Физико-химические и механические процессы в промерзающих и протаивающих горных породах	119
§ 1. Химические реакции и процессы в промерзающих и протаивающих породах	119
§ 2. Физико-химические и механические процессы в промерзающих и протаивающих породах	125
§ 3. Физико-механические процессы в мерзлых породах, вызванные изменением температуры	140
§ 4. Физико-механические процессы в мерзлых породах, вызванные действием внешней нагрузки	145
Глава 4. Структуро- и текстурообразование в промерзающих и протаивающих породах	158
§ 1. Теплофизические и физико-механические условия формирования миграционно-сегрегационных прослоев льда	158
§ 2. Образование основных типов криогенных текстур	163
§ 3. Структурообразование в промерзающих и протаивающих породах	173
§ 4. Структурные связи и типы контактов в мерзлых породах	180
556	

Глава 5. Криогенные геологические процессы и явления	183
§ 1. Классификация процессов и явлений	183
§ 2. Морозное лучение дисперсных пород	186
§ 3. Морозобойное растрескивание и полигональные поверхностные и подземные образования	192
§ 4. Термокарст	197
§ 5. Склоновые процессы и явления	201
§ 6. Процессы и явления, связанные с деятельностью воды, ледников и других геологических агентов	206

Раздел II. СОСТАВ, КРИОГЕННОЕ СТРОЕНИЕ И СВОЙСТВА МЕРЗЛЫХ ПОРОД 214

Глава 6. Осадочное породообразование в криолитозоне (криолито-генез)	214
§ 1. Седиментогенез в криолитозоне	215
§ 2. Преобразование рыхлых отложений криолитозоны в породу	228
§ 3. Формирование полезных ископаемых на различных стадиях криолито-генеза	236

Глава 7. Состав и строение мерзлых пород	242
§ 1. Особенности органо-минерального и химического состава мерзлых пород	242
§ 2. Незамерзшая вода и лед в горных породах	246
§ 3. Тектурные особенности мерзлых пород	257
§ 4. Микростроение мерзлых пород	265

Глава 8. Свойства мерзлых пород	270
§ 1. Физические свойства мерзлых пород	270
§ 2. Теплофизические свойства горных пород	277
§ 3. Влагообменные свойства дисперсных пород	282
§ 4. Механические свойства мерзлых пород	286

Глава 9. Характеристика основных генетических типов мерзлых пород	296
§ 1. Особенности криогенных типов толщ горных пород	296
§ 2. Состав и криогенное строение основных геолого-генетических типов осадочных пород в криолитозоне	307
§ 3. Природные льды как мономинеральные горные породы	312

Раздел III. ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ И РАЗВИТИЯ ТОЛЩ МЕРЗЛЫХ ПОРОД И СЕЗОННОГО ПРОМЕРЗАНИЯ И ПРОТАИВАНИЯ 321

Глава 10. Термодинамические и климатические условия формирования толщ мерзлых пород	321
§ 1. Энергетический баланс Земли	321
§ 2. Термодинамические условия возникновения и развития сезонно- и многолетнемерзлых пород	326
§ 3. Мерзлые породы как результат зональности тепло- и массообмен-ных процессов на земной поверхности и в атмосфере	330

Глава 11. Сезонное промерзание и протаивание горных пород	336
§ 1. Формирование слоя сезонного промерзания и протаивания пород	336
§ 2. Типы сезонного промерзания и протаивания горных пород	342
§ 3. Влияние ландшафтно-климатических факторов на температурный режим и глубины сезонного промерзания и протаивания пород	348

Глава 12. Формирование мощности и температурного режима многолетнемерзлых горных пород	362
§ 1. Современные представления о формировании и развитии многолетнемерзлых толщ горных пород	362
§ 2. Влияние граничных условий на формирование мощности и температурного режима мерзлых толщ	367
§ 3. Зависимость мощности и температурного режима многолетнемерзлых толщ от геологических факторов и процессов	372
Глава 13. Талики и подземные воды в криолитозоне	375
§ 1. Природа формирования и типы таликов в криолитозоне	375
§ 2. Подземные воды криолитозоны	381
§ 3. Взаимодействие подземных вод с мерзлыми толщами пород и типы криогидрогеологических структур	387
Раздел IV. РЕГИОНАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ И ЭВОЛЮЦИЯ ТОЛЩ МЕРЗЛЫХ ПОРОД	393
Глава 14. Эволюция толщ мерзлых пород в истории Земли	393
§ 1. История развития и распространения на планете многолетнемерзлых горных пород	393
§ 2. Причины возникновения и эволюция мерзлых толщ в истории Земли	402
§ 3. История геокриологического развития и основные этапы формирования криолитозоны на территории СССР в позднем кайнозое	406
Глава 15. Зональные и региональные особенности геокриологических условий территории СССР на современном этапе	418
§ 1. Распространение многолетнемерзлых пород и пространственное изменение их среднегодовых температур	418
§ 2. Строение криолитозоны и пространственная изменчивость ее мощности	428
§ 3. Распространение основных типов сезонного оттаивания и промерзания пород	441
Глава 16. Принципы и методы региональных геокриологических исследований	447
§ 1. Геокриологическая съемка — основа регионального изучения сезонной и многолетней криолитозоны	447
§ 2. Производство и методы геокриологической съемки	455
§ 3. Классификации и районирование при геокриологической съемке	461
§ 4. Геокриологическое картирование и районирование	465
Раздел V. РАЦИОНАЛЬНОЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МЕРЗЛЫХ ПОРОД И ОХРАНА ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ ПРИ ОСВОЕНИИ КРИОЛИТОЗОНЫ	474
Глава 17. Влияние различных видов освоения территории на мерзлые породы и природную обстановку криолитозоны	474
§ 1. Общие положения по рациональному использованию мерзлых пород при освоении криолитозоны	474
§ 2. Региональные преобразования природной среды при освоении крупных территорий криолитозоны	481
§ 3. Освоение криолитозоны при различных видах строительства	483
§ 4. Освоение криолитозоны для целей горнодобывающей промышленности и подземного строительства	493
§ 5. Агробиологические виды освоения криолитозоны	499

Глава 18. Обеспечение устойчивости инженерных сооружений в криолитозоне	501
§ 1. Принципы строительства инженерных сооружений (оснований и фундаментов) на многолетнемерзлых грунтах	501
§ 2. Методы мелиорации мерзлых пород как оснований сооружений	510
§ 3. Принципы расчета оснований и выбор конструкций фундаментов, сооружаемых на мерзлых грунтах	518
§ 4. Нормативные документы по проектированию и строительству инженерных сооружений в криолитозоне	523
Глава 19. Инженерно-геологическое обеспечение проектирования, строительства и эксплуатации инженерных сооружений в криолитозоне	526
§ 1. Инженерно-геологические изыскания в криолитозоне	526
§ 2. Прогноз изменения геокриологических условий при освоении территорий	531
§ 3. Принципы и приемы управления мерзлотным процессом	538
§ 4. Основы рационального использования и охраны геологической среды в криолитозоне	545
Список литературы	551
Предметный указатель	552

УЧЕБНОЕ ИЗДАНИЕ

Ершов Эдуард Дмитриевич

ОБЩАЯ ГЕОКРИОЛОГИЯ

Заведующий редакцией *Л. Н. Аважанская*
Редактор издательства *С. Г. Бароянц*
Технический редактор *Е. С. Сычева*
Корректор *М. В. Дроздова*

ИБ № 7747

Сдано в набор 12.12.89. Подписано в печать 06.06.90. Т-05172. Формат 60×90¹/₈. Бумага книжно-журнальная. Гарнитура литературная. Печать высокая. Усл.-печ. л. 35,0. Усл. кр.-отт. 35,0. Уч.-изд. л. 38,38. Тираж 2000 экз. Заказ 390/1825-4. Цена 1 р. 60 к.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра», 125047, Москва, пл. Белорусского вокзала, 3.

Набрано в ленинградской типографии № 2 головном предприятии ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского объединения «Техническая книга» им. Евгении Соколовой Государственного комитета СССР по печати. 198052, г. Ленинград. Л-52, Измайловский проспект, 29.

Отпечатано на Ленинградской картографической фабрике ВСЕГЕИ. Зак. 456.